



Fundação

CECIERJ

Consórcio **cederj**

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

Climatologia Geográfica

Volume 1

Ricardo Augusto Calheiros de Miranda

Lucio de Souza



**GOVERNO DO
Rio de Janeiro**

**SECRETARIA DE CIÊNCIA,
TECNOLOGIA, INOVAÇÃO E
DESENVOLVIMENTO SOCIAL**

**UNIVERSIDADE
ABERTA DO BRASIL**

**MINISTÉRIO DA
EDUCAÇÃO**



Apoio:



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

Fundação Cecierj / Consórcio Cederj

www.cederj.edu.br

Presidente
Carlos Eduardo Bielschowsky

Vice-presidente
Marilvia Dansa de Alencar

Coordenação do Curso de Geografia
UERJ – Glaucio José Marafon

Material Didático

ELABORAÇÃO DE CONTEÚDO
Ricardo Augusto Calheiros de Miranda
Lucio de Souza

COORDENAÇÃO DE
DESENVOLVIMENTO INSTRUCIONAL
Cristine Costa Barreto

SUPERVISÃO DE
DESENVOLVIMENTO INSTRUCIONAL
Flávia Busnardo

DESENVOLVIMENTO INSTRUCIONAL
E REVISÃO
Marisa Duarte
Marcelo Oliveira
Paulo Alves
Heitor Soares de Farias

AVALIAÇÃO DO MATERIAL DIDÁTICO
Tháís de Siervi

Departamento de Produção

COORDENAÇÃO DE
PRODUÇÃO
Fábio Rapello Alencar

COORDENAÇÃO DE
REVISÃO
Cristina Freixinho

REVISÃO TIPOGRÁFICA
Beatriz Fontes
Patrícia Sotello

ASSISTENTE DE
PRODUÇÃO
Bianca Giacomelli

DIRETOR DE ARTE
Alexandre d'Oliveira

PROGRAMAÇÃO VISUAL
Sanny Reis

ILUSTRAÇÃO
Fernando Romeiro

CAPA
Fernando Romeiro

PRODUÇÃO GRÁFICA
Verônica Paranhos

Copyright © 2012, Fundação Cecierj / Consórcio Cederj

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

S729c

Miranda, Ricardo Augusto Calheiros de.
Climatologia geográfica. v.1. / Lucio de Souza, Ricardo Augusto
Calheiros de Miranda. - Rio de Janeiro: Fundação CECIERJ,
2012.

246 p.; 19 x 26,5 cm.

ISBN: 978-85-7648-882-8

1. Geografia. 2. Climatologia. I. Souza, Lucio de. II. Título.

CDD: 551.5

Referências Bibliográficas e catalogação na fonte, de acordo com as normas da ABNT.
Texto revisado segundo o novo Acordo Ortográfico da Língua Portuguesa.

Governo do Estado do Rio de Janeiro

Governador
Luiz Fernando de Souza Pezão

Secretário de Estado de Ciência, Tecnologia, Inovação e Desenvolvimento Social
Gabriell Carvalho Neves Franco dos Santos

Universidades Consorciadas

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

FAETEC - FUNDAÇÃO DE APOIO À ESCOLA
TÉCNICA
Presidente: Alexandre Sérgio Alves Vieira

IFF - INSTITUTO FEDERAL DE EDUCAÇÃO,
CIÊNCIA E TECNOLOGIA FLUMINENSE
Reitor: Jefferson Manhães de Azevedo

UENF - UNIVERSIDADE ESTADUAL DO
NORTE FLUMINENSE DARCY RIBEIRO
Reitor: Luis César Passoni

UERJ - UNIVERSIDADE DO ESTADO DO
RIO DE JANEIRO
Reitor: Ruy Garcia Marques

UFF - UNIVERSIDADE FEDERAL FLUMINENSE
Reitor: Sidney Luiz de Matos Mello

UFRJ - UNIVERSIDADE FEDERAL DO
RIO DE JANEIRO
Reitor: Roberto Leher

UFRRJ - UNIVERSIDADE FEDERAL RURAL
DO RIO DE JANEIRO
Reitor: Ricardo Luiz Louro Barbara

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

Aula 1	– Introdução à climatologia _____	7
	Ricardo Augusto Calheiros de Miranda e Lucio de Souza	
Aula 2	– Atmosfera terrestre _____	43
	Ricardo Augusto Calheiros de Miranda e Lucio de Souza	
Aula 3	– A energia na atmosfera _____	77
	Lucio de Souza e Ricardo Augusto Calheiros de Miranda	
Aula 4	– Temperatura do ar e do solo _____	115
	Ricardo Augusto Calheiros de Miranda e Lucio de Souza	
Aula 5	– Umidade do ar _____	151
	Ricardo Augusto Calheiros de Miranda e Lucio de Souza	
Aula 6	– Pressão atmosférica _____	181
	Lucio de Souza e Ricardo Augusto Calheiros de Miranda	
Aula 7	– Ventos de superfície _____	211
	Ricardo Augusto Calheiros de Miranda e Lucio de Souza	
Referências	_____	241

Aula 1

Introdução à climatologia

*Ricardo Augusto Calheiros de Miranda
Lucio de Souza*

Meta da aula

Apresentar as bases conceituais em climatologia para aplicação na Geografia.

Objetivos

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

1. reconhecer a evolução da ciência atmosférica;
2. reconhecer a climatologia como um ramo da meteorologia;
3. diferenciar tempo e clima;
4. identificar elementos e fatores climáticos;
5. reconhecer escalas espaciais do clima.

INTRODUÇÃO

Vivemos em uma época em que o conhecimento do clima de uma região ou local está diretamente associado ao bem-estar da sociedade, à geração de recursos e à preservação do meio ambiente. Ou seja, nada escapa à influência do tempo atmosférico. Assim sendo, ter ou não conhecimento sobre os processos físicos que ocorrem na atmosfera terrestre, saber ou não usufruí-los, pode determinar os melhores critérios de atuação sobre o meio para dar uma resposta às demandas de benefícios que faz o homem, na base de sua capacidade de transformar ecossistemas.

Por essa e outras razões, frequentemente ouvimos, lemos ou assistimos nos noticiários diários da TV matérias vinculadas sobre o aquecimento global e sua influência sobre o futuro climático da Terra. Ou seja, quase 70% dos textos publicados em jornais do mundo sobre o assunto, no período de 2005 – 2007, referiam-se a matérias que tratam do aquecimento global do planeta, causado por **fontes antropogênicas** (emissões de gases produzidos pelas indústrias, refinarias, veículos automotores etc.).

Em termos objetivos, as projeções obtidas por modelos de simulação climática preveem um aumento da temperatura média do planeta entre 1,4°C a 5,8°C até o final do século XXI. As consequências desastrosas incluem, em geral, um clima mais quente e mais úmido com mais enchentes em algumas áreas e secas crônicas em outras. O aquecimento dos mares provocará um aumento do nível dos oceanos e a consequente inundação de certas áreas litorâneas e a redução de certas geleiras. A umidade e o calor provocarão um aumento do número de insetos com o correlato aumento de algumas doenças por eles transmitidas, como: malária, dengue e leptospirose. Como se isto não bastasse, haveria um decréscimo da água disponível e, por outro lado, maior risco de enchentes em determinados locais. Como resultado, as partes mais pobres do globo serão as mais vulneráveis pela sua escassa capacidade de adaptação.

Fontes antropogênicas

Efeitos causados por resíduos químicos ou biológicos, produzidos por atividades humanas.

As duas principais fontes antropogênicas são a queima de combustíveis fósseis e o desmatamento de regiões tropicais, como a Amazônia.

A queima de combustíveis fósseis (gás natural, carvão mineral e, especialmente, petróleo) ocorre principalmente pelo setor de produção de energia (termelétricas), industrial e de transporte (automóveis, ônibus, aviões etc.).

Essa é uma pequena descrição do que ocorrerá com a vida futura na Terra, se esses cenários se confirmarem. No entanto, para que você possa entender sobre a dinâmica do clima no planeta Terra, é necessário que sejam apresentadas nesta aula as bases conceituais da climatologia, para que você possa aplicar na Geografia.

Você pode não saber, mas a vida de todos os seres vivos é controlada pelo clima da Terra. Assim vamos iniciar nossa primeira aula.

O conhecimento climático

Desde épocas remotas, o homem tem observado e procurado desvendar o comportamento das intempéries naturais, ora com curiosidade, ora com receio, ora para se planejar. Para isso, foi necessário que os nossos ancestrais gradativamente superassem a condição de meros observadores das intempéries naturais para atingirem um estágio de conhecimento tal, em que foi possível apresentar explicações compatíveis com os fenômenos atmosféricos por eles observados.

Assim deixou-se de atribuir, aos deuses e/ou às entidades mitológicas a eles associadas, as causas quanto à espacialidade e a temporalidade da presença de chuvas, ventos, trovões e períodos de secas etc. Ou seja, o conhecimento humano foi capaz de explicar a importância de se investigar os elementos do ar, por exemplo. Dessa forma, surgia a necessidade de se registrar as condições que caracterizam o **estado atmosférico** para que a dissociação entre a questão abstrata e a condição física da atmosfera pudesse ser assim identificada.

Assim sendo, coube aos gregos (século VI) e a suas navegações pelo mar Mediterrâneo fazer os primeiros registros do comportamento diferenciado das características climáticas prevalentes em cada local e/ou região. Com isto, foi possível descrever um conjunto de condições meteorológicas predominantes, que, no decurso de um intervalo de tempo curto e na sua sucessão natural, permitiu ao homem identificar a identidade climática característica desses locais e/ou regiões.

Estado atmosférico

Conjunto de condições atmosféricas prevalentes num determinado lugar, num curto período de tempo, ou seja, num único dia, ele pode variar bastante: amanhece com sol e calor, depois fica nublado e, à noite, chove e faz frio.

Povos antigos, egípcios, chineses, gregos e romanos, por exemplo, já faziam referência ao tempo meteorológico com base nas informações dos astros. Ou seja, por meio do movimento do Sol, das estrelas e dos planetas, os antigos egípcios eram capazes de prever as estações e as cheias do rio Nilo, tão importante para sua sobrevivência. Da mesma forma que os curdos foram capazes de, no século IX, correlacionar efeitos do clima na agricultura.

Até que, Aristóteles em 340 a.C., ao escrever o tratado sobre filosofia natural “meteorológica” falava à sua maneira filosófica e especulativa sobre o tempo, o clima, sobre astronomia, geografia e química. Para ele, tudo de origem celeste (nuvens, chuvas, neve, granizo, trovões etc.) era denominado de meteoros, daí o nome Meteorologia. Assim suas ideias e conceitos permaneceram por mais de dois mil anos.

De fato, o surgimento da meteorologia como uma ciência natural genuína não aconteceu até a invenção dos primeiros instrumentos meteorológicos na **Idade Média**, período em que a cultura clássica é resgatada notadamente através da invenção dos primeiros instrumentos meteorológicos, o que permitiu que as observações passassem de contemplativas e qualitativas a instrumentais e quantitativas.

A primeira dessas invenções foi o higrômetro, muito embora os filósofos gregos parecessem entender os fundamentos de como a água circulava entre a superfície e a atmosfera até mesmo sem instrumentos. Foi a necessidade de se conhecer como a água em seu estado de vapor se movimentava para a atmosfera que conduziu o matemático alemão Nicholas de Cusa, em 1450, à invenção do higrômetro. Logo após, surgiu o cata-vento de Leonardo da Vinci, que grosseiramente media a intensidade e a direção dos ventos. E, depois, Galileu (1593) inventou o termômetro. Atribui-se a Evangelista Torricelli, discípulo de Galileu, a invenção do barômetro em 1643. Sendo que ao longo do século XVII, Fahrenheit (1714) constrói o primeiro termômetro de mercúrio, que foi o primeiro equipamento meteorológico a conter uma escala fidedigna para

Idade Média

Conjunto de transformações culturais, políticas, sociais e econômicas, ocorridas nos povos da Europa ocidental. Nessa época, ocorreram eventos de grande repercussão: a renovação da vida urbana, após um longo período de vida rural, girando em torno dos castelos e mosteiros; o movimento das Cruzadas, a restauração do comércio, a emergência de um novo grupo social (os burgueses) e, sobretudo, o *renascimento cultural* com um forte matiz científico-filosófico, que preparou o caminho para o renascimento italiano, eminentemente literário e artístico.

monitorar temperaturas baixas (congelamento da água – 32°F) e altas (ebulição da água – 212°F).

Coube ao astrônomo sueco, Anders Celsius (1742), propor uma escala centesimal para os termômetros, mais fácil de usar para trabalhos científicos. Celsius definiu como ponto de congelamento da água a graduação cem (100) e como ponto de ebulição, a graduação zero (0). O inverso desta escala (0°C = congelamento; 100°C = ebulição) é adotada atualmente. Em 1862, Lord Kelvin, matemático escocês e físico, redefiniu a escala de temperatura Celsius (°C) para que iniciasse do zero, surgindo, assim, uma escala que mede temperatura absoluta (°K), a escala Kelvin.

A escala Kelvin foi calibrada em termos da energia e, como energia é uma grandeza positiva, não existem temperaturas negativas nessa escala. Então, o zero é a temperatura mais baixa possível, chamado de *zero absoluto* ou *zero Kelvin*. Essa temperatura corresponde a –273,15°C.



Temperatura absoluta

Temperatura é reconhecida cognitivamente como o nível de calor que existe no ambiente, resultante, por exemplo, da ação dos raios solares ou do nível de calor existente num corpo. Temperatura absoluta: a que não depende de medida nem da substância ou propriedade utilizada para medi-la e que usualmente é medida na escala Kelvin. Para converter valores de temperatura de graus Celsius para Kelvin, é necessário somar 273 ao valor em graus Celsius.

Uma das mais brilhantes teorias científicas dessa época foi nos apresentada pelo iniciante astrônomo Nicolau Copérnico (1473 – 1543), o **heliocentrismo**. Assim foi possível se demonstrar a influência da rotação da Terra na camada de ar adjacente à sua superfície – atmosfera. Como consequência, apresentaram-se teorias sobre a atmosfera terrestre e concluiu-se que áreas diferenciadas do planeta Terra são expostas ao calor emitido pelo Sol de tal forma que não recebem a mesma proporção de radiação solar durante o ano.

Vejamos agora uma lista de importantes descobertas e invenções que a ciência proporcionou:

- O primeiro pluviômetro, construído na China, em 1245, só foi utilizado em 1639 para nos ajudar a mensurar o volume de água precipitada sobre um local e/ou região na Europa. Coube a Leone Batista Alberti desenvolver um anemômetro de placa oscilante, sendo considerado como primeiro instrumento capaz de medir a velocidade do vento, precisamente, desde Da Vinci na Idade Média.
- Na Itália, surge, em 1654, a primeira rede de coleta de dados meteorológicos europeia, que consistia de estações distribuídas em Florença, Cutigliano, Bolonha, Parma, Milão, Innsbruck, Osnabrück, Paris e Varsóvia. Os dados nela coletados eram enviados para central em Florença, em intervalos de tempo regulares.
- A invenção do telégrafo, em 1843, permitiu o intercâmbio de dados meteorológicos que permitiram a elaboração de cartas sinóticas, associando isóbaras e condições de tempo (chuva, cobertura do céu e ventos).
- Halley apresenta um estudo, em 1686, sobre ventos alísios e monções e identifica o aquecimento solar como causa desses movimentos. Até que, por volta de 1920, o conceito de massas de ar e frentes foi então formulado.

Heliocentrismo

Teoria segundo a qual a Terra e os outros planetas moviam-se em torno do Sol. E não com até então se acreditava que a Terra era como um centro fixo, em torno do qual giravam os demais corpos celestes.

Após esse período, saltos expressivos nas ciências atmosféricas foram cada vez mais constantes, pela necessidade de se expandir a produtividade agrícola e/ou para a melhoria da circulação das mercadorias, produzidas entre as zonas produtoras.

No entanto, foi no período entre as duas grandes guerras mundiais que o monitoramento da dinâmica atmosférica para preparação das estratégias de defesa e ataque foi marcante. Inúmeros instrumentos para o monitoramento dos elementos atmosféricos contribuíram para elaboração de metodologias para previsão do tempo. Observações de temperatura, umidade e pressão atmosférica, através de balões meteorológicos, possibilitaram-nos a visão tridimensional da nossa atmosfera. Assim, teorias para interpretação dos fenômenos atmosféricos, com propósito utilitário, foram desenvolvidas e redes mundiais foram sendo espalhadas sobre o globo terrestre – facilitando o apoio à previsão diária do tempo meteorológico.

Até que, com a invenção dos computadores, na década de 1950, a meteorologia deu outro grande salto e passou a resolver equações que descrevem o comportamento da atmosfera. E em 1960, o primeiro satélite meteorológico (Tiros I) lançado colocou a *meteorologia* na era espacial. Esse artefato permitiu que uma série de dados coletados sobre o globo terrestre fosse, em tempo real, repassada para diferentes centros de previsão meteorológica espalhados pelo mundo.

A partir daí, a meteorologia progrediu através das seguintes fases:

1. Do uso desses instrumentos ao acúmulo sistemático de dados meteorológicos por eles coletados.
2. Classificação e organização de dados acumulados, com o propósito de descobrir e descrever os estados do tempo.
3. Desenvolvimento de teorias físicas para interpretar e coordenar os processos atmosféricos.

Até que, nos dias atuais, com utilização de super computadores, de satélites meteorológicos e de sistemas globais de comunicação, via internet, inaugurou-se um período de intensa circulação de informações meteorológicas que possibilita um melhor conhecimento da dinâmica atmosférica planetária e regional e, conseqüentemente, a aplicação dos conhecimentos adquiridos com propósitos práticos.



Atende ao Objetivo 1

1. Nesta primeira seção, vimos a evolução da ciência atmosférica, passando por um explicação breve de grandes invenções. Mas, pensando no homem em épocas remotas, o que foi preciso superar para dar início a explicações sobre os fenômenos atmosféricos?

Resposta Comentada

Como vimos, o homem começou a explicar os fenômenos atmosféricos e a desvendar o comportamento das intempéries naturais no momento em que superou a condição de mero observador das intempéries naturais. Isso foi um marco para atingir um estágio de conhecimento que dispensava reverência aos deuses e/ou às entidades mitológicas a eles associadas, para explicar os fenômenos. Dessa forma, o conhecimento humano foi capaz de explicar a importância

de se investigar os elementos do ar, por exemplo. E, com isso surgia a necessidade de se registrar as condições que caracterizam o estado atmosférico para que a dissociação entre a questão abstrata e a condição física da atmosfera pudesse ser, assim, identificada.

Conceitos e definições

Em qualquer setor de conhecimento, é válido reexaminar os conceitos atrelados a palavras relativamente simples, empregadas pelos especialistas naquela área específica e pelo público em geral. Assim sendo, nas ciências atmosféricas, é imperativo que se faça a distinção entre meteorologia e climatologia e entre tempo e clima.

A climatologia como um ramo da meteorologia

Como relatado anteriormente, desde épocas remotas o homem tem observado, ora com curiosidade, ora com receio, a ocorrência de tempestades etc. Assim, o homem procurou amenizar os rigores do tempo e do clima no aconchegante refúgio de suas cavernas.

O termo meteorologia deriva do grego *meteoros*, que significa elevado no ar. Assim sendo, meteorologia é o ramo das ciências naturais que se ocupa do estudo dos fenômenos físicos da atmosfera (meteoros).



Meteoros

É um fenômeno atmosférico, sem ser uma nuvem, observado na superfície da Terra.

Os meteoros são usualmente classificados em quatro grupos:

- **Hidrometeoros:** constituído por um conjunto de partículas de água no estado líquido (chuvas) ou sólido (neve, granizo) que se precipitam ou depositam-se sobre as superfícies (geada e orvalho) ou permanecem suspensas na atmosfera (neblina ou nevoeiro).
- **Litometeoros:** constituído por um agregado de partículas que na maioria são sólidas (pólen, areia, poeira). Essas partículas estão mais ou menos em suspensão na atmosfera, levantadas do solo pelo vento.
- **Eletrometeoros:** são todos os fenômenos elétricos, observáveis nas baixas camadas da atmosfera terrestre, ou seja: raios, relâmpagos e trovoadas
- **Fotometeoros:** fenômeno luminoso, provocado pela reflexão, refração ou interferência da luz solar ou lunar. Dentre os fotometeoros mais comuns, destacam-se:
 - Arco-íris – grupo de arcos concêntricos com cores que vão do roxo ao vermelho, produzidos pela passagem da luz solar ou lunar sobre um alvo de gotas de água na atmosfera (chuva, chuveiro ou nevoeiro);
 - Halo – grupo de fenômenos ópticos em forma de anéis, arcos, colunas ou manchas luminosas, produzidos pela refração ou reflexão de luz nos cristais de gelo em suspensão na atmosfera.

Seu campo de atuação abrange o estudo das condições atmosféricas prevalentes descritas em termos de alguns elementos físicos característicos, que são quantidades ou propriedades medidas regularmente, tais como: a temperatura e a umidade relativa do ar,

a pressão atmosférica, a velocidade e a direção do vento, o tipo e a quantidade de precipitação e o tipo e a quantidade de nuvens.

A meteorologia no seu sentido mais amplo é uma ciência extremamente vasta e complexa, pois a atmosfera é muito extensa, variável e abriga um grande número de fenômenos. Contudo, certas ideias e conceitos básicos estão presentes em todas as áreas da meteorologia. Esses conceitos mais gerais são abordados em disciplinas tradicionais da meteorologia: a meteorologia física, a meteorologia sinótica, a meteorologia dinâmica e a climatologia. Ou seja:

- **Meteorologia física** – investiga os fenômenos atmosféricos do ponto de vista da física e da química, descrevendo-os e explicando, a partir de teorias e da análise de resultados experimentais, os processos termodinâmicos na atmosfera, a propagação da radiação emitida pelo Sol, processos físicos de formação de nuvens e precipitação, dentre outros.
- **Meteorologia sinótica** – direcionada para os movimentos atmosféricos e das forças atuantes da atmosfera. Relaciona-se com a descrição, análise e previsão do tempo. Teve sua origem na primeira metade do século IX, em consequência da implantação das primeiras redes de estações que forneciam dados simultâneos para alimentar modelos de previsão do tempo sobre grandes áreas. Atualmente se utiliza de conhecimentos gerados nas diversas disciplinas da meteorologia, em especial a meteorologia dinâmica.
- **Meteorologia dinâmica** – trata dos movimentos atmosféricos e da sua evolução temporal, mas, diferente da meteorologia sinótica, sua abordagem é alicerçada nas leis da mecânica dos fluidos e da termodinâmica. É a base dos modelos de previsão do tempo. Tem como sua principal ferramenta o uso de supercomputadores.
- **Climatologia** – é o ramo da meteorologia que analisa as características predominantes (em termos de valores médios, máximos e mínimos) dos elementos meteorológicos para se

caracterizar o clima em função da localização geográfica, estação do ano, hora do dia etc.

Dessa forma, podemos afirmar que, se na meteorologia se estudam os estados do tempo, já a climatologia foca-se nos estudos sobre distribuição geográfica dos elementos meteorológicos, levando-se em conta sua variabilidade espacial e temporal. Ou seja, a climatologia, embora se insira como uma subdivisão da meteorologia, também, se relaciona com a geografia, particularmente no campo da geografia física, muito embora a geografia humana apresente uma grande aceitabilidade pela climatologia, enquanto disciplina correlata a estudos espaciais, ao passo que fornece a ela um conjunto de análises particularizadas sobre a compreensão dos fatos espaciais integrados em um mesmo contexto.

A climatologia é, portanto, compreendida a partir de descrições dos padrões predominantes de distribuição dos elementos do tempo, de áreas que vão da extensão de 1 a 2 quilômetros quadrados até a grandeza de toda a Terra. Utiliza-se de método de descrição cartográfico (**Figura 1.1**), consistindo de mapas de médias e/ou gráficos que mostram variações diurnas sazonais e de diferenças espaciais nos valores dos elementos climáticos, tais como: temperaturas, precipitação, pressão, umidade, velocidade e direção dos ventos, quantidade de nuvens etc.

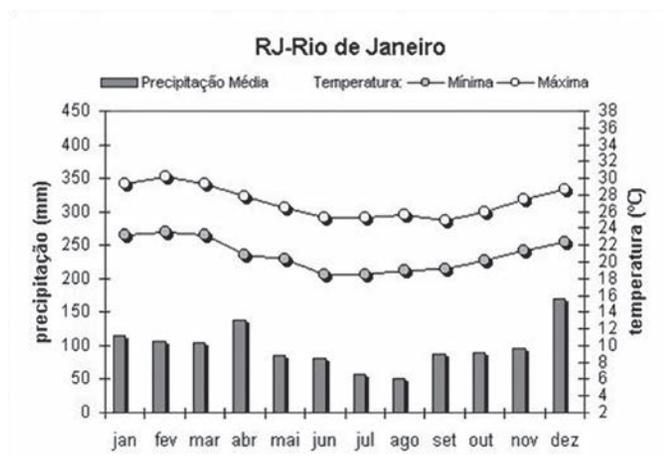


Figura 1.1: Padrões médios sazonais climáticos das temperaturas máximas e mínimas e das chuvas na cidade do Rio de Janeiro.

Fonte: <http://professorpereira.blogspot.com/2010/12/>

Classificar exatamente os diferentes ramos de aplicação da meteorologia é muito difícil. São áreas do conhecimento que se interrelacionam e sobrepõem. Por essa razão, usualmente, classificam-se os diferentes ramos da meteorologia seguindo critérios de aplicação, ou seja:

- **Meteorologia aeronáutica:** apoio a operações de pouso e decolagem, planejamento de rotas e aeroportos;
- **Meteorologia marinha:** estudos de interação oceano-atmosfera, previsão de marés e ondas, planejamento de rotas;
- **Meteorologia ambiental:** estudos e controle de poluição atmosférica, planejamento urbano;
- **Agrometeorologia:** projetos agrícolas, plantio e colheitas, produtividade, novas espécies;
- **Hidrometeorologia:** planejamento e impacto de reservatórios, controle de enchentes e abastecimento;
- **Biometeorologia:** influência do tempo sobre a saúde, reações e modo de vida do homem, animais e plantas.

Assim como ocorre uma integração cada vez maior entre as várias subdisciplinas na meteorologia, esta também interage cada vez mais com outras áreas de interesse científico.

Tempo e clima

Para a meteorologia, existe uma grande diferença entre os conceitos de tempo e clima. Embora no nosso cotidiano sejamos surpreendidos com notícias vinculadas a eventos extremos (**Figura 1.2**), associando-os as intempéries do clima. Será?

Vários são os segmentos da mídia que se utilizam dos termos “tempo” e “clima” como se fossem a mesma coisa, muito embora não sejam.



Carolina Gonçalves / Agência Brasil

Figura 1.2: Enchente urbana na cidade do Rio de Janeiro, Brasil.

Fonte: http://pt.wikipedia.org/wiki/Ficheiro:Natural_disasters_in_Rio_de_Janeiro.jpg

De acordo com a Organização Meteorológica Mundial – OMM, na ciência meteorológica existe uma marcante diferença entre os conceitos de tempo e clima. Por exemplo: se falamos que o dia ontem estava chuvoso, estamos nos referindo ao tempo. Mas, se dissermos que na Amazônia o tempo é quente e úmido o ano inteiro, estamos nos referindo ao clima dessa região.



Organização Meteorológica Mundial – OMM

Agência especializada das Nações Unidas, cujos objetivos são:

1. Facilitar a cooperação à escala mundial na instalação de redes de estações para a execução de observações meteorológicas, hidrológicas e outras observações geofísicas, relacionadas com a meteorologia e promover a criação e manutenção de centros destinados à prestação de serviços de meteorologia e afins;

2. Promover a criação e manutenção de sistemas, destinados ao rápido intercâmbio de informações meteorológicas e afins;
3. Promover a uniformização das observações meteorológicas e afins, e assegurar a publicação uniforme das observações e estatísticas;
4. Prosseguir a aplicação da meteorologia à aeronáutica, à navegação, à problemática dos recursos hídricos, à agricultura e a outras atividades humanas;
5. Promover atividades no domínio da hidrologia operacional e manter uma íntima cooperação entre os serviços meteorológicos e hidrológicos;
6. Incentivar a investigação e a formação no domínio da meteorologia e, quando conveniente, em áreas afins e apoiar a coordenação das respectivas vertentes internacionais.

Fonte: OMM (<http://www.wmo.ch>)

Muito embora o tempo e o clima encontrem-se inter-relacionados. A maior diferença entre o tempo e clima reside na escala temporal.

O tempo é algo que varia muito sobre o globo terrestre. Por isso, viajantes e escritores, desde épocas remotas, têm descrito as inúmeras oscilações dos estados do tempo, de lugar para lugar e, também, de tempo para tempo, num mesmo local. O tempo meteorológico é, portanto, um conjunto de condições prevalentes da atmosfera (representadas por pressão, temperatura, umidade, vento etc.) sobre um determinado local ou região, durante um período cronológico (minuto, hora, dia, mês e ano). Representa o estado momentâneo da atmosfera de um local ou região.

Quanto ao clima, este é definido como sendo o estado do tempo que prevalece, em um dado ponto da superfície terrestre, para determinado período, em certa localidade. Refere-se às condições atmosféricas que são típicas de um determinado local ou região

(durante um período de um mínimo de 30 anos de monitoramento regular de dados – **normal climatológica**).

Em outras palavras, o clima é um sistema, interativo, complexo e dinâmico, dominado pelo fluxo de energia radiante, pela atmosfera e pela superfície terrestre – sistema climático. Ou seja, é uma consequência de condições meteorológicas típicas para uma série de anos e é governado pela radiação solar, pela composição dos constituintes gasosos da atmosfera e pela estrutura (áreas urbanizadas e cultiváveis, tipos de edificação, dentre outras) e áreas da superfície terrestre.



Sistema climático

São cinco os componentes do sistema climático.

Atmosfera – uma camada de ar, que envolve a Terra;

Hidrosfera – representada pelas águas oceânicas e continentais;

Criosfera – constitui as camadas de gelo e neve na superfície da Terra;

Biosfera – composta pela superfície da litosfera (crosta terrestre), onde se encontram os seres vivos.

O quinto elemento que regula o clima da Terra é a *radiação solar*. Todas as interações entre os outros quatro componentes mencionados acontecem devido à incidência de tal fenômeno. A radiação solar chega à razão de 82 calorias por segundo e por metro quadrado da superfície – essa quantidade de energia incidente afeta a dinâmica entre a atmosfera e a crosta terrestre, que se reflete no clima de um local e/ou região. Em síntese, nesse contexto, tudo o que ocorre na Terra é causado pela incidência da radiação solar.

Normal climatológica

As “Normais Climatológicas” são obtidas através do cálculo das médias de parâmetros meteorológicos, obedecendo a critérios recomendados pela Organização Meteorológica Mundial (OMM). Para que se possa estabelecer, definir um clima de um local ou região, é necessário um mínimo de 30 anos de dados regularmente coletados no local.

Em síntese, o clima é considerado uma abreviatura do “estado climático” de um local ou região sobre a superfície terrestre. Por isso, a Organização Meteorológica Mundial – OMM, em 1960, examinou a proposta do meteorologista belga L. Poncelet e definiu o clima como:

Um conjunto habitual flutuante de elementos físicos, químicos e biológicos que caracterizam a atmosfera de um local e influem nos seres que nele se encontram.



Atende aos Objetivos 1, 2 e 3

2. Como você observou nesta aula, a climatologia pode ser considerada como uma ciência muito antiga, por essa razão vem sendo discutida desde que nossos ancestrais deixaram de atribuir aos deuses e/ou às entidades mitológicas a eles associadas, as causas quanto a espacialidade e a temporalidade da presença de chuvas, ventos, trovões e períodos de secas etc.

Assim sendo, caso você receba a incumbência de escrever um texto sobre o tema “Vivendo a meteorologia para construir a climatologia”, com quais conceitos você iniciaria a redação do seu artigo?

Resposta Comentada

Como você estudou nesta aula, na meteorologia existe uma diferença entre o tempo e o clima. O surgimento da climatologia só acontece a partir da sistematização da meteorologia. Ou seja, no momento em que o homem percebeu que a climatologia interage com a meteorologia sendo, portanto uma subárea da meteorologia, ciência que estuda as condições atmosféricas predominantes (pressão, temperatura, umidade relativa, vento, chuva, nebulosidade etc.) num determinado local ou região sobre a superfície terrestre. Assim sendo, a climatologia pode evoluir, a partir do entendimento dos conceitos de tempo e clima.

O tempo é o estado físico das condições atmosféricas em um determinado momento e local. O clima é o estudo médio do tempo para determinado período ou mês em certa localidade. Também, refere-se às características da atmosfera, inferidas das observações contínuas durante certo período. O clima, portanto, abrange maior número de dados e eventos possíveis das condições de tempo para uma determinada localidade ou região. Inclui considerações sobre os desvios em relação a médias, variabilidade climática, condições extremas e frequências de eventos que ocorrem em determinada condição do tempo.

Por isso, foi definido por Max Sorre como uma “sucessão habitual dos diferentes tipos de tempo num determinado local da superfície terrestre”.

Elementos e fatores do clima

Quando nos referimos ao clima da Terra, geralmente, referimo-nos às características da atmosfera típicas de um local e/ou região, oriundas de observações contínuas do tempo atmosférico. Ou seja, falamos das variações da temperatura, da umidade, do tipo de precipitação, do vento e da sucessão das estações secas e úmidas etc.

Em contrapartida, para cada local ou região do planeta, condições físicas ou geográficas influenciam e modificam a dinâmica dos elementos atmosféricos. Ou seja, são representadas por um conjunto de características físicas (temperatura, pressão, umidade), representadas pela influência das propriedades geográficas de uma região que se refletem nos processos da precipitação, insolação e ventos.

Correspondem às características geográficas dos lugares que diversificam as paisagens, como a latitude, o relevo, a continentalidade/maritimidade e as atividades antrópicas.

A grande variação espacial e temporal dos elementos climáticos deve-se à influência desses fatores, que também são chamados de controladores climáticos (**Figura 1.3**).

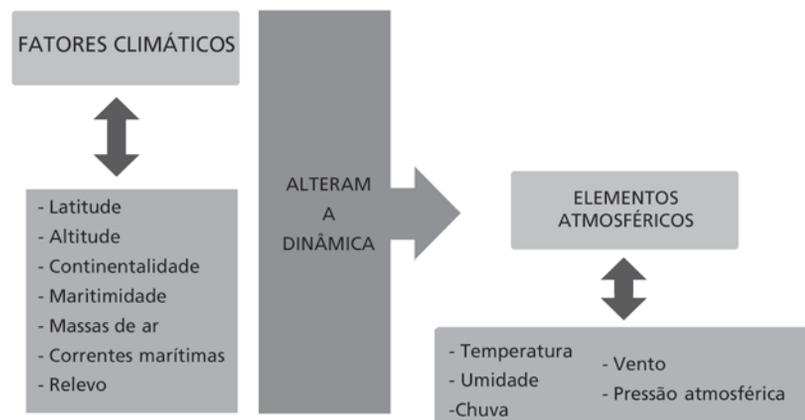


Figura 1.3: Fatores condicionantes do clima da Terra.

Se cada região tem seu próprio clima, isto é porque os fatores climáticos modificam os elementos do clima nesse local. Os principais fatores climáticos são:

Latitude – Sabemos que a Terra está dividida em hemisfério Norte e hemisfério Sul pela linha do equador, que é iluminada pelos raios solares com diferentes inclinações. A latitude é a distância de um determinado local sobre a superfície da Terra ao equador. Varia de 0° (para um local situado sobre o equador) até 90° (para

um local situado em uma das regiões polares). Assim sendo, sobre a Terra, conforme a latitude (distância horizontal da linha do equador), varia a intensidade dos raios solares. Isso ocorre porque a inclinação da Terra na região da linha do equador é menor do que nos polos. Partindo do ponto de vista de que a energia tem a mesma intensidade, quando a inclinação da área abrangida é maior, a energia solar se dissipa. A incidência de calor é, dessa forma, menor nos polos do que no equador (**Figura 1.4**).

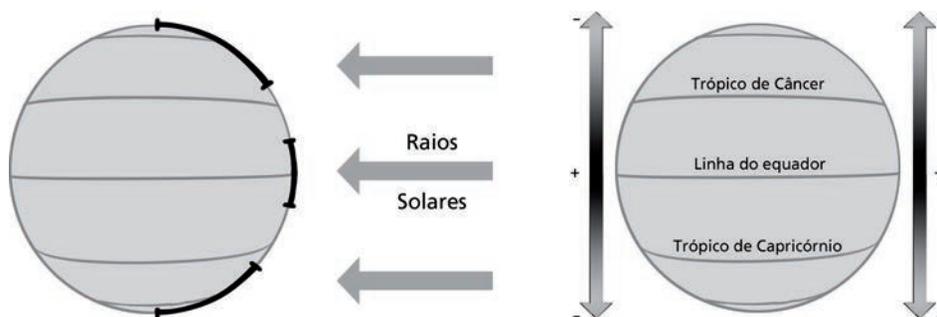


Figura 1.4: Incidência solar sobre o globo terrestre e sua influência na temperatura nas zonas climáticas.

Altitude – É a altura de referência (metros) de um ponto qualquer, situado sobre a superfície terrestre, em relação ao nível do mar. É influenciada pela concentração dos componentes atmosféricos. Assim sendo, quanto maior a altitude, menor será a retenção de calor pela absorção dos gases na atmosfera terrestre. A temperatura diminui em média $0,65^{\circ}\text{C}$ a cada 100 metros de altitude. Por essa razão, percebemos que, ao nos deparar com fotos ou ilustrações da Cordilheira dos Andes, do Pico do Himalaia dentre outros, que o topo dessas montanhas é coberto por gelo (**Figura 1.5**). Nesses locais, o ar é mais rarefeito e, por isso, há menor capacidade para reter o calor do Sol.

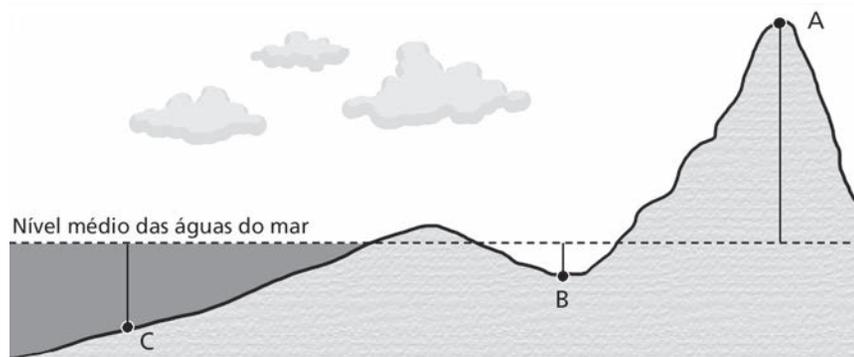


Figura 1.5: Influência da altitude no resfriamento da atmosfera.

Relevo – A topografia de uma região influencia na circulação do ar atmosférico. Assim sendo, cabe ao relevo dificultar ou impedir a passagem de uma massa de ar. Altas cadeias de montanha, por exemplo, podem dificultar a passagem de massas de ar marítimas, contribuindo para a formação de clima seco a sotavento (**Figura 1.6**).

O ar se resfria por expansão,
condensa e ocorre a precipitação

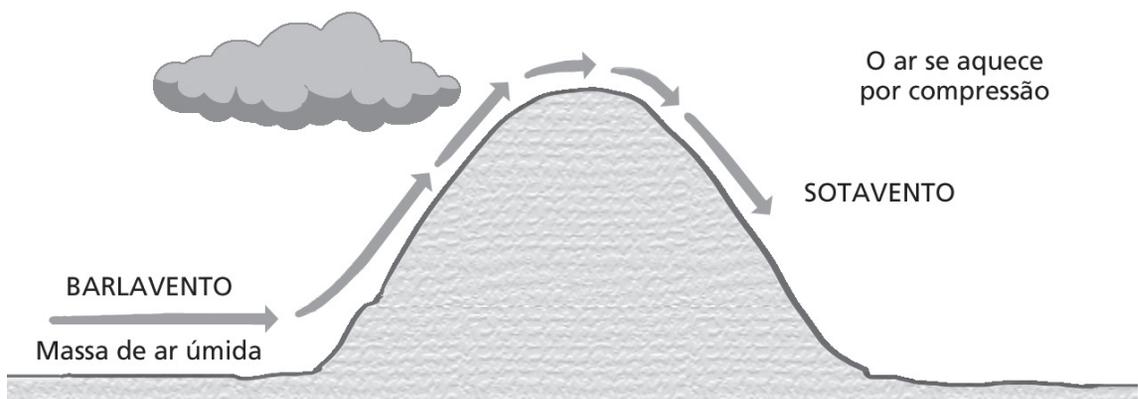


Figura 1.6: Influência do relevo no clima.

Continentalidade/Maritimidade – Os fenômenos da continentalidade e maritimidade estão relacionados com a interferência da proximidade ou distância de um determinado local com relação aos mares e oceanos.

As grandes massas de água possuem a característica de reter o calor dos raios solares por mais tempo do que o solo, assim como, também, possuem a característica de resfriar mais lentamente. Isso acaba interferindo no clima das regiões próximas, tais como as regiões costeiras.

Como a água retém calor por mais tempo que o solo, a temperatura das regiões litorâneas mantém-se praticamente constante, pois de dia, enquanto ainda está quente, a água absorve o calor do sol e, à noite, quando deveria estar frio, a irradiação lenta do calor absorvido pela massa de água faz com que o ar em torno se aqueça, mantendo a temperatura (**Figura 1.7**).



Figura 1.7: Influência da continentalidade e/ou maritimidade no clima.

Sua influência é sentida nos padrões locais de temperatura. Assim sendo, as regiões costeiras possuem baixa amplitude térmica anual e diurna (pouca variação da temperatura ao longo do ano, e entre a temperatura de dia e de noite) e invernos menos rigorosos. Em contrapartida, nas regiões mais distantes do litoral (ou continentais), maior é a amplitude térmica. Ou seja, devido à rapidez com que o solo irradia calor e à baixa capacidade de absorção, os invernos são mais rigorosos e a diferença de temperatura entre o dia e a noite também é grande.

A proximidade dos oceanos também acaba interferindo na quantidade de precipitações, fazendo com que as regiões litorâneas tenham taxas de precipitação maiores que as regiões interiores dos continentes, devido à grande evaporação e condensação.

São esses fatores climáticos (continentalidade e maritimidade, além de outros, é claro) que fazem com que os invernos sejam mais rigorosos no hemisfério Norte do que no hemisfério Sul, já que o hemisfério Norte possui uma quantidade muito maior de terras emersas, fazendo com que boa parte dele sofra os efeitos da continentalidade.

Cobertura do solo – A presença de vegetação sobre a Terra impede a incidência direta da radiação solar na superfície, reduzindo o aquecimento em regiões e locais revestidos por qualquer tipo de vegetação.

Da mesma forma que aspectos geográficos, características da dinâmica da atmosfera e do meio oceânico, tais como – correntes marítimas e massas de ar, também podem influenciar o clima.

- **Correntes marítimas** – são movimentos de grandes parcelas de água no oceano. Quase sempre se deslocam nas mesmas direções, como se fossem grandes “rios” dentro do mar. As correntes marítimas são impulsionadas pelos ventos e pelo movimento de rotação da Terra. Assim, transportam a umidade e calor e, por isso, são capazes de influenciar o clima das regiões em que atuam. As correntes marítimas

são classificadas de acordo com a sua temperatura e o seu local de origem. Correntes quentes formam-se na região do Equador (correntes das Guianas, do Golfo do México, do Brasil e a Sul Equatorial). As correntes frias formam-se nas regiões polares (correntes do Labrador, de Humboldt, das Malvinas, de Bengala e a Circumpolar Antártica). Causam forte influência no clima, principalmente porque alteram a temperatura atmosférica, e são importantes para a atividade pesqueira: em áreas de encontro de correntes quentes e frias, aumenta a disponibilidade de plâncton, o que atrai cardumes.

- **Massas de ar** – Consideradas como um fator responsável pelas oscilações de fenômenos atmosféricos. As massas de ar são grandes extensões verticais e horizontais do ar de características térmicas e de umidade uniforme que se deslocam pela superfície terrestre. São classificadas de acordo com a sua região de origem como sendo: polares, tropicais ou equatoriais. No nosso dia a dia, o encontro de duas massas de ar, usualmente uma fria e outra quente (frentes) ocasionam a mudança do tempo e, em muitas vezes, esse choque é origem de tempo severo. Algumas regiões são frequentemente afetadas por tais situações e, no Brasil, podemos destacar todo oeste da Região Sul como a região onde existe choque de ar frio, oriundo do sul da América do Sul, com o ar quente amazônico, escoando através do jato de baixos níveis. Essa região é conhecida por uma climatologia marcante no tocante às tempestades severas.

Resposta Comentada

Nesta aula, você estudou que, em cada local ou região do planeta, condições físicas e geográficas influenciam e modificam a dinâmica dos elementos meteorológicos. Que características geográficas (latitude, altitude, relevo e maritimidade/continentalidade) modificam os elementos do clima em um local e/ou uma região.

A maritimidade/continentalidade está relacionada com a interferência da proximidade ou distância de um determinado local com relação aos mares e oceanos e, por isso, exerce influência nos padrões locais de temperatura. Assim sendo, nas regiões mais distantes do litoral (ou continentais), as variações entre as temperaturas máximas e mínimas é maior, devido ao fato de que o continente tende a se aquecer e resfriar-se mais rapidamente do que o mar. Sendo essa a razão por que as cidades continentais apresentam variações mais significativas entre as temperaturas máximas e mínimas. Ou seja, devido à rapidez com que o solo irradia calor e à baixa capacidade de absorção, os invernos nas cidades no interior do Brasil são mais rigorosos e a diferença entre as temperaturas diurnas e noturnas também é maior do que nas cidades litorâneas.

A escala espacial do clima

Com você já pôde observar, o clima possui forte influência sobre a vida da gente, sendo importante na definição das potencialidades das regiões do planeta. Ele na verdade interage com os demais componentes do meio natural, em particular com o relevo e o tipo de vegetação. Por essa razão, diferentes fatores atuam para a formação das condições do tempo de um local e/ou de uma região e, conseqüentemente para a formação do seu clima.

Assim sendo, o clima pode ser estudado por meio de duas dimensões: espacial e temporal, ou seja, a escala climática corresponde à abordagem espaço-temporal sobre a qual os fenômenos atmosféricos são estudados. Nesse contexto, as escalas macro (milhares de quilômetros), meso (centenas de quilômetros) e microclimática (inferior a 10 km) destacam-se quando desejamos dar ênfase aos estudos, abordando a geografia do clima.

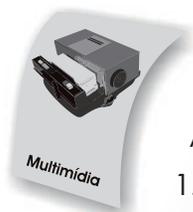
Para a climatologia, a interação dos controles atmosféricos com os fatores geográficos do clima é determinada pelo fluxo de energia radiante que incide em áreas distintas da superfície da Terra. Por essa razão, o clima pode ser estudado em sua dimensão espaço-temporal, considerando que os fenômenos atmosféricos interferem diretamente em diferentes aspectos do meio físico, biótico e nas atividades econômicas e sociais. A saber:

MACROCLIMA – é o clima da região também chamado clima regional ou geográfico. Corresponde ao clima predominante em uma extensa região geográfica. Sua abrangência vai desde o planeta (clima planetário), passando pelas zonas de altas e baixas latitudes. Ou seja, são abordagens em espaços regionais e de grande amplitude, nas quais se define a circulação geral da atmosfera, com extensão horizontal de 1.000 a 5.000 km, e vertical, abrangendo toda a atmosfera.

MESOCLIMA – é o clima de um local que corresponde a uma situação particular do macroclima. Nessa classificação, a superfície abrangida por um mesoclima pode ser muito variável na ordem de 150 a 2.500 km e dominada por sistemas atmosféricos regionais, que são gerados pela ação modificadora da circulação geral da atmosfera provocada pelo relevo, por alterações da cobertura do solo e pela composição da atmosfera por ações antrópicas, por exemplo. Muitas vezes, o termo *topoclima* é utilizado para designar um mesoclima em que a orografia constitui um dos critérios principais de identificação, como, por exemplo, o clima de um vale ou de uma encosta de montanha.

MICROCLIMA – definido pela amplitude das trocas gasosas e energéticas entre a cobertura do solo, características do relevo e pelas características do ar adjacente a essas superfícies. Corresponde às condições climáticas de uma superfície realmente pequena da ordem de 10 a 100 metros. Pode ser dividido em tantas classes quanto são os tipos de superfícies, mas, de um modo geral, são classificados como microclimas urbanos e microclimas de um ecossistema. A rigor, envolve aspectos do clima que, fora do contexto

puramente ecológico, pertence a uma área de menores proporções, como uma rua, uma praia, uma casa ou uma planta.



Saiba mais sobre os conceitos abordados na Aula 1, através dos links:

1. Clima, tempo atmosférico e tipo de tempo-conceito

Disponível em: <http://jmeioambiente.blogspot.com/2011/02/clima-tempo-atmosferico-e-tipo-de-tempo.html>.

2. Tempo e clima

Disponível em: http://www.inmet.gov.br/html/informacoes/curiosidade/tempo_clima.html.

3. Mapa dos climas brasileiros

Disponível em: http://www.inmet.gov.br/html/informacoes/curiosidade/tempo_clima.html.

Variabilidade climática

É importante também apresentar a você o conceito de variabilidade climática.

O clima da Terra passou por contínuas variações naturais ao longo de sua história evolutiva, gerando e transformando novas organizações de ecossistemas. O último período de glaciação, por exemplo, terminou há 10 mil anos, quando começou o atual período de interglaciação.

Essas mudanças climáticas envolvem fatores internos e externos ao sistema. Os primeiros incluem variações no sistema solar, efeitos astronômicos sobre a órbita da Terra e atividades vulcânicas. Ou seja, mesmo que o homem não habitasse a Terra, o clima de um local e/ou de uma região variaria, em geral, ao longo do ano como consequência do movimento de translação em torno do Sol

– variabilidade sazonal. Por isto, muitos elementos climáticos (temperatura e umidade do ar, por exemplo) apresentam também marcada variação diurna, associada ao movimento de rotação da Terra e ao grau de incidência de radiação solar.

Para além da variabilidade de tipo cíclico, associada a movimentos astronômicos, muito aproximadamente periódicos, há de se ressaltar que o clima apresenta uma variabilidade natural interna, não periódica, muito complexa, que faz com que um determinado ano seja diferente dos demais. Sabe-se que este tipo de variabilidade pode, em parte, ser provocada por variações da intensidade da radiação solar e por variações na transparência da atmosfera associadas, por exemplo, às erupções vulcânicas. No entanto, existiria variabilidade climática mesmo que não existisse este tipo de variações no forçamento pela radiação solar. De fato, existe variabilidade climática que está apenas associada a fenômenos de interação, com realimentação entre a atmosfera (componente de variação rápida do sistema climático, com mudanças sucessivas do estado do tempo) e os restantes componentes do sistema climático, de resposta mais lenta, designadamente os oceanos, os gelos e a cobertura de neve.

Porque existe variabilidade climática, os valores observados dos elementos climáticos não são constantes. Ao longo do tempo, ocorrem valores diversos com diversas probabilidades, definidas pelas respectivas funções de distribuição (**Figura 1.8**).

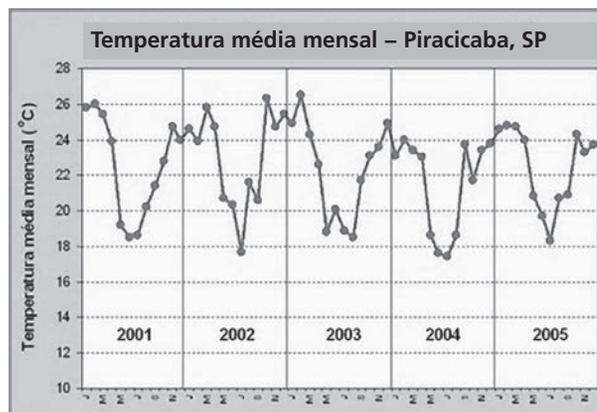


Figura 1.8: Variabilidade mensal das médias das temperaturas do ar na cidade de Piracicaba, São Paulo. Período: 2001 a 2005. Fonte: www.lce.esalq.usp.br/aulas/lce306/Aula1.pdf

O mesmo acontece ao analisarmos as temperaturas médias mensais para uma série de anos consecutivos. Percebe-se que, apesar de haver um padrão de variação, ocorre oscilação nas médias de um mesmo mês, de ano para ano. Isso também pode ser observado para a chuva (**Figura 1.9**), em que, apesar de se observar a oscilação estacional, os valores mensais variam sensivelmente de ano para ano, com o total anual variando de 1.104 mm em 2003 a 1.461 mm no ano de 2002.

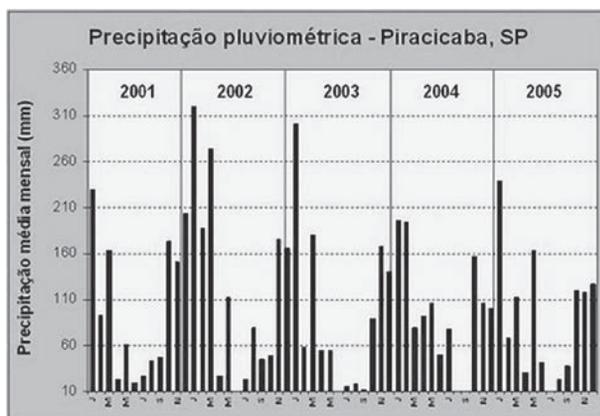


Figura 1.9: Variabilidade mensal das médias das chuvas precipitadas na cidade de Piracicaba, São Paulo. Período: 2001 a 2005.

Fonte: www.lce.esalq.usp.br/aulas/lce306/Aula1.pdf

Com a conceituação de variabilidade climática, caminhamos para o término da nossa aula sobre as bases conceituais em climatologia para aplicação na Geografia, considerando que o estudo geográfico do clima é algo bastante abrangente e deve ter em seu contexto analítico uma abordagem inter e transdisciplinar.

Podemos concluir que os fatores e elementos do clima influenciam na diversidade climática, na formação e transformação do espaço analisado. Isso nos permite o diálogo científico da Geografia (uma ciência humana), que apresenta uma grande aceitabilidade da climatologia, como uma disciplina correlata com as ciências exatas e naturais.

Resposta Comentada

Para caracterização climática de um local e ou região, é necessário o conhecimento do comportamento de elementos climáticos, como: temperatura, umidade relativa do ar, velocidade do vento, direção do vento, precipitação, dentre outros, que se dão através do levantamento de dados em um período médio de tempo (≥ 30 anos). Ou seja, referimo-nos às características da atmosfera, inferida de observações contínuas em um longo período de tempo. Aliados a estes elementos, outros fatores geográficos intervêm neste complexo campo, ou seja, agentes que determinam, em cada local ou região, o regime predominante de cada elemento climático, como: altitude, latitude, relevo, massas de ar etc.

CONCLUSÃO

Como você pôde perceber ao longo desta aula, a meteorologia é a ciência que estuda os fenômenos que ocorrem na atmosfera, estando relacionada ao estado físico, dinâmico e químico da atmosfera e às interações entre elas e a superfície terrestre subjacente. E a climatologia, como uma subárea da meteorologia, constitui-se do estudo científico do clima.

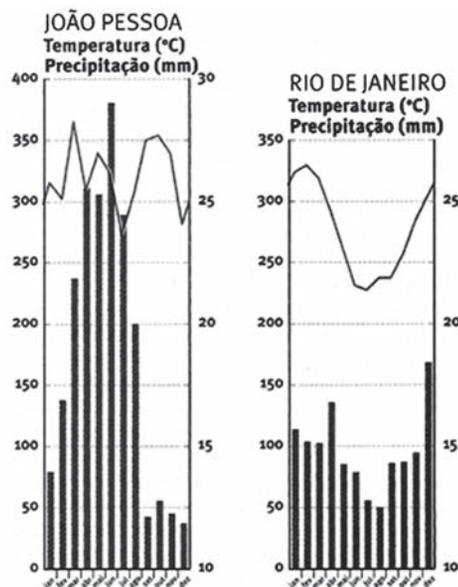
Na climatologia, são tratados os padrões prevalentes do comportamento da atmosfera em suas interações com as atividades humanas e com a superfície do planeta durante um longo período de tempo, o que nos permite compreender a ligação da climatologia com a abordagem geográfica do espaço terrestre, ou seja, com a Geografia. E, conseqüentemente, nos permite estudar as relações entre a sociedade e a natureza, objetivando a compreensão das diferentes paisagens do planeta e contribuindo para uma intervenção mais consciente na organização do espaço geográfico.

Atividade Final

Atende aos Objetivos 3, 4 e 5

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. 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 e, posteriormente, o de 1961 a 1990.

Observe os climogramas relativos às cidades de João Pessoa (PB) e do Rio de Janeiro (RJ), ambas localizadas nas regiões de clima tropical atlântico.



Com base nos climogramas dessas cidades brasileiras, identifique as principais diferenças entre os padrões de temperatura e de precipitação pluviométrica, registrados nessas duas cidades litorâneas.

umidade atmosférica, a precipitação, a nebulosidade, a insolação, a pressão atmosférica e o vento), ou seja, de uma sucessão de estados do tempo.

Por essa razão, o clima foi definido por Max Sorre como uma "sucessão habitual dos tipos de tempo num determinado local da superfície terrestre", enquanto o tempo é apenas o estado momentâneo da atmosfera de um lugar, num determinado momento, sendo influenciado por condições físicas ou geográficas que condicionam o clima, interagindo nas condições atmosféricas locais e regionais, ou seja: latitude, altitude, relevo, continentalidade/maritimidade, massas de ar e correntes marítimas. Isso nos permite concluir que o tempo traduz um estado atual da atmosfera, ao passo que o clima representa um estado prevalecente da atmosfera em um local e/ou região, sendo representado pelas variações médias anuais dos elementos climáticos ao longo do ano.

Na climatologia, a interação dos controles atmosféricos com os fatores climáticos é determinada pelo fluxo de energia radiante que incide sobre áreas distintas do planeta. Por essa razão, o clima pode ser estudado em sua dimensão espaço-temporal em múltiplas escalas (macro, meso e microclimática).

Informação sobre a próxima aula

Na próxima aula, você vai ter a oportunidade de entender as relações entre a superfície da Terra e a sua atmosfera, partindo da elaboração de um conceito de sistema aberto e dinâmico ao qual chamaremos de Sistema Terra-Atmosfera.

Aula 2

Atmosfera terrestre

*Ricardo Augusto Calheiros de Miranda
Lucio de Souza*

Meta da aula

Apresentar as bases conceituais sobre a atmosfera terrestre: formação, composição e estrutura.

Objetivos

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

1. descrever alguns elementos da atmosfera terrestre;
2. identificar a composição química da atmosfera;
3. reconhecer a importância dos principais constituintes atmosféricos;
4. reconhecer o conceito de efeito estufa planetário.

INTRODUÇÃO

Tal como os peixes encontram-se confinados a viver no meio aquático, também o homem é obrigado a viver no oceano de ar que envolve a Terra. Não haveria animais, plantas e seres humanos sem a existência dessa espessa camada de ar, composta por uma mistura de gases, vapor de água e de material particulado em suspensão que envolve o globo terrestre, acompanha os seus movimentos de translação e rotação, e está agregada à Terra por ação da gravidade – a atmosfera terrestre (**Figura 2.1**).

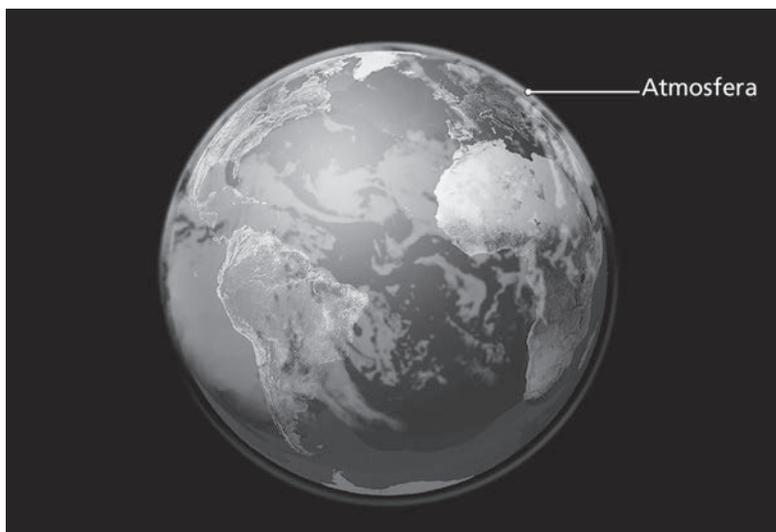


Figura 2.1: A atmosfera terrestre.

Essa camada gasosa que envolve o planeta Terra tem espessura máxima de cerca de 700 km de altitude, está diretamente ligado às nossas vidas desde o nosso nascimento e, muitas vezes, é ela que nos permite ou não executar tarefas quotidianas. Assim, a atmosfera torna-se parte essencial à vida, fornecendo o oxigênio necessário para a respiração dos **seres aeróbicos** e participando de processos que definem o clima da Terra. Por essa razão, é que o homem, mesmo que conseguisse sobreviver dias ou até semanas sem comida, por alguns dias sem água, ele certamente morreria

Seres aeróbicos

Os seres vivos estão em constante atividade e isso os obriga a um consumo permanente de energia. Para que isso aconteça, os seres vivos realizam a nutrição e a respiração. Os seres aeróbicos são organismos para os quais o oxigênio é imprescindível à vida, ou seja, utilizam o oxigênio molecular para obter energia, durante o seu processo respiratório. Exemplo: animais, plantas etc.

em poucos minutos, sem o ar atmosférico. Sem atmosfera, podemos afirmar que não haveria vida na superfície da Terra, já que as noites seriam muito frias e os dias extremamente quentes, com os raios solares mais nocivos atingindo diretamente a superfície da Terra.

A atmosfera funciona para a Terra como um anteparo gasoso, circundando-a com a função de proteger a biosfera da influência da radiação solar emitida a uma distância de cerca de 150 milhões de quilômetros, sendo, portanto, responsável pela filtragem de parte da **energia radiante** emitida pelo Sol, pela temperatura média da superfície da Terra permanecer em torno de 15°C. Muito embora esse valor seja baixo para algumas regiões, lembre-se de que o aquecimento da Terra é provido essencialmente pela energia solar. Assim sendo, os valores absolutos da temperatura variam bastante de região para região, sendo registrados valores negativos nas regiões polares (latitudes mais elevadas) e valores elevados nas zonas mais próximas ao equador.

Energia radiante ou radiação

é a energia transferida em forma de ondas eletromagnéticas.

A luz que vemos é uma forma de radiação ultravioleta.



A biosfera é o espaço da vida que envolve o planeta Terra. Seu limite superior é a camada de ozônio, que protege os seres vivos da radiação ultravioleta, oriunda do Sol. Seu limite inferior varia desde os primeiros centímetros de profundidade do solo, junto à sua superfície, até o fundo do oceano (aproximadamente 10 km). Fisicamente, a biosfera é composta pelos subsistemas: hidrosfera (água, ambiente líquido: rios, lagos, mares); litosfera (parte sólida da Terra, acima do nível das águas: rochas, solo); e atmosfera. Seus elementos fundamentais (água, solo e ar), junto com a energia do Sol (energia radiante) constituem a vida no planeta, tal como a conhecemos, manifestada tanto na forma animal como na vegetal.

Por essa razão, perguntamos: *Será que a Terra esteve sempre envolvida por uma atmosfera com as características que hoje se apresenta?* Para responder a esta questão, vejamos o que diz a seção Processos de formação da atmosfera terrestre.

Processos de formação da atmosfera terrestre

A formação da Terra é recente em relação à origem do Universo. Os gregos já consideravam o "ar" juntamente com a terra, o fogo e a água como um dos quatro pilares do Universo. Por essa razão, a formação da atmosfera é um dos pontos mais importantes para o entendimento do surgimento da vida terrena. Qual seria, no entanto, a origem dessa espessa camada gasosa de ar que é impossível de se enxergar e que sabemos que envolve o nosso planeta?

A composição da atmosfera pode ser observada em três momentos distintos: a primeira atmosfera, a segunda atmosfera e a atmosfera atual. Conforme a definição acima, a atmosfera corresponde à camada de ar que envolve o globo terrestre, a qual pode dividir-se em diversas camadas com características físicas substancialmente diferentes. Logo, todas estas três atmosferas são formadas por gases. Mas a questão é: quais os gases que caracterizam cada uma delas?

Primeira atmosfera

Há cerca de 4,5 bilhões de anos, com o surgimento do sistema solar, do qual faz parte o planeta Terra, o planeta aparentava como uma imensa esfera rochosa, muito brilhante, bombardeada frequentemente por meteoritos e cometas. Ou seja, não havia atmosfera e tipo ou forma de vida terrena (**Figura 2.2**).



Figura 2.2: Processo de formação da primeira atmosfera.

Fonte: <http://anossacasaterra.blogspot.com/2011/04/formacao-e-evolucao-do-planeta-terra.html>

A expressão “primeira atmosfera” foi utilizada para fazer menção à origem do primeiro agrupamento de gases ao redor do planeta e/ou restos de matéria gasosa que deram origem à Terra. Ou seja, após a formação da Terra, surge uma camada de gases que não foi usada na formação do planeta. Os dois principais gases eram hélio (He) e hidrogênio (H_2), que, por apresentarem grande leveza, foram sendo gradativamente dissipados para o exterior do sistema solar pelas radiações e pelos ventos solares. Com esta atmosfera rica em H_2 e sem oxigênio (O_2), teríamos como consequência direta a falta de ozônio (O_3) nas camadas superiores e o bombardeamento constante da Terra pelos raios ultravioleta emitidos pelo Sol. Sem os gases de oxigênio e ozônio, não havia possibilidade de filtragem dos raios ultravioleta do Sol, que conseguiam chegar em grande quantidade até a superfície terrestre.

Até que, após a formação do planeta, a Terra foi gradativamente se resfriando, de fora para dentro, e com isso surgiu uma estreita camada de rocha ao seu redor. Durante esse processo de resfriamento progressivo, a atmosfera primitiva começou a ficar saturada de vapor d'água (H_2O) e uma grande quantidade de gases foi expelida do interior da Terra.

Esse processo fez com que gases se acumulassem ao redor da Terra e o vapor-d'água nela acumulado provocasse o surgimento das primeiras chuvas que possibilitaram a formação dos mares e oceanos, que possuíam cerca de 20 cm de profundidade. A formação dos oceanos foi fundamental para o surgimento da vida no planeta, pois a origem da vida veio dos seres aquáticos. Dessa forma, surgiram primeiro nas plantas as algas e bactérias, além de microrganismos.

Essas primeiras formas de vida tornaram-se importantes para o surgimento de outros seres. Surgiram então, oriundos dos microrganismos, os invertebrados, dentre eles: medusas, caracóis e estrelas-do-mar, além disso, desenvolveram-se plantas, tais como as algas verdes, já que todos os seres vivos, nesse momento, habitavam ambientes marinhos.

Com o surgimento de plantas e animais que evoluíram e começaram a converter o gás carbônico (CO_2) em oxigênio (O_2). Permanecendo na atmosfera o azoto (N_2), vestígios de dióxido de carbono (CO_2), vapor-d'água, metano (CH_4) e amoníaco (NH_3) (**Figura 2.3**).

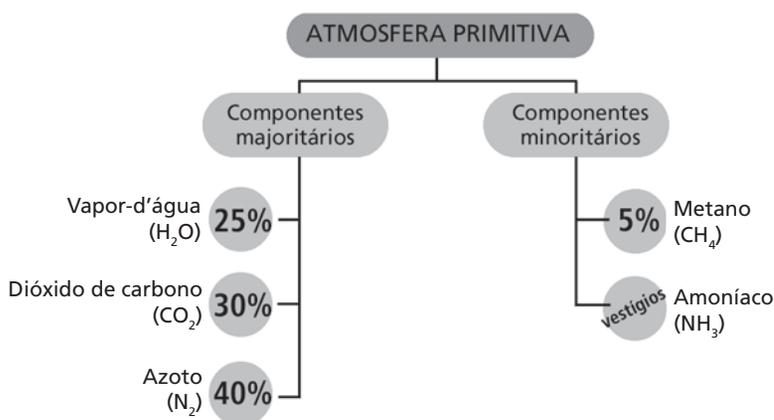


Figura 2.3: Composição da atmosfera primitiva da Terra.

Por ação da radiação solar, as moléculas de metano e de amoníaco foram em grande parte destruídas, originando o hidrogênio (H_2), assim como outras moléculas mais complexas. O hidrogênio, depois de formado, muito leve, escapou da atmosfera terrestre para o espaço.

Segunda atmosfera

Cerca de 4 bilhões de anos atrás, a superfície do planeta vinha se resfriando o suficiente para formar uma crosta negra e endurecida, enquanto metais pesados, como ferro e níquel, eram mantidos em núcleo com elevadas temperaturas internas, concentrados no interior da Terra. Isto acontecia por ação da força de gravidade.

À medida que se formava a crosta terrestre, gases eram emitidos em consequência de intensa atividade vulcânica que proporcionou a **desgaseificação** de grandes quantidades de lava mantidas no interior da Terra, as quais ascendiam por entre as rochas e fissuras. Esses vulcões, em atividade contínua, liberaram vapor-d'água e dióxido de carbono para atmosfera. Desta forma, surgiu a "segunda atmosfera", composta principalmente de:

- Componentes majoritários: dióxido de carbono (CO_2), vapor-d'água (H_2O) e nitrogênio (N_2);
- Componentes minoritários: amônia (NH_3), metano (CH_4), dióxido de enxofre (SO_2).

Nesta segunda atmosfera, quase não havia oxigênio livre; ela era aproximadamente 100 vezes mais densa do que a atmosfera atual. Acredita-se que o efeito causado por altos níveis de dióxido de carbono impedia a Terra de congelar. Durante os próximos bilhões de anos, devido ao resfriamento, o vapor-d'água, retido na atmosfera, condensou-se para subseqüentemente se precipitar e assim dar origem a rios, lagos, mares e oceanos, que dissolveram as moléculas de dióxido de carbono (CO_2). Só nos oceanos, foram absorvidos 50% desse dióxido de carbono. O processo de **erosão pluvial** começou assim a moldar a paisagem sobre a Terra.

Por ação da radiação emitida pelo Sol, moléculas de metano (CH_4) e amoníaco (NH_3) foram em grande parte destruídas, originando o hidrogênio (H_2), bem como outras moléculas mais complexas que, carregadas pelas chuvas, posteriormente participam do processo de formação dos primeiros organismos vivos,

Desgaseificação

Fuga de gases para o exterior da crosta terrestre, os quais se encontravam aprisionados no interior do planeta.

Erosão pluvial

É provocada pela retirada de material da parte superficial do solo pelas águas de chuva.

bactérias e algas, há cerca de 3,2 bilhões de anos. Através da **fotossíntese** foi possível fazer a conversão do dióxido de carbono em oxigênio. Dessa forma, o carbono em excesso foi convertido em **combustíveis fósseis**, pedras sedimentares (notavelmente pedra calcária), e conchas animais.

Esta prova é validada pela existência sobre a superfície terrestre de rochas ricas em óxido de ferro (FeO). Para que se formasse o óxido de ferro, tinha de existir oxigênio, circulando livremente na atmosfera, o que implica que, pela primeira vez, as algas estavam produzindo oxigênio pelo processo da fotossíntese.

Até que há 2 bilhões de anos, a produção permanente de oxigênio pelas algas produziu a oxidação de todo o ferro existente no mar e o oxigênio fosse liberado para a atmosfera.

A produção de oxigênio também foi ocasionada pela interação da radiação ultravioleta com as moléculas de água, levando à ruptura das ligações químicas, tais como: $2\text{H}_2\text{O} \rightarrow 2\text{H}_2 + \text{O}_2$. Assim foi sendo formada, também, a camada de ozônio (O_3).

Composição média da atmosfera atual

Depois de passar por uma série de processos de evolução natural, a atmosfera atingiu a sua última e atual configuração que tem uma estrutura bem mais complexa. Na atmosfera atual, na sua camada circunvizinha, a superfície terrestre é formada principalmente por nitrogênio (N_2) e oxigênio (O_2), na proporção de quatro moléculas de N_2 para uma de O_2 . Esses dois gases totalizam cerca de 99% da sua composição, sendo a parte restante formada por componentes variáveis, tais como: dióxido de carbono (CO_2), metano (CH_4), hidrogênio (H_2), dióxido de azoto (NO_2) e em pequenas proporções os gases nobres (hélio, argônio, criptônio, xenônio, neônio) e os aerossóis (**Figura 2.4**).

Fotossíntese

O processo fotossintético, típico das plantas verdes, converte a energia luminosa em energia química (ATP), fixa o dióxido de carbono atmosférico em matéria orgânica, libertando ainda oxigênio para a atmosfera.

Combustíveis fósseis

São substâncias de origem mineral, formadas pelos compostos de carbono. São originadas pela decomposição de matérias orgânicas, sendo os mais conhecidos: petróleo, gás natural e carvão mineral.

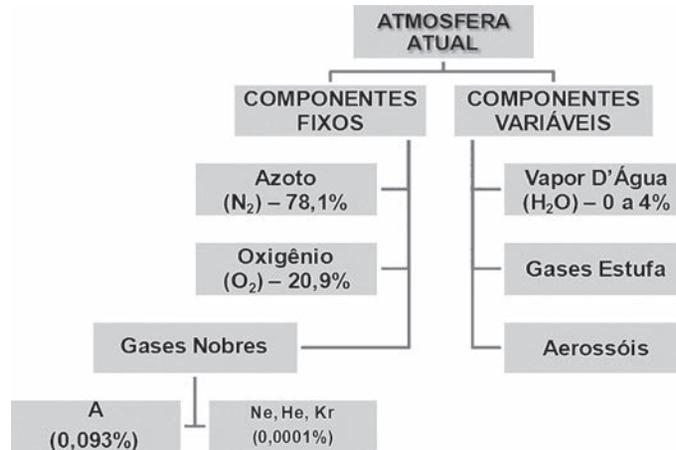


Figura 2.4: Composição do percentual do ar seco até 25 km de altitude.

É na camada da atmosfera adjacente à superfície terrestre, que se estende até cerca de 12 km de altitude, que têm lugar os principais fenômenos atmosféricos (sistemas frontais, ventos, raios e trovões, nuvens e precipitações) mais diretamente relacionados com o tempo. Muito embora todos esses constituintes tenham sua importância na dinâmica e estrutura da atmosfera, na manutenção da vida e na formação dos sistemas meteorológicos, o nitrogênio, o oxigênio, o ozônio, o vapor d'água e o dióxido de carbono merecem especial atenção quando se estuda a atmosfera, sob a ótica climatológica.

Embora o nitrogênio (N₂) e o oxigênio (O₂) sejam essenciais para a vida humana no planeta, eles têm pouco efeito sobre o clima e outros processos atmosféricos.

O nitrogênio (N₂) é o gás mais abundante na atmosfera, mas não desempenha um papel muito relevante, em termos químicos ou energéticos, nas vizinhanças da superfície terrestre. Já na alta atmosfera, esse gás desempenha o papel de absorver energia solar de onda curta (ultravioleta).

O oxigênio (O₂) e o ozônio (O₃) são importantes por desempenharem papéis essenciais na manutenção da vida humana, sem eles, simplesmente não haveria vida na Terra. Ao oxigênio, deve-se a oxidação de compostos orgânicos através da respiração,

bem como a formação da camada de ozônio (O_3) na atmosfera, que tem como função proteger-nos da radiação ultravioleta, emitida pelo Sol. Isto é, agrupado nas altitudes entre 25 e 30 km acima da superfície terrestre, o ozônio age como um filtro a favor da vida na Terra.

Nesse processo, a absorção da radiação ultravioleta pelo ozônio atmosférico desencadeia sua dissociação, liberando átomos de oxigênio (**Figura 2.5**).

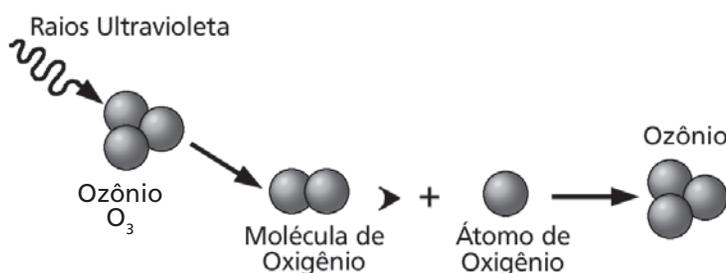


Figura 2.5: Processo de formação de ozônio na atmosfera.

Esses átomos, por sua vez, podem se associar com outros componentes atmosféricos, tais como N_2 , ou mesmo com outra molécula de O_2 , dando origem a uma nova molécula de ozônio, havendo nesta reação a liberação de energia química. A esta liberação de energia é que se atribui o aquecimento da atmosfera na camada próxima a 50 km de altitude, onde essa reação ocorre mais frequentemente.

Como podemos observar na **Figura 2.3**, há gases que estão presentes numa quantidade muito pequena ($\leq 1\%$). Apesar disso, desempenham uma função fundamental, como é o caso do vapor-d'água e dos componentes dos gases estufa (CO_2 , CH_4 , N_2O , SO_2 e NH_3).

O vapor-d'água, com uma concentração entre 0 e 4% do volume do ar atmosférico, por exemplo, não somente serve de matéria-prima na formação das nuvens, mas também é responsável pela vida na Terra e a existência dos fenômenos meteorológicos,

tal como conhecemos. Sem ele, a superfície terrestre permaneceria envolta por espessas nuvens de poeira, revolvidas pelo vento, e sofreria as mais extremas variações de temperatura, pois o transporte de vapor-d'água, nos sentidos verticais e horizontais, constitui um dos mais importantes mecanismos de trocas térmicas do planeta.

Representado pela fórmula CO_2 , o dióxido de carbono é um gás naturalmente presente na atmosfera terrestre em quantidades de cerca de 0,03% do volume da atmosfera. Esse gás inodoro e incolor normalmente não representa um perigo direto à vida quando liberado em baixas concentrações continuamente a partir do solo ou durante erupções vulcânicas episódicas (vulcões emitem mais de 130 milhões de toneladas de CO_2 na atmosfera a cada ano) porque se dilui muito rapidamente na atmosfera. Tem como o vapor-d'água e outros gases (N_2O , O_3 e CH_4 , dentre outros) o papel de absorver o calor emitido pela Terra e, assim, aquecer a atmosfera, criando o que chamamos de "efeito estufa". Sem os gases causadores do efeito estufa, a superfície da Terra seria cerca de 30°C mais fria. Embora o efeito estufa seja retratado como uma coisa ruim, vestígios de gases, como o CO_2 , têm a função de aquecer a atmosfera do nosso planeta o suficiente para sustentar as formas de vida que conhecemos.

A crescente emissão de gases-estufa na atmosfera, em razão do uso generalizado de combustíveis fósseis, representa uma preocupação a mais atualmente. Por essa razão, teme-se que o aumento de gases-estufa possa acarretar no aumento da temperatura da atmosfera, como conseqüente desequilíbrio climático do globo. Se não houvesse nenhum gás-estufa no ar, a temperatura média na superfície da Terra seria aproximadamente 30°C mais baixa do que os 15°C que temos agora como média global. É também um importante fator na fotossíntese, pois fornece o carbono que será usado para a fabricação de moléculas que armazenam energia na forma de ligações químicas. Assim sendo, o gás carbônico (CO_2) torna-se o grande vilão de todas as manifestações relacionadas com o aquecimento global.

Além de gases, a atmosfera também agrega no seu interior partículas sólidas ou líquidas, mantidas em suspensão. Aerossóis são partículas que variam de tamanho (de 0,01 a 10 mm). Naturalmente, são menos persistentes do que as concentrações de gás, mas às vezes eles podem permanecer na atmosfera por períodos relativamente longos de tempo. Por exemplo, a erupção de 1991 do monte Pinatubo, nas Filipinas, originou a 2ª maior erupção registrada no século XX depois da erupção do Novarupta (Alasca) em 1912, e a maior liberação de aerossóis desde o Krakatoa (Indonésia), em 1883. Estima-se que o Pinatubo expeliu 20 bilhões de toneladas de lava e algo em torno de 20 milhões de toneladas de dióxido de enxofre (SO₂). O resultado direto de sua erupção foi a queda em 0,5°C da temperatura média da Terra em consequência da redução em 10% da radiação incidente sobre a superfície terrestre. Efeitos climáticos extremos foram observados na Nova Zelândia, assim como as chuvas que inundaram o meio-oeste americano foram atribuídas aos efeitos causados pela erupção do monte Pinatubo.

Fatores meteorológicos condicionam a origem dos aerossóis atmosféricos sejam eles de origem marinha ou continental, urbana e/ou industrial e conseqüentemente o seu deslocamento e deposição. Os ventos funcionam como agentes dispersores de gases e aerossóis, diminuindo suas concentrações nas regiões de emissão (fontes) pela movimentação constante da atmosfera.

Repartidos pelo planeta, os aerossóis são rapidamente removidos da atmosfera por meio das precipitações pluviométricas. Existem aerossóis com elevada capacidade de reflexão aos raios solares, como **sulfatos**, que contribuem para um resfriamento da atmosfera, enquanto outros possuem elevada capacidade de absorção, contribuindo, portanto, para um aquecimento da atmosfera. Veículos abastecidos com gasolina, diesel, álcool produzem aerossóis com grande poder de absorção da radiação ultravioleta.

A interação desses aerossóis com nuvens, por exemplo, altera a capacidade de reflexão/absorção destas, promovendo uma

Sulfatos

Os sulfatos ocorrem como partículas microscópicas, resultantes da combustão de combustíveis fósseis e biomassas. Produzem a acidez da atmosfera e produzem a chuva ácida.

mudança em suas atividades e duração. Alguns aerossóis ocorrem de forma natural (aerossol atmosférico), originados pela vegetação viva, da pulverização da água, dos vulcões, das tempestades de areia ou pó ou de incêndios florestais. Algumas atividades humanas, como o uso de combustíveis fósseis e alteração da superfície terrestre também geram aerossóis (aerossóis antropogênicos), que representam 10% da quantidade total de aerossol presente na atmosfera.



Atende aos Objetivos 2 e 3

1. De acordo com o que você estudou, o ar atmosférico é constituído por uma mistura de gases que envolvem o planeta Terra. Ele abriga, em seu interior, uma espessa camada constituída por uma substância química formada por três átomos de oxigênio de importância fundamental para a preservação da vida na Terra.

A atividade proposta tem a ver com esse importante componente atmosférico, responsável pela filtragem da radiação ultravioleta. Assim sendo, complete a sentença abaixo com palavras retiradas da figura a seguir.

J O S H L A R A S P R O T E T O R H P E S
 K A T O L I M P O R T A N T E G A S O L I
 B I S A D G T S C A M A D A I G O D P A T
 E Q U I L Í B R I O A G A S F L I S G L R
 S R D V K U L T R A V I O L E T A J T O O
 D H N S L A P A S S D A T G C X Z E C B P
 L E A E U B L M P M U U S T W V E I S R P
 I Y E F E S S E L J T P L A N E T A R E D
 P R S U P E R F Í C I E A S M L S R E D A
 O L I O O Z Ò N I O A O T T A S T X E A S
 P L T L L T O D S E N E L L T G E D S A G
 F O T O S S Í N T E S E U K O H G O F O D
 R L E F S T S E D V E R E R F L F A T L I
 W E F I M I N H S E L W O X I G Ê N I O P
 T I E F O D F G Á S O E M T Q F L A S E D

Na atmosfera, entre 25 e 45 km acima da _____ da Terra, identifica-se uma _____ de um _____ muito _____ para o _____ do planeta: _____.

Esse gás, produzido a partir do _____ da _____, forma um escudo _____ ao redor do _____, absorvendo cerca de 80% dos raios _____ emitidos pelo _____.

Resposta Comentada

Em volta da Terra, entre 25 e 30 km acima da superfície, na estratosfera, há uma frágil camada de um gás chamado ozônio (O_3), que protege animais, plantas e seres vivos dos raios ultravioleta emitidos pelo Sol. Na superfície terrestre, o ozônio contribui para agravar a poluição do ar das cidades e a chuva ácida. Assim sendo, a camada de ozônio torna-se um filtro a favor da vida. Sem ele, os raios ultravioleta poderiam aniquilar todas as formas de vida no planeta. O texto, portanto, deveria ficar assim:

Na atmosfera, entre 25 e 45 km acima da SUPERFÍCIE da Terra, identifica-se uma CAMADA de um GÁS muito IMPORTANTE para o EQUILÍBRIO do planeta TERRA.

Esse gás, produzido a partir do OXIGÊNIO da FOTOSSÍNTESE, forma um escudo PROTETOR ao redor do PLANETA, absorvendo cerca de 80% dos raios ULTRAVIOLETA emitidos pelo SOL.

Estrutura vertical da atmosfera

A atmosfera é constituída pela camada de gases que envolvem o globo terrestre. O limite inferior é definido pela superfície terrestre, os continentes e oceanos. O limite superior é, portanto, desconhecido. A passagem da atmosfera para o espaço interplanetário, onde reina quase o vácuo, faz-se por transição gradual, de modo que se torna difícil marcar um limite superior.

Assim sendo, a atmosfera terrestre atua como um anteparo gasoso, relativamente espesso, de fundamental importância à vida na Terra, pois atua como sede dos fenômenos meteorológicos e também como determinante da qualidade e da quantidade da radiação emitida pelo Sol que atinge a superfície terrestre. A atmosfera

terrestre é dividida em camadas, de acordo com as características químicas e físicas do ar, por exemplo, temperatura, pressão e concentração dos gases constituintes. Mantida pela ação da força da gravidade, a atmosfera terrestre é mais densa próxima à superfície, tornando-se rarefeita com a altura. Considerando a variação da temperatura na atmosfera, distinguem-se quatro camadas, a saber: a troposfera, a estratosfera, a mesosfera e a termosfera; e as fronteiras entre essas camadas são definidas por mudança de gradiente de temperaturas e por isso denominadas tropopausa, estratopausa e mesopausa (**Figura 2.6**).

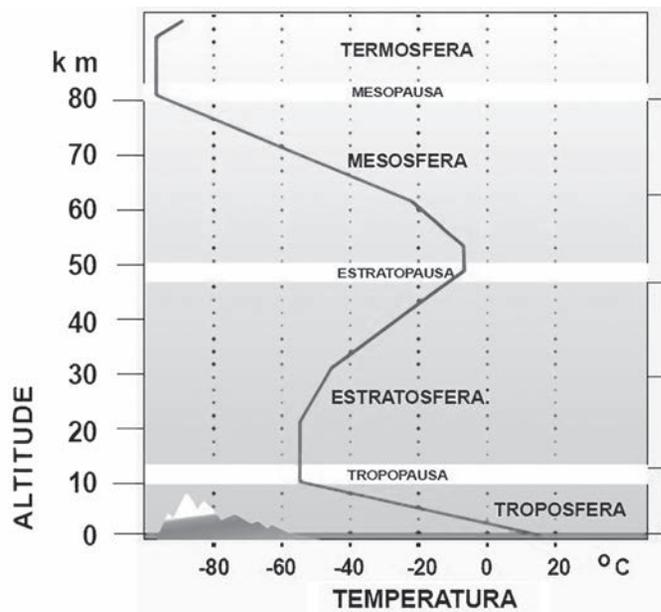


Figura 2.6: Estrutura vertical da atmosfera terrestre.

Troposfera

Todo o ar que respiramos e os fenômenos climáticos e meteorológicos (chuva, neve, granizo etc.) que afetam a vida na Terra se concentram na camada imediatamente acima da superfície terrestre – a troposfera. A sua espessura varia entre os 7 km, nos polos, e os 17 km, no equador. Na troposfera, concentra-se 75% de toda massa atmosférica. Ou seja, é nessa camada em que se

concentram a maior parte do nitrogênio e o oxigênio. Além destes gases, destacam-se também o dióxido de carbono e o vapor-d'água. As nuvens, as poeiras, as bactérias e o pólen pertencem à categoria dos componentes não gasosos da troposfera.

Uma característica dessa camada é o de apresentar intensa movimentação do ar, tanto horizontal como verticalmente. A ascensão vertical do ar nessa camada ocorre porque o ar quando se aquece tem menor densidade e tende a subir, ao passo que o ar mais frio tem maior densidade e, por isso, tem uma tendência a descer. O aquecimento do ar circunvizinho à superfície terrestre acontece por transferência de calor, ou seja, o Sol esquentando a superfície terrestre e esse calor acumulado é gradativamente transferido para o ar circunvizinho à superfície. Na troposfera, a temperatura diminui com a altitude de uma forma mais ou menos regular. Esta redução de temperatura é, em média, de 6,5°C por quilômetro. Essa redução deve-se essencialmente ao fato de que o Sol aquece primeiro a superfície da Terra, e essa aquece as camadas acima dela. Sendo, por isso, denominado de gradiente térmico vertical, que apresenta valores muito distintos por sazonalidade e localidade.

Essa premissa de redução de temperatura na troposfera reporta que os movimentos são sempre ascendentes na mesma. Essa impressão é outra exceção da regra, uma vez que em algumas situações a troposfera apresenta um gradiente térmico vertical positivo, ou seja, a temperatura aumenta com a altura (**Figura 2.7**). Esse fenômeno é conhecido como inversão térmica e gera os nevoeiros, muito comuns durante os invernos no centro-sul do Brasil. Em geral, quando observamos os perfis verticais de temperatura nas **sondagens atmosféricas**, podemos observar além das inversões térmicas, zonas isotérmicas, sendo ambas de pouca extensão vertical.

Sondagens atmosféricas

São sensores capazes de medir temperatura, umidade relativa do ar e ventos nos diferentes níveis de pressão atmosférica com a altura. Esses sensores são transportados para cima por balões contendo gás hélio ou *fly balloon*. Cada nível de pressão (ter em mente que a pressão atmosférica diminui com a altura) corresponde a uma altura em metros e em alguns níveis definidos como padrão, tomam-se os valores das grandezas citadas, para que se possa traçar o perfil vertical da troposfera.

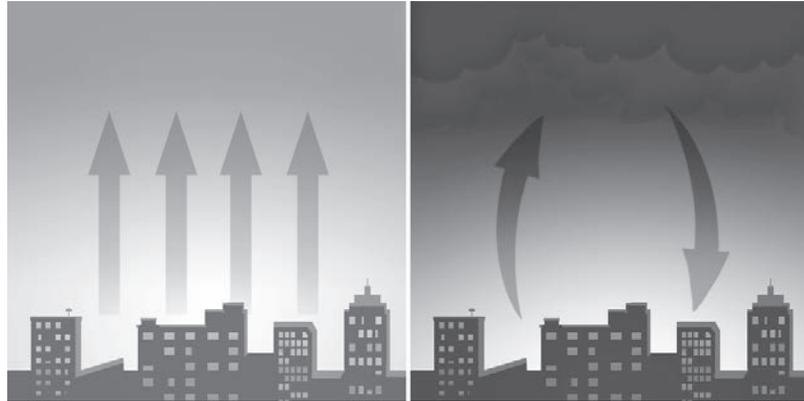


Figura 2.7: Ilustração da inversão térmica, ocorrida sobre uma cidade, em situação que o ar circunvizinho resfria naturalmente e quando este é impedido pela presença de nuvens e gases com grande poder de absorção de calor.

Fonte: Ambiente Brasil (<http://www.ambientebrasil.com.br>)

O limite superior da troposfera chama-se de tropopausa que é identificada por uma inversão térmica. Ou seja, a tropopausa é uma camada de transição entre a troposfera e a estratosfera. Sua principal característica é a homogeneidade térmica nessa camada. Nas médias latitudes, a temperatura da tropopausa varia entre -50 a -55°C , e sua espessura é da ordem de 3 km.

Estratosfera

É a camada de gases logo acima da troposfera que se encontra aproximadamente a 50 km de altitude. Nela o movimento do ar é, principalmente, ascendente. Ao contrário do que é observada na troposfera, a temperatura aumenta conforme aumenta a altitude, passando de -55°C no topo da troposfera para 0°C a cerca de 50 km de altitude, fato atribuído à absorção da radiação ultravioleta emitida pelo Sol pela camada de ozônio (O_3). É na estratosfera que está localizada a camada de ozônio, mais precisamente entre 25 e 50 km acima da superfície terrestre.

Outra diferença a ser mencionada é a sua estabilidade, ou seja, na estratosfera há ausência quase completa de movimentos

ascendentes em razão do perfil das temperaturas – frio por baixo, quente por cima. Essa característica faz com que o movimento aéreo das aeronaves ocorra preferencialmente na estratosfera.

Outra característica relevante é que gases e vapores próximos da superfície terrestre não chegam à estratosfera. Reagem com outros gases e são eliminados na troposfera. É o caso particular do vapor-d'água, tão comum na troposfera, mas extremamente raro na estratosfera. Na estratosfera, portanto, não há possibilidade de formação de nuvens.

Estratopausa é a camada de transição entre a estratosfera e a mesosfera. Caracteriza-se, em relação à temperatura, pela homogeneidade das temperaturas (em torno de 0°C) e por uma queda representativa de O₂. Tem uma espessura média em torno de 3 a 5 quilômetros.

Mesosfera

A mesosfera localiza-se logo acima da estratosfera, estendendo-se até uma altura de 90 km. Como a troposfera, esta camada é aquecida por baixo pela camada de ozônio. Nessa camada, a temperatura pode chegar a valores de -100°C, ou seja, diminui numa razão de 3,5°C por quilômetro, atingindo, no topo da camada, 80 km de altitude; o valor mais baixo de toda a atmosfera, uma média de -90°C.

A mesopausa é uma região isotérmica de transição entre a mesosfera e a termosfera possui uma espessura média de 10 km, com limites entre 80 e 90 quilômetros.

Termosfera

Termosfera é a camada que superpõe a mesosfera. Tem seu limite superior indefinido em virtude da rarefação de moléculas de gases que constituem a atmosfera. Na sua camada inferior, sua

temperatura é constante, mas depois cresce de forma rápida com a altitude, podendo chegar a cerca de 1.200°C. Isso só acontece porque no topo da atmosfera (≈ 1.000 km) há absorção muito grande de energia solar direta.

É possível dividir a termosfera em duas outras camadas: ionosfera e exosfera.

- Ionosfera em razão das moléculas dos gases que compõem essa camada estarem ionizados, ou seja, estão carregadas eletricamente e a colisão dos elétrons com os átomos provoca uma liberação de energia que se transforma em raios luminosos visíveis, particularmente, nas regiões polares (**Figura 2.8**).



Figura 2.8: Efeito provocado pela colisão de elétrons com átomos, ocorridos a 145 km de altitude.

Fonte: http://en.wikipedia.org/wiki/File:Northern_Lights_02.jpg

A aurora polar é um fenômeno que ocorre nas regiões polares na forma de luzes coloridas no céu. No polo sul, elas são chamadas de "aurora austral", e no polo norte, de "aurora boreal".

- Exosfera é a camada mais externa da atmosfera, sendo conhecida como faixa de transição para o espaço sideral. Está localizada acima dos 550 km de altitude, sendo o local onde satélites e naves espaciais permanecem em rota ao redor do planeta.

O efeito estufa planetário

A atmosfera, estando em contato direto com a superfície terrestre, interage com a litosfera, a hidrosfera e a biosfera, alterando cada uma delas ao mesmo tempo em que é alterada por elas.

Para se entender melhor a relação entre a superfície da Terra e a baixa camada da atmosfera, parte-se da elaboração de um conceito de sistema aberto e dinâmico, ao qual chamaremos de Sistema Terra-Atmosfera.

Nesse sistema, as interações entre seus componentes (Sol – como emissor; Atmosfera – como meio transmissor; e Terra – como receptor) afetam a distribuição espacial e sazonal da energia radiante incidindo sobre o planeta. Que se refletem no estado da atmosfera que é descrito por variáveis/elementos que se caracterizam pela sua condição energética. Essa interação e, principalmente, o equilíbrio entre eles é que permite o perfeito funcionamento do planeta. Não é apenas o homem que depende da atmosfera, senão todos os seres vivos. Não é apenas a vida que depende do que acontece na atmosfera, senão toda a natureza.

A teoria do efeito estufa planetário foi idealizada em 1987, por Jean Baptiste Fourier, de forma análoga ao efeito observado do aquecimento do ar dentro de estufas de vidro (**Figura 2.9**).

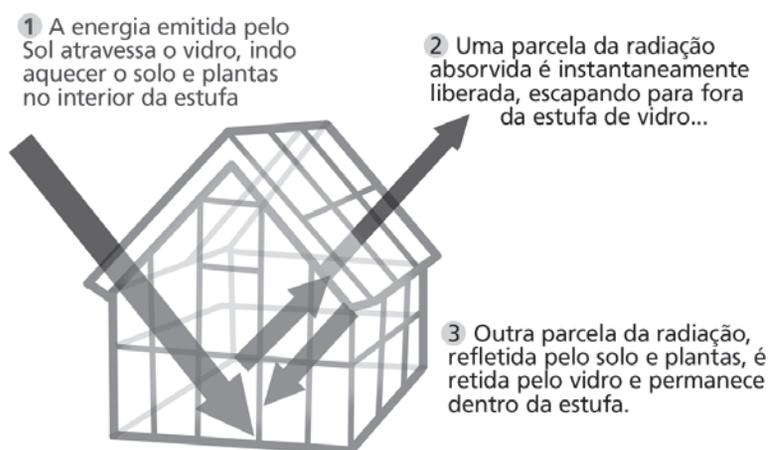


Figura 2.9: Modelo teórico do efeito estufa planetário, idealizado por Fourier.

Fonte: www.notapositiva.com/.../efeitoestufa2.jpg

Diante do exposto, considerou-se que a atmosfera terrestre, com suas camadas superpostas e de características diferenciadas, seria uma enorme estufa natural, cujo telhado, tal como ocorre nas estufas de vidro, tem a capacidade de ser transparente para a radiação solar e opaca para as ondas de calor emitidas pela superfície terrestre, quando aquecida. Por essa razão, conclui-se que a temperatura do planeta dependa do balanço de entrada e saída de energia no Sistema Terra-Atmosfera, levando-se em conta que a radiação solar, no seu trajeto em direção à Terra, interage com a atmosfera.

Por essa razão, o efeito estufa planetário é considerado um fenômeno essencial para a estabilidade do clima da Terra, pelo fato de manter a temperatura média global ao nível médio do mar, em cerca de 15°C. Já que sem a presença da atmosfera o calor acumulado durante o dia seria inteiramente libertado pela superfície terrestre para o espaço extraterrestre, durante a noite, por não encontrar qualquer tipo de anteparo natural à sua propagação. Acarretando um resfriamento de cerca de -18°C abaixo do que é usualmente registrado, tornando o planeta Terra inabitável.

Avaliando o efeito estufa, o aquecimento global e as mudanças climáticas

Nas últimas décadas, um consenso internacional aponta para a formação de cenários complicados para os ecossistemas, no meio ambiente, e para o futuro da vida na Terra pela intensificação do aquecimento planetário. O aumento significativo de alguns fenômenos atmosféricos, tanto em intensidade como em frequência, tem alarmado as autoridades mundiais e, por conseguinte, levado as pessoas a acreditarem que o planeta está passando por um processo de mudança climática, ocasionado provavelmente pelas interferências do homem na natureza.

A crença generalizada faz-se no agravamento do efeito estufa natural pelo acúmulo de gases-estufa, particularmente o CO₂,

promovido por fortes atividades antropogênicas, tais como: queimadas florestais, uso excessivo de combustíveis fósseis e pela produção industrial. Sendo considerada esta a origem das discussões sobre problema do aquecimento Global e, conseqüentemente, das mudanças climáticas planetárias.

Como resultante desse processo, é mais do que notório que, apesar de o clima variar naturalmente, o aumento substancial nas concentrações globais de dióxido de carbono, metano e óxido nítrico deve-se, desde 1750, às atividades humanas – principalmente emissões, devido ao uso de combustíveis fósseis e a mudanças de uso do solo, e que o acúmulo desses gases e sua permanência na atmosfera terrestre têm provocado a elevação da temperatura média do planeta, fenômeno conhecido como intensificação do aquecimento global que está diretamente associado ao efeito estufa planetário.

O aumento da população e a industrialização foram os fatores determinantes para o aumento da concentração de gases de efeito estufa na atmosfera e pelo surgimento de fontes antropogênicas de contaminação do ar atmosférico. Assim sendo, o dióxido de carbono (CO_2), durante séculos, manteve-se em equilíbrio pelas combustões e pela respiração dos seres vivos, sendo posteriormente absorvido pelas plantas, através da fotossíntese, e pelos oceanos, onde se dissolvia na água, reagindo depois com as rochas para formar carbonatos. A partir da era industrial, sua velocidade de emissão para a atmosfera superou a velocidade com que dela eram retirados. Por essa razão, sua concentração na atmosfera aumentou, passando a exercer função determinante de variação climática.

Da mesma forma que o gás carbônico (CO_2), o gás metano (CH_4) deve ser observado. Ele é produzido pela decomposição de matéria orgânica, expelida nos aterros sanitários, nas plantações de arroz, criação de bovinos, mineração e operações com gás e petróleo, e, apesar de ter uma concentração inferior ao CO_2 , seu potencial de aquecimento é 60 vezes maior que os outros gases, devido à sua alta capacidade de absorção do calor emitido pela Terra.

O óxido nitroso (N_2O) é outro gás que ganhou notoriedade desde a revolução industrial. Estima-se que entre 1980 e 1998, a concentração de N_2O tenha crescido a uma taxa 0,25% ao ano. A principal fonte natural de emissão desse gás é o solo agrícola e os oceanos.

Sob tais circunstâncias, os gases poluentes, oriundos de atividades industriais, transporte urbano e rodoviário, e geração de energia elétrica pela queima de combustíveis fósseis (carvão mineral, gás natural e derivados de petróleo), não ficam circunscritos aos locais onde são emitidos para a atmosfera, pelo contrário. Geralmente esses gases são emitidos a temperaturas maiores do que os gases na atmosfera ao seu redor. São, portanto, menos densos, o que os faz subir em altitude, sendo depois arrastados pelo vento para outros locais.

Os principais efeitos dos gases poluentes sobre o ambiente e os gases que mais contribuem para o desenvolvimento destes são:

- intensificação do efeito estufa (CO_2 , CH_4 , N_2O e CFC's);
- destruição da camada de ozônio pelos clorofluorocarbonetos (CFC's); e
- contribuição para as chuvas ácidas (SO_2);

o que torna o planeta cada vez mais vulnerável às mudanças no padrão de composição da atmosfera terrestre.



Atende ao Objetivo 4

2. O efeito estufa planetário é um fenômeno natural responsável pela manutenção do aquecimento da superfície do planeta e, conseqüentemente, pela vida na Terra. Esta depende há décadas da capacidade que os gases de efeito estufa (como o gás carbônico, o metano e o óxido nitroso) têm para reter a radiação infravermelha do Sol na atmosfera, estabilizando assim a temperatura terrestre. Entretanto, desde 1850 se observa que os elevados índices de dióxido de carbono estão com tendência para aumentar e que esses novos índices podem vir a provocar um aumento na temperatura terrestre suficiente para trazer conseqüências graves em escala global.



A questão que se expõe na charge é sobre um importante fenômeno climático. O que você tem a dizer sobre ela?

Resposta Comentada

O frágil equilíbrio natural do clima foi rompido após a revolução industrial, em 1850. A temperatura global média do planeta aumentou $0,74^{\circ}\text{C}$ entre 1906 e 2005. Os anos mais quentes ocorreram de 1995 para cá.

Você já deve ter lido muito a respeito do assunto, pois os diversos meios de comunicação têm divulgado mensagens de alerta sobre a temperatura da terra. Segundo o relatório de pesquisas dos cientistas do IPCC – Painel Intergovernamental de Mudanças Climáticas (2007), não restam dúvidas de que o aquecimento do planeta está sendo provocado pela ação antrópica.

Como consequência disso, a temperatura média do planeta subirá de $1,8^{\circ}\text{C}$ a 4°C , até o final do século XXI. Com as temperaturas cada vez mais elevadas, ocorrerá o degelo nas regiões polares e, conseqüentemente, a extinção das espécies animais estará sob risco por causa do aquecimento global.



Atende aos Objetivos 1 e 2

3. Passatempos de interesse geral que têm por objetivo a diversão e também o aprendizado de temas diversos.

Entre esses passatempos, estão as palavras cruzadas, podem ser elaboradas como uma atividade para testar o conhecimento que adquirido nesta aula.

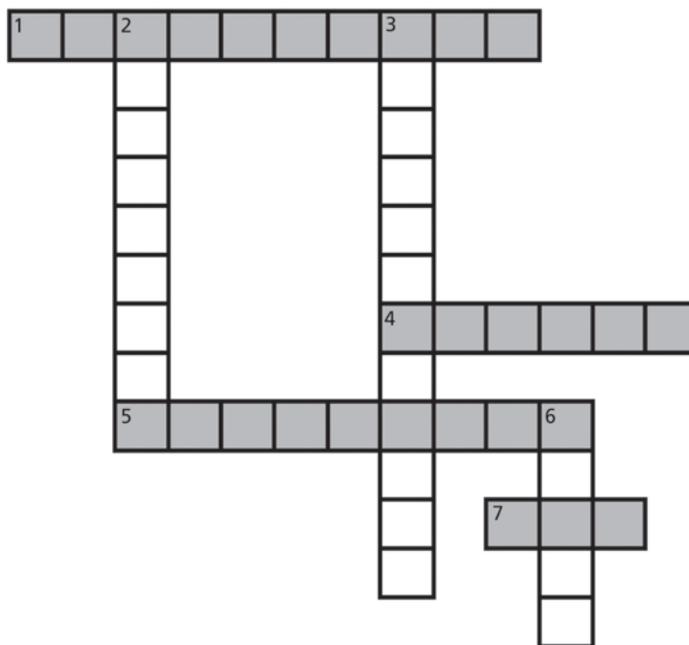
Horizontal

1. Camada da atmosfera de aproximadamente 12 km de espessura onde ocorrem quase todos os fenômenos meteorológicos.

4. Componente atmosférico responsável pela absorção da radiação ultravioleta.
5. Camada gasosa, constituída de cinco camadas, que serve como proteção natural, uma vez que, se elas não existissem, não suportaríamos o calor emitido pelos raios solares.
7. Componente gasoso responsável pela intensificação do efeito estufa.

Vertical

2. Componente fixo da atmosfera terrestre, de grande importância para a vida na Terra, que é absorvido pela respiração de homens e animais.
3. Camada da atmosfera terrestre da ordem de 38 km de espessura com grande concentração de ozônio (O_3).
6. Componente majoritário da atmosfera primitiva.



Resposta Comentada

Horizontal

1. TROPOSFERA – É a camada que está mais diretamente relacionada com o homem; ela tem início no solo, até aproximadamente 16 km de altitude. É na troposfera que ocorrem os fenômenos atmosféricos, o calor, os ventos e as chuvas. A temperatura média varia de 20°C na parte inferior a -60°C na parte superior.
2. OZÔNIO – Constituinte atmosférico que filtra a radiação ultravioleta emitida pelo Sol.

A presença do ozônio (O_3) na atmosfera é essencial à manutenção da vida como se apresenta no planeta.

5. ATMOSFERA – Palavra de origem grega, *atmos*=gás + *sfera*=esfera->atmosfera. Portanto é a esfera gasosa, de aproximadamente 800 km de espessura que envolve o planeta Terra.

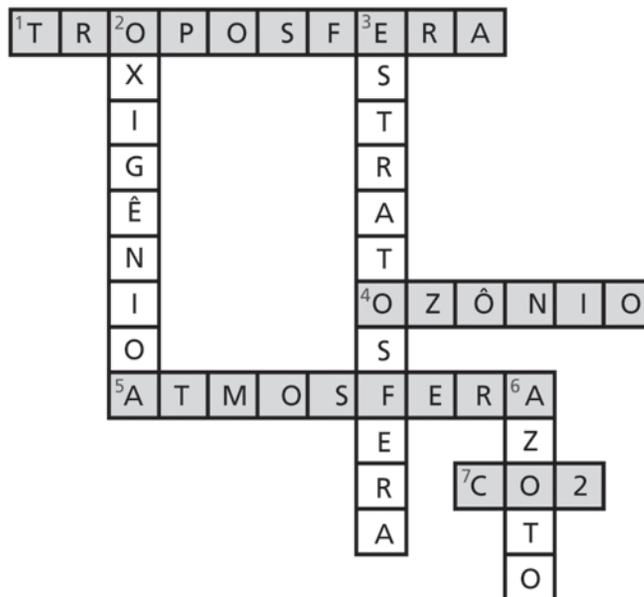
7. CO_2 – Constituinte variável da atmosfera terrestre responsável pela retenção de parte da radiação solar, emitida pela Terra. É indispensável para que as plantas produzam seu alimento por meio da fotossíntese.

Vertical

2. OXIGÊNIO – Constituinte fixo da atmosfera terrestre. É indispensável para a respiração humana, e na combustão.

3. ESTRATOSFERA – Camada sobrejacente à troposfera. Estende-se por aproximadamente 50 km de altitude. A camada de ozônio está presente nesta camada.

6. AZOTO (N_2) – Constituinte majoritário (\pm 40% do volume) da atmosfera primitiva da Terra.



CONCLUSÃO

A atmosfera é uma espessa camada gasosa que envolve a Terra, constituída de diferentes tipos de gases e por partículas em suspensão, cada um dos quais com as suas características físicas, sendo mantidos presos à Terra por ação da força da gravidade. A atmosfera terrestre é mais densa próxima à superfície, tornando-se rarefeita com a altura.

Além da densidade do ar diferenciar-se com a altura, a composição da atmosfera não é a mesma. Ou seja, a partir da superfície terrestre até os primeiros 90 km de altura, componentes gasosos apresentam-se em uma distribuição relativamente uniforme. Até cerca de 25 km de altura, caracteriza-se por ser composta de uma mistura de nitrogênio (78%), oxigênio (21%), gases nobres (0,9%) e por um conjunto de gases transparentes à energia solar incidente. Dentre esses gases, estão, em proporções comparativamente reduzidas, o dióxido de carbono, o metano, o ozônio e o vapor-d'água. Gases conhecidos pela sua capacidade de absorver a energia irradiada pela Terra e responsáveis pelo efeito estufa planetário, fenômeno sem o qual a temperatura do planeta seria significativamente inferior às médias conhecidas pela humanidade e pela existência de vida na Terra.

Outra importante característica da atmosfera terrestre é a variação de sua temperatura na distribuição vertical, dada pela interação de seus constituintes com a entrada de energia incidente do Sol e a saída de energia, irradiada pela Terra, o que possibilitou dividir a atmosfera em camadas concêntricas com distintos comportamentos térmicos.

Em que pese a importância do efeito estufa para proporcionar condições adequadas ao desenvolvimento da vida no planeta, é mais do que notório que, apesar de o clima variar naturalmente, resultados de pesquisas têm constatado que o aumento substancial nas concentrações globais de dióxido de carbono, metano e óxido

nitroso deve-se, desde 1850, às atividades humanas – principalmente emissões, devido ao uso de combustíveis fósseis e a mudanças de uso do solo, e que o acúmulo desses gases e sua permanência na atmosfera terrestre têm provocado a elevação da temperatura média do planeta, fenômeno conhecido como aquecimento global, que está diretamente associado ao efeito estufa planetário e aos futuros cenários sobre as mudanças climáticas planetárias.

Atividade Final

Atende aos Objetivos 1, 2, 3 e 4

Imagine-se como um professor de Climatologia que foi contratado por uma escola para montar numa feira de Ciências uma prática para explicar o conceito de efeito estufa planetário. Você deverá criar uma experiência que esclareça alguns pontos sobre este assunto. Assim, você poderá elaborar uma atividade para seus alunos, para que os mesmos possam entender o conceito do efeito estufa planetário. Sugerimos a seguinte experiência:

Você vai precisar do seguinte material:

1. Uma caixa de sapato;
2. Uma luminária com uma lâmpada acoplada de 150 W;
3. Um termômetro de mercúrio;
4. Uma placa de vidro transparente;
5. Um frasco de tinta preta.

Você estudou que a causa principal das mudanças climáticas tem sido atribuída ao fenômeno chamado “efeito estufa”. O efeito estufa planetário é um fenômeno natural que tornou possível a vida na Terra, mas é a sua intensificação que pode causar problemas ambientais nas próximas décadas.

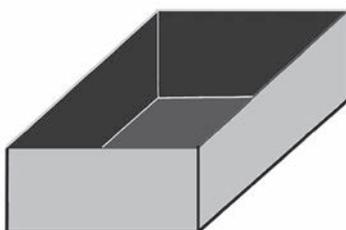
Vamos analisar esse fenômeno:

Passo a passo e comentários

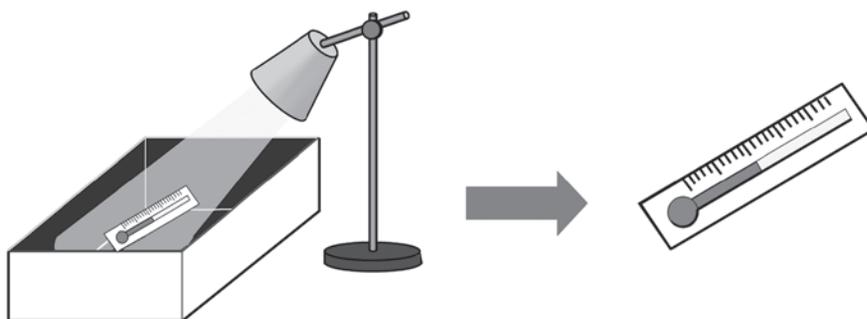
- a. *A temperatura média global é consequência da diferença entre a energia recebida do Sol e a energia reemitida pela Terra, ao ser aquecida. A variação da temperatura no Sistema Terra-Atmosfera depende da diferença entre a energia que entra e a energia que sai dele.*

Ou seja:

1. Utilize sua caixa de sapato e a tinta preta para pintar o seu interior.



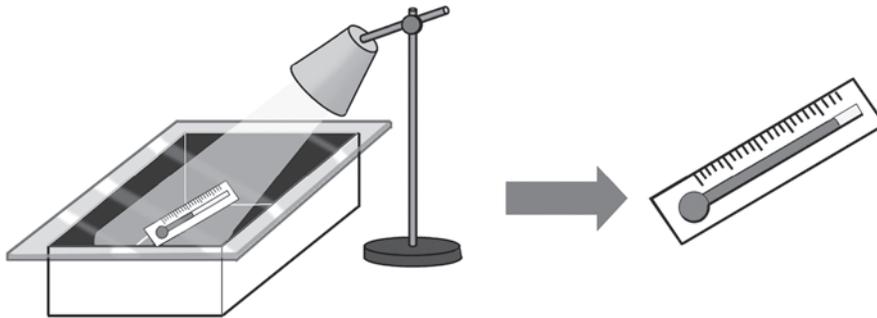
2. Coloque o termômetro de mercúrio no interior da caixa de sapato, ligue sua luminária e, após alguns segundos, meça a temperatura do interior da caixa.



- b. *A retenção da radiação emitida pela Terra pela atmosfera terrestre depende do conteúdo de vapor-d'água e dos gases de efeito estufa presentes na troposfera. O aumento do percentual de gases de efeito estufa, principalmente o gás carbônico, impede a passagem da radiação emitida pela Terra, aumentando a sua temperatura.*

Assim sendo:

3. Cubra a caixa de sapato com um vidro transparente, utilize o mesmo procedimento mostrado acima e, após alguns segundos, meça a temperatura no interior da caixa coberta pelo vidro.



4. Finalmente, comparando-se as duas temperaturas, você constatará que, quando a placa de vidro é alocada sobre a caixa de sapato, o vidro atua – como os gases de efeito estufa – como um anteparo físico, provocando o superaquecimento da camada de ar no interior da caixa. A esse fenômeno chamamos de *efeito estufa*.

RESUMO

Durante a aula, foi possível descrever a atmosfera terrestre como um subsistema fluido, de natureza essencialmente gasosa, que envolve o globo terrestre. É constituída por uma mistura de gases, fundamentalmente o hidrogênio, oxigênio, dióxido de carbono, ozônio e vapor-d'água, sendo a maioria deles transparentes à energia irradiada pelo Sol. A sua principal camada, denominada troposfera, se constitui em um sistema complexo e dinâmico, onde os fenômenos climáticos produzem-se e, por isso, é o foco de interesse da Climatologia geográfica.

A atmosfera funciona, também, como um escudo que protege a Terra da radiação ultravioleta, proveniente do Sol, e impede que o calor absorvido na superfície terrestre, através dos raios solares, escape para o espaço exterior, mantendo o equilíbrio térmico do planeta – o efeito estufa planetário.

Informação sobre a próxima aula

Na próxima aula, você vai conhecer a importância da radiação solar, que será apresentada como responsável pela distribuição espaço-temporal de cada um dos elementos meteorológicos que caracterizam o clima na superfície terrestre.

Aula 3

A energia na atmosfera

Lucio de Souza

Ricardo Augusto Calheiros de Miranda

Meta da aula

Apresentar as bases conceituais dos fundamentos da radiação atmosférica.

Objetivos

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

1. avaliar os conceitos associados à radiação;
2. reconhecer o significado físico da radiação atmosférica;
3. descrever o modelo geral de balanço de radiação;
4. reconhecer a teoria associada ao corpo negro;
5. identificar possíveis consequências do aumento da radiação na atmosfera.

INTRODUÇÃO



Enver Uçarier

Fonte: <http://www.sxc.hu/photo/231035>

Em um dia de verão, podemos ter ideia de quão quente e suado fica nosso rosto, se exposto diretamente ao sol. A luz do sol viaja pelo ar que nos circunda com efeito direto nesse ar. Nosso rosto, contudo, absorve essa energia e converte-a em energia térmica e, como consequência, a luz do sol esquenta mais o nosso rosto do que o ar que nos circunda.

Essa energia transmitida diretamente pela luz solar é o que chamamos em meteorologia e, nas ciências atmosféricas, de *energia radiante*, ou simplesmente, *radiação*.

Essa energia viaja na forma de ondas com propriedades elétricas e magnéticas (ondas eletromagnéticas) e libera energia, quando absorvida por um objeto. Essas ondas não necessitam de moléculas para se propagar, e sua velocidade no vácuo tem a ordem de 300.000 km/s (lembra-se de algo que ouviu alguma vez na vida sobre esse valor de velocidade?). Nesta aula, você vai saber um pouco mais sobre a radiação solar e sua importância em nossas vidas.

Radiação solar

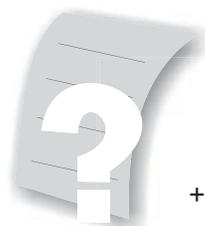
Uma ideia importante que devemos ter em mente é que a energia radiante ou radiação (tratemos daqui em diante simplesmente por radiação, ok?) não chega à Terra de maneira uniforme. Isso ocorre porque nosso planeta tem dois movimentos muito importantes: rotação (em torno de seu próprio eixo) e translação (movimento em torno do Sol). Esses movimentos definem diferentes intensidades de radiação e, por consequência, regimes meteorológicos distintos a cada época do ano, cuja denominação mais conhecida reporta às estações do ano (primavera, verão, outono e inverno). A **Figura 3.1** ilustra o padrão médio de radiação que nosso planeta e sua atmosfera recebem ao longo de um ano.



Figura 3.1: Ao passo que a Terra gira em torno do Sol, ela sofre um deslocamento de $23,5^\circ$ em torno de seu eixo central. O eixo da Terra sempre aponta para algum ponto no espaço, como visto de uma estrela distante, por exemplo. Consequentemente, no mês de dezembro, quando o hemisfério Sul está deslocado de forma a receber mais radiação por parte do Sol, temos mais calor e dias mais longos, e quentes, se comparados ao mês de junho, quando o Sol ilumina mais o hemisfério Norte. Esse esquema obviamente está fora da escala espacial real, mas representa a origem das estações do ano.

Fonte: Adaptada de AHRENS. *Essentials of Meteorology*, 3rd Edition.

Com um pouco de atenção, podemos facilmente identificar os dias em que o Sol ilumina mais em cada hemisfério e uma relação direta entre essa diferença de iluminação: quando o hemisfério Sul está muito iluminado (dezembro), temos o início do verão nesse hemisfério. Consequentemente, na mesma época, tem início o inverno no hemisfério Norte. As datas assinaladas marcam os solstícios e equinócios que geralmente representam as datas de início das estações do ano.



Solstícios e equinócios

Solstício: na Astronomia, solstício (do latim *sol* + *sistere*, que não se mexe) é o momento em que o Sol, durante seu movimento aparente na esfera celeste, atinge a maior declinação em latitude, medida a partir da linha do equador. Os solstícios ocorrem duas vezes por ano: em dezembro e em junho. O dia e hora exatos variam de um ano para outro. Quando ocorre no verão, significa que a duração do dia é a mais longa do ano. Analogamente, quando ocorre no inverno, significa que a duração da noite é a mais longa do ano.

No hemisfério Norte, o solstício de verão ocorre por volta do dia 21 de junho e o solstício de inverno por volta do dia 21 de dezembro. Estas datas marcam o início das respectivas estações do ano neste hemisfério. Já no hemisfério Sul, o fenômeno é simétrico: o solstício de verão ocorre em dezembro, e o solstício de inverno ocorre em junho.

Sendo mais técnico: o solstício marca a passagem do Sol pelos trópicos, aproximadamente nas datas descritas anteriormente (VAREJÃO-SILVA, 2006).

Equinócio: na Astronomia, equinócio é definido como o instante em que o Sol, em sua órbita aparente,

(como vista da Terra), cruza o plano do equador celeste (a linha do equador terrestre projetada na esfera celeste). Mais precisamente, é o ponto no qual a eclíptica cruza o equador celeste.

A palavra equinócio vem do latim, *aequus* (igual) e *nox* (noite), e significa "noites iguais", ocasiões em que o dia e a noite têm a mesma duração. Ao medir a duração do dia, considera-se que o nascer do sol (alvorada ou dilúculo) é o instante em que metade do círculo solar está acima do horizonte e o pôr do sol (crepúsculo ou ocaso) o instante em que o círculo solar está metade abaixo do horizonte. Com esta definição, o dia e a noite durante os equinócios têm igualmente 12 horas de duração.

Os equinócios ocorrem nos meses de março e setembro, quando definem mudanças de estação. Em março, o equinócio marca o início da primavera, no hemisfério Norte, e do outono, no hemisfério Sul. Em setembro, ocorre o inverso, quando o equinócio marca o início do outono, no hemisfério Norte, e da primavera, no hemisfério Sul.

Considerando as breves definições já apresentadas, passemos então ao contexto físico dos conceitos e consequências associadas à radiação que chega e sai do Sistema Terra – Atmosfera.

Significado físico da radiação atmosférica: o que é radiação?

A radiação eletromagnética é a emissão e a propagação de ondas que contêm energia eletromagnética, pelo espaço. Radiação solar é a energia radiante emitida pelo Sol. A sua importância para

todo tipo de vida no planeta é tanto quantitativa (densidades de fluxos de energia usada na fotossíntese de plantas, por exemplo) como qualitativa (comprimento de ondas que nos permitem enxergar os objetos). Cerca de metade dessa energia é emitida como *luz visível* na parte de frequência de aproximadamente 10^{14} Hz do espectro eletromagnético e o restante aparece distribuída entre as faixas correspondentes às ondas de rádio (aquelas que nos permitem sintonizar nossa estação predileta), micro-ondas (ondas que servem para agitar moléculas e esquentar nossos alimentos nos fornos modernos), infravermelho (canal térmico muito útil na determinação de características da superfície da Terra, através de satélites), ultravioleta (aqueles cujo excesso reporta nocividade à saúde humana, gerando câncer de pele), raios X (sim, os do exame médico) e raios gama (úteis para a pesquisa científica, entre outros). A **Figura 3.2** apresenta o espectro eletromagnético que contém todos os tipos de ondas eletromagnéticas que o compõem. Atente para a faixa de comprimento de onda da luz visível (em torno de 10^{-6} m ou 10^{14} Hz) que é a responsável por tudo que podemos ver com nossos olhos, decompondo a luz nas 7 cores que compõem o arco-íris e, a partir dessas, a luz branca.

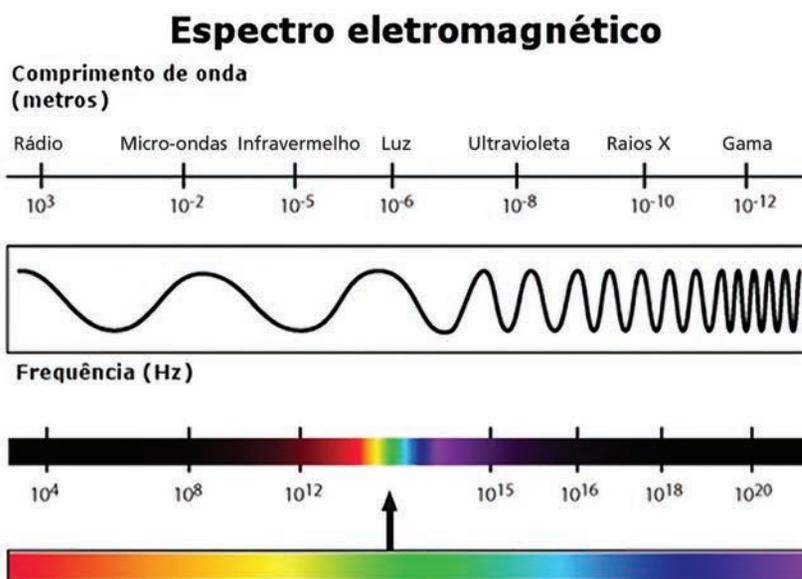


Figura 3.2: Esquema simplificado dos comprimentos de onda do espectro eletromagnético.

Desnecessário informar que, sem a radiação, não teríamos vida na Terra. Cada faixa do espectro tem implicações em nossas vidas e, se nos faltasse um comprimento desses, nossa vida seria mais difícil, ou mesmo não teríamos qualquer tipo de vida no planeta.

As ondas possuem comprimentos específicos e o conjunto desses comprimentos define o espectro eletromagnético ou seja, o intervalo completo da radiação eletromagnética que contém desde as ondas de rádio, as micro-ondas, o infravermelho, a luz visível, os raios ultravioleta, os raios X, até a radiação gama. Esse conjunto de ondas contém a energia transmitida pelo Sol e pela superfície da Terra. Isso mesmo, a Terra também emite energia e veremos que todos os corpos também fazem o mesmo, desde que sua temperatura seja superior ao **zero absoluto**. A **Figura 3.3** ajuda-nos a entender quais faixas de energia são emitidas pelo Sol e pela Terra.

Zero absoluto

Valor em que a temperatura atinge 0° na escala K. Esse valor corresponde a -273°C e a relação entre as duas escalas é dada pela relação: $C = K - 273$; onde a temperatura em graus Celsius é igual à temperatura em graus Kelvin, a menos 273 unidades.

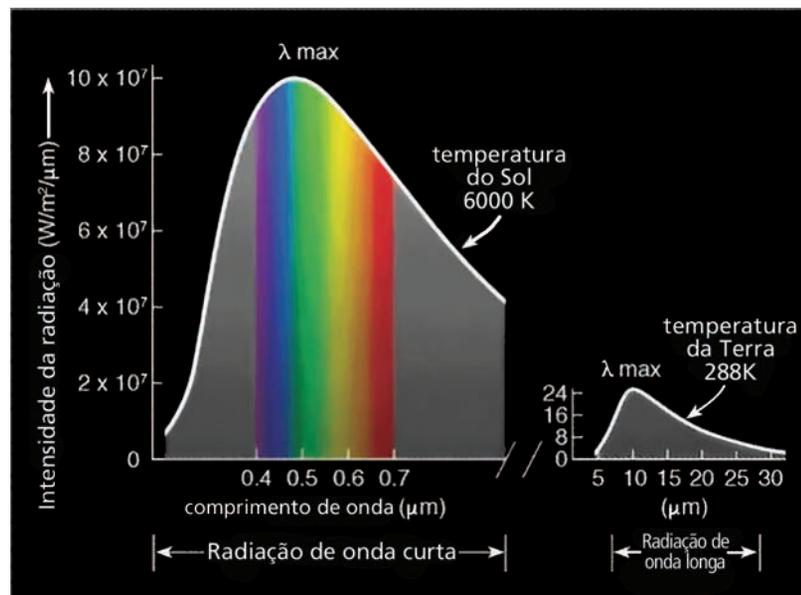


Figura 3.3: Intensidade de radiação por comprimento de onda. Os comprimentos de onda curta (emitidos pelo Sol) contêm altas temperaturas e incluem o espectro visível (colorida). A radiação emitida pela Terra tem comprimento de onda longa e sua temperatura é menor, incluindo, por exemplo, as ondas de raio X.

Para entender melhor o conceito de radiação, consideremos alguns fatos importantes:

- todos os objetos ou corpos que possuam temperatura absoluta ($^{\circ}\text{K}$) maior que zero, emitem radiação independente do seu tamanho. O ar, nosso corpo, flores, árvores, o planeta Terra, as estrelas, enfim, tudo está emitindo radiação em várias formas de ondas eletromagnéticas;
- os comprimentos de onda de radiação que um objeto emite são funções diretas de sua temperatura;
- objetos com altas temperaturas emitem uma quantidade de radiação maior do que objetos com temperatura inferior. Como consequência, quanto maior sua temperatura, maior sua emissão de radiação por segundo;
- objetos com temperaturas muito elevadas emitem ondas curtas (Sol), enquanto que objetos com temperaturas menores emitem ondas longas (planeta Terra).



Atende aos Objetivos 1 e 2

1. De acordo com o que foi dito nesta aula, responda:

- a) O que é radiação? Como chega à superfície da Terra e como é distribuída pelo espaço?
- b) Fisicamente, resuma o que representa radiação atmosférica.

Resposta Comentada

a) Radiação é um conjunto de comprimentos de ondas diferentes que chega à superfície da Terra, propagando-se pelo ar, em comprimentos de onda curta, desde o Sol até a superfície da Terra. Esta, por sua vez, emite em comprimentos de onda longa para a atmosfera. Todos os corpos com temperatura acima do zero absoluto emitem radiação de alguma forma.

b) Representa um conjunto de comprimentos de onda que contém todo o processo de aquecimento da Terra. As ondas de comprimento curto (quentes) são provenientes do Sol. As ondas de comprimento longo (frias) são reemitidas por todos os objetos com temperatura acima do zero absoluto. Nuvens, árvores, pessoas, enfim, todo e qualquer objeto em tais condições emite radiação. Esse conjunto de ondas gera um balanço de radiação que está inserido no contexto físico da radiação atmosférica. Sem tal radiação, não teríamos vida na Terra. Qualquer alteração nos comprimentos de onda é capaz de alterar o balanço de radiação atmosférica. Devemos pensar então como a alteração de uso e ocupação do solo (troca de floresta por pastagem, por exemplo) está alterando esse balanço... E suas consequências práticas na nossa vida cotidiana.



O que chega

Vários tipos de radiações eletromagnéticas passam pela atmosfera, enquanto outras são impedidas de atravessá-la. A habilidade com que a atmosfera permite que a radiação atravesse é conhecida como transmissividade. Ela depende dos componentes da atmosfera e varia de acordo com o comprimento de onda. Alguns gases, contidos na atmosfera, principalmente vapor-d'água, gás carbônico e ozônio absorvem radiação em uma faixa determinada de comprimento de onda. A atmosfera é opaca para ondas curtas com alta energia como raios X, raios ultravioleta e raios gama, pois ela absorve esse comprimento de onda.

As ondas eletromagnéticas propagam-se no vácuo a $2,997930 \times 10^8$ m/s, aproximadamente 300.000 km/s. A emissão solar se dá em extensa faixa, desde frequências altíssimas de 10^{22} s⁻¹ dos raios gama, até as muito baixas de 10 micropulsações por segundo. Na **Figura 3.4**, temos uma ilustração de como essas ondas são divididas em termos de seus comprimentos, bem como sua nomenclatura. Nos parágrafos seguintes, apresentamos os conceitos associados a cada comprimento de onda do espectro eletromagnético.

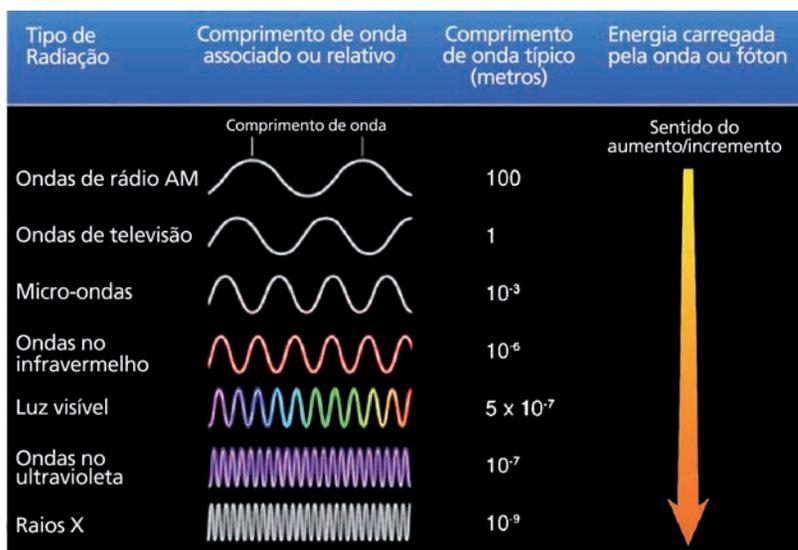


Figura 3.4: Radiação caracterizada pelo comprimento de onda. Conforme o comprimento diminui, a energia carregada por essa onda aumenta.

Fonte: AHRENS. *Meteorology Today*, 9th Edition.

As ondas curtas, de 0,1 a 0,3 μm (lê-se "micrômetro") de radiação ultravioleta, têm importância no papel da camada de ozônio. A camada, situada na estratosfera, capta a radiação de onda curta, impedindo que os raios cósmicos, lesivos à vida, atinjam a superfície da Terra. A ação do homem tem causado enormes danos a esse importante escudo protetor do equilíbrio biológico do planeta, especialmente pela liberação de clorofluorcarbonos (CFCs), os quais interagem quimicamente com o ozônio, degradando-o.

O espectro visível é a faixa da radiação de onda curta, na qual as ondas eletromagnéticas, atuando sobre os materiais existentes na Terra, são captadas pelo olho humano. Tal espectro, de 0,3 a 0,7 μm , mostra a luz nas diversas subdivisões do branco. Esse canal, quase transparente à passagem de energia solar é o principal responsável pelo aquecimento do sistema planetário.

A região do infravermelho, de 0,7 μm em diante, é responsável pela captação de energia em onda longa, liberada pela superfície. Usa, para isso, a capacidade termorreguladora dos gases em suspensão, de modo especial, o dióxido de carbono e o vapor-d'água, bem como, em menor escala, o óxido de nitrogênio e o metano. Também as demais partículas, sólidas e líquidas, e as soluções coloidais, chamadas de aerossóis, existentes no ar são agentes do processo por absorção, reflexão, transmissão ou espalhamento de energia.

De 8,0 a 14,0 μm , à exceção de pequena faixa com absorção por ozônio (9,6 μm), existe transparência à liberação de energia. Esta janela atmosférica, cuja máxima emissão se dá a 10 μm , atua como respiradouro, permitindo o balanço energético. A manutenção das médias de temperatura da atmosfera depende desse equilíbrio.



Janela atmosférica

São as regiões do espectro eletromagnético onde a atmosfera é essencialmente transmissiva à energia eletromagnética. Assim, cada faixa do espectro tem sua janela específica.

A aplicação de cada janela pode ser visualizada em formato simplificado, através do seguinte quadro:

Quadro 3.1: Janelas atmosféricas e suas aplicações básicas

Janela ou comprimento de onda	O que podemos estudar/aplicar
Raios gama	Objetos compactos em colisão (estrelas, buracos negros)
Raios X	Estrelas, nêutrons e exames clínicos
Ultravioleta	Faixa dos raios solares, associados ao câncer de pele, estrelas quentes
Visível	Representa o que se pode ver com nossos olhos. Depende de luz solar. Em presença de luz solar (dia), podemos observar nuvens, montanhas, superfície da Terra etc.
Infravermelho	Canal térmico. Sensível às temperaturas dos objetos. Detecção de focos de calor, incêndios florestais, estrelas, núcleos de galáxias, planetas etc.
Rádio	Além do rádio que sintonizamos, podemos identificar hidrogênio nesse canal
Micro-ondas	Poeira atmosférica, nuvens, objetos de tamanho molecular

O Sol emite radiação em praticamente todos os comprimentos de onda, mas devido à elevada temperatura de sua superfície (cerca de 6.000°K), ele irradia a maior parte de sua energia em termos de onda curta. O total da energia liberada pelo Sol, em cada comprimento de onda, define o **espectro eletromagnético** solar e uma parte desse espectro está representada na **Figura 3.5**.

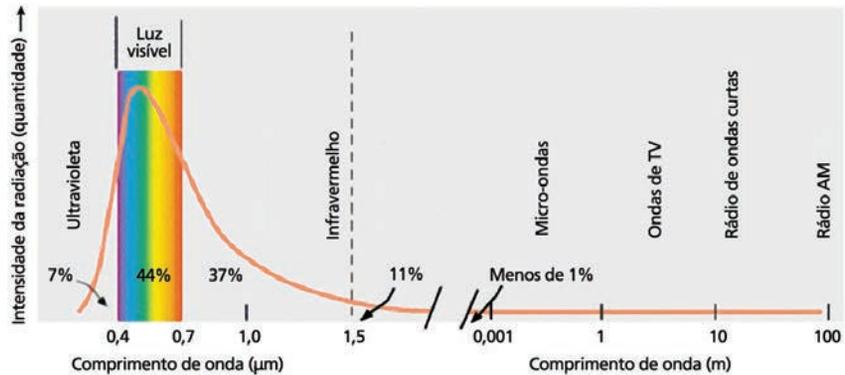


Figura 3.5: O espectro eletromagnético e os nomes descritivos de cada faixa (janela atmosférica). Os números abaixo, próximos à curva, representam o percentual aproximado da energia solar em cada faixa do espectro.

Fonte: AHRENS. *Essentials of Meteorology*.

De toda a radiação solar que chega às camadas superiores da atmosfera, apenas uma fração atinge a superfície terrestre, devido à reflexão e absorção dos raios solares pela atmosfera. Somente em torno de 25% penetra diretamente na superfície da Terra sem nenhuma interferência da atmosfera, constituindo a insolação direta. O restante é refletido de volta para o espaço ou absorvido ou espalhado em volta até atingir a superfície da Terra ou retornar ao espaço. O que determina se a radiação será absorvida, espalhada ou refletida depende em grande parte do comprimento de onda da energia que está sendo transportada, assim como do tamanho e natureza do material que intervém.

As **Figuras 3.6a** e **3.6b** ilustram a diferença da absorção da radiação pela Terra com ou sem atmosfera. Veremos claramente que sem a atmosfera a vida humana não seria possível em nosso

planeta, uma vez que essa camada permite a entrada de parte da radiação e retém parte que seria perdida pela superfície da Terra.

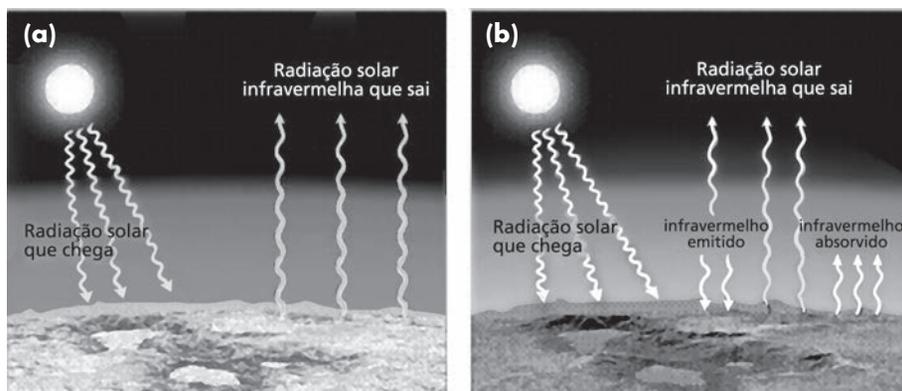


Figura 3.6a: Sistema terrestre sem atmosfera. **Figura 3.6b:** Sistema terrestre com atmosfera. Balanço de radiação próximo à superfície da Terra SEM a presença da atmosfera (a) e COM a atmosfera (b).

Fonte: Adaptada de AHRENS, *Meteorology Today*, 9th Edition.

Como chega

A transferência de calor pode ser através de três processos: condução, convecção e radiação.

A condução é o processo de transferência de energia de molécula a molécula, porém o ar não é um bom condutor de calor, por isso, esse não é o processo preferencial. Já a convecção é o processo em que há movimentação de uma massa (de ar) em função de diferença de densidade. A elevação do ar quente acontece porque esse é menos denso do que o ar frio. Além da convecção vertical, existe a convecção horizontal, a qual é denominada de advecção, que ocorre em consequência de diferenças de pressão atmosférica (que será discutida em aula específica). A radiação ocorre através de transferência de energia entre dois corpos sem haver, necessariamente, um meio de conexão entre eles. Esse é o principal processo de troca de energia entre a Terra e o Sol.

Podemos simplificar esse processo através do ilustrado na **Figura 3.7**, em que o aquecimento de uma panela de água mostra como o calor é distribuído a partir da fonte para o fluido e depois, para o ar que circunda o sistema fogo e panela.

No percurso da radiação, encontram-se partículas sólidas, líquidas e gasosas de vários tamanhos em suspensão, as quais produziram em função de seu diâmetro e dos comprimentos de onda do feixe radiativo: a reflexão de uma parte do feixe, a qual será devolvida para o espaço; e a transmissão de uma outra, com possibilidade de chegar direta, ou indiretamente, após o espalhamento, em um nível de superfície. Ocorre a absorção de uma terceira parte, por partículas suspensas no ar, sobre forma de nuvens, moléculas gasosas e partículas sólidas, como poeiras e outros aerossóis.

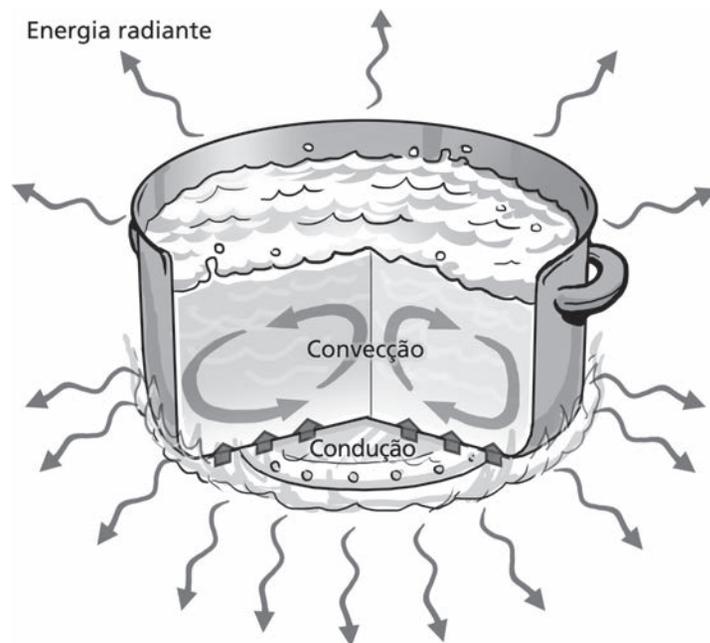


Figura 3.7: Exemplo de transferência de calor em uma panela de água sendo aquecida.

Fonte: AHRENS. *Meteorology Today*, 9th Edition.

Embora a radiação solar incida em linha reta, os gases e aerossóis podem causar seu espalhamento, dispersando-a em todas

as direções. A reflexão é um caso particular de espalhamento da radiação. A insolação, ou seja, a quantidade de horas em que a energia chega a um determinado ponto é constituída de radiação solar que é espalhada ou refletida de volta para a Terra.

Esse espalhamento tem um modelo conceitual que pode ser ilustrado pela **Figura 3.8**, contendo um percentual aproximado de cada alteração sofrida por essa radiação que chega ao Sistema Terra-Atmosfera. Em linhas gerais, podemos afirmar que 30% da radiação que chega é refletida e espalhada pelo **albedo** da Terra, cerca de 19% é absorvida pela atmosfera e pelas nuvens e 51% é absorvida pela superfície da Terra.

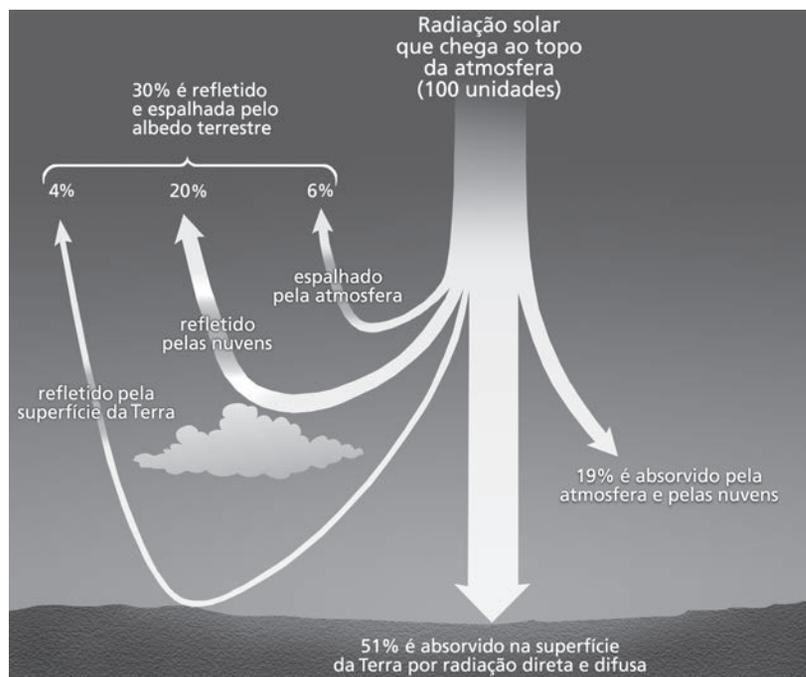


Figura 3.8: Balanço geral da radiação que chega ao Sistema Terra-Atmosfera. Fonte: Adaptada de AHRENS. *Meteorology Today*, 9th. Edition.

As características do espalhamento dependem, em grande parte, do tamanho das moléculas de gás ou aerossóis. O espalhamento da luz visível por moléculas de gás na atmosfera é dependente do comprimento de onda (espalhamento Rayleigh), de forma que a irradiância (fluxo que atravessa uma superfície,

Albedo

É a medida da quantidade de radiação solar refletida por um corpo ou uma superfície, sendo calculado como a razão entre a quantidade de radiação refletida e a quantidade de radiação recebida. Em termos geográficos, o albedo representa a relação entre a quantidade de luz refletida pela superfície terrestre e a quantidade de luz recebida do Sol. Essa relação varia fortemente com o tipo de materiais existentes na superfície: por exemplo, em regiões cobertas por neve, o albedo ultrapassa os 80%, enquanto em um solo escuro, não vai além dos 10%. Na sua globalidade, o albedo médio da Terra é de cerca de 37%. O albedo varia também com a inclinação (ou obliquidade) dos raios solares – quanto maior essa inclinação, maior será o albedo.

por unidade de área), em sua forma completa, é representada por equacionamento matemático complexo cujo desenvolvimento e desdobramentos estão fora do contexto deste curso.



Irradiância: ao atravessar a atmosfera, a radiação interage com as partículas da atmosfera e parte dessa radiação é espalhada nas outras direções, além daquela de incidência. A parcela da energia radiante incidente no “topo da atmosfera”, “que chega diretamente” à superfície do solo, é chamada radiação direta (R_d), e a densidade de fluxo correspondente a tal radiação é denominada irradiância solar direta.

A outra parcela de energia radiante é proveniente da parte da radiação que atinge o topo da atmosfera, mas ao interagir com esta sofre o processo de difusão, atingindo, indistintamente, a superfície da Terra em diferentes direções, sendo assim denominada irradiância solar difusa (R_c). Essa irradiância solar difusa pode ser visualizada, imaginando-se que é possível a um observador humano enxergar durante um dia nublado, isto é, quando a irradiância solar direta seja nula. Define-se como irradiância solar global (R_g) o total de energia proveniente do Sol, quer de maneira direta ou difusa, que atinge uma determinada superfície. Matematicamente, seria a densidade de fluxo de radiação solar incidente sobre tal superfície, incluindo-se as componentes direta e difusa, isto é:

$$R_g = R_d + R_c$$

Finalmente, o termo *irradiância* refere-se à densidade de fluxo de radiação incidente sobre uma superfície geralmente medida em unidade de energia, Watt (W)

ou Caloria (cal), por unidade de área por tempo (hora, minuto ou segundo) de duração – (W/m^2 ; $cal/cm^2 \cdot min$).

Para simplificar os conceitos ligados ao espalhamento da radiação solar na atmosfera, basta pensarmos que nem todos os dias são de céu claro, sem nuvens. Nem todos os dias são de céu encoberto, com chuva. Esses dias existem simultaneamente para diferentes regiões. Temos então de saber exatamente onde o céu está nublado, parcialmente nublado ou claro, para que possamos parametrizar o espalhamento, considerando cada lugar e cada condição de tempo reinante, para que, dessa forma, possamos equacionar o problema. Como mencionado anteriormente, esse processo matemático será suprimido deste curso por razões de simplificação.

Aproximadamente 30% da energia solar são refletidos de volta para o espaço. A reflexão ocorre na interface entre dois meios diferentes, nuvens e atmosfera, por exemplo, quando parte da radiação que atinge esta interface é enviada de volta. A fração da radiação incidente que é refletida por uma superfície é o seu albedo. O albedo varia no espaço e no tempo, dependendo da natureza da superfície e da altura do Sol. Dentro da atmosfera, os topos das nuvens são os mais importantes refletores. O albedo dos topos de nuvens depende de sua espessura, variando de menos de 40% para nuvens finas (menos de 50 m) a 80% para nuvens espessas (mais de 5.000 m). Apenas exemplificando o albedo, ilustramos na **Figura 3.9** os valores associados aos albedos de diferentes tipos de uso e ocupação do solo.

Observando bem a **Figura 3.9**, podemos constatar que elementos com albedo alto, ou seja, com uma alta taxa de reflexão de energia por área, devem ter uma temperatura menor. Neste ponto, cabe pensarmos no quanto as alterações antropogênicas do uso do

solo podem estar afetando o albedo da terra, e também podemos pensar um pouco nas consequências desse tipo de ação do homem.

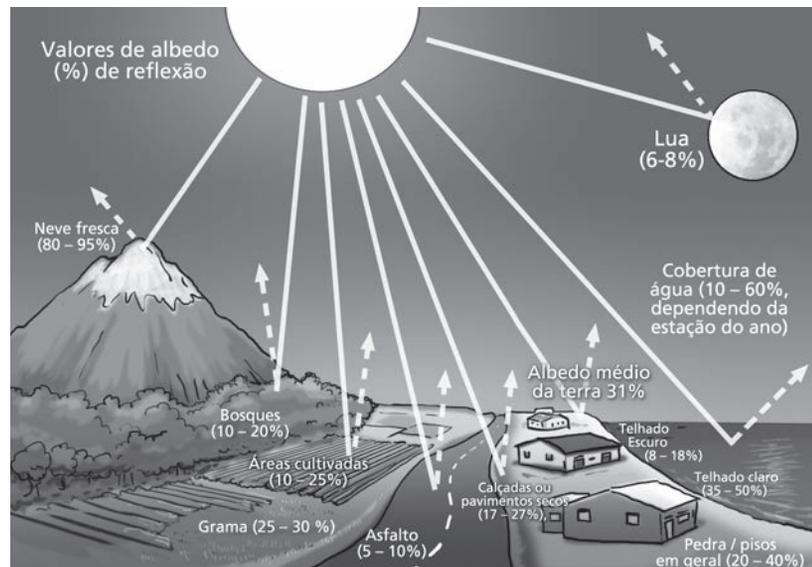


Figura 3.9: Valores percentuais de albedo de cada tipo de uso e ocupação do solo.

O espalhamento e a reflexão simplesmente mudam a direção da radiação. Contudo, através da absorção, a radiação é convertida em calor. Quando uma molécula de gás absorve radiação, esta energia é transformada em movimento molecular interno, aumentando de temperatura. Parte da energia é transmitida e outra parte é absorvida. Esses processos são preponderantes no perfil de temperatura de uma região, por exemplo. Observe na **Figura 3.10** uma síntese desses processos. Portanto, são os gases que são bons absorvedores da radiação disponível que têm papel preponderante no aquecimento da atmosfera. A maior parte da absorção da radiação solar em comprimentos de onda do intervalo infravermelho deve-se ao vapor-d'água e ocorre na troposfera, onde a maior parte do vapor-d'água está localizada. Esta parte da absorção apresenta grande variabilidade, devido à distribuição do vapor-d'água.

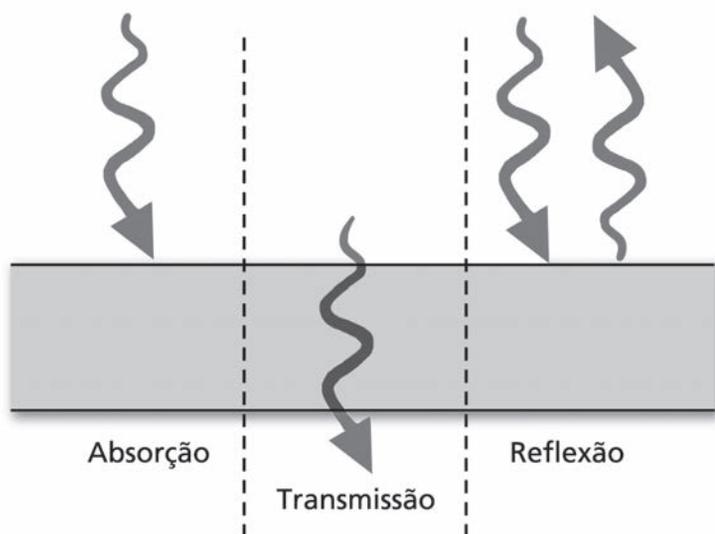


Figura 3.10: Desenho esquemático dos processos de absorção de energia, associado ao aumento de temperatura; de transmissão de energia, permitindo o fluxo desta; e de reflexão de energia.

Balanco de radiação solar

Balanco de radiação solar é o procedimento através do qual é avaliado o saldo entre a quantidade de energia radiante que incide em um dado sistema e a quantidade de energia radiante que dele emerge, com vistas à obtenção da quantidade de energia disponível para outros processos.

Exemplo: evaporação da água na superfície do solo.

Esta noção pode ser aplicada tanto para o planeta como um todo quanto para um ponto da sua superfície ou de sua atmosfera. A avaliação deste saldo pode se referir à radiação apenas de onda curta, apenas de onda longa, ou ainda ao conjunto de ambas.

Cada substância emite radiação em um determinado comprimento de onda. A temperatura de um objeto determina as características de sua radiação. Um objeto com alta temperatura em sua superfície emitirá alta energia radiativa em ondas curtas, enquanto um objeto mais frio emitirá energia menos intensa em forma de ondas longas.

Os fenômenos climáticos produzidos na troposfera resultam dos processos de transferência, transformação e armazenamento de energia e matéria que ocorrem no ambiente formado pela interface superfície-atmosfera e que corresponde ao SSA – Sistema Superfície-Atmosfera.

Praticamente, todos os fenômenos que ocorrem no SSA têm início com a entrada da radiação solar no topo da atmosfera, que corresponde à aproximadamente $2 \text{ cal/cm}^2/\text{min}$, constituindo-se, portanto, no total de energia disponível a atravessar suas camadas. Os componentes da atmosfera interagem com ela e o que chega à superfície é uma parcela do que entrou no Sistema.



$\text{cal/cm}^2/\text{min}$ - Lê-se caloria por centímetro quadrado por minuto. Em geral, as unidades de radiação são sempre relacionadas a partir de sua intensidade, pela área e pelo tempo que se aplica.

Durante o seu movimento anual de translação, a Terra ora se afasta ora se aproxima do Sol, portanto, a quantidade de energia interceptada diminui ou aumenta, respectivamente.

A radiação que atinge um determinado ponto da superfície terrestre pode vir direta do disco solar, ou indiretamente, pela ação do espalhamento e da reflexão de nuvens, poeiras, vapor d'água etc., existentes na atmosfera. A primeira constitui a radiação direta (R_d) e a segunda chama-se radiação difusa (R_c). A radiação solar global (R_s ou R_g) é a soma dessas duas contribuições. Essa relação está ilustrada na equação 3.2, replicando a equação 3.1 para fixar que existem dois tipos de radiação que nos atinge: um de forma direta e outro, de forma indireta.

$$R_s = R_g = R_d + R_c \quad (3.2)$$

Quando o céu está sem nuvens, a proporção de radiação difusa que atinge a superfície é muito pequena. Quando o céu está totalmente encoberto, toda a radiação que chega à superfície é difusa.

O espalhamento, proporcionado pela atmosfera terrestre, é maior quanto menor for o comprimento de onda de radiação. Na faixa do visível do espectro, a radiação violeta é que sofre maior espalhamento, seguindo-se do azul. O céu apresenta coloração azulada (em vez de violeta) porque a transmissividade da atmosfera para o azul é maior do que para o violeta, além do fato de o olho humano ser mais sensível à cor azul.

A **Figura 3.11** ilustra um balanço de energia médio do Sistema Terra-Atmosfera em que os valores apontados representam padrões médios, baseados em informações colhidas, tanto na superfície da Terra quanto por satélites. É importante ter em mente que os valores medidos para cada componente podem ser muito diferentes do representado no esquema, mas o percentual relativo de cada um deles é importante considerarmos.

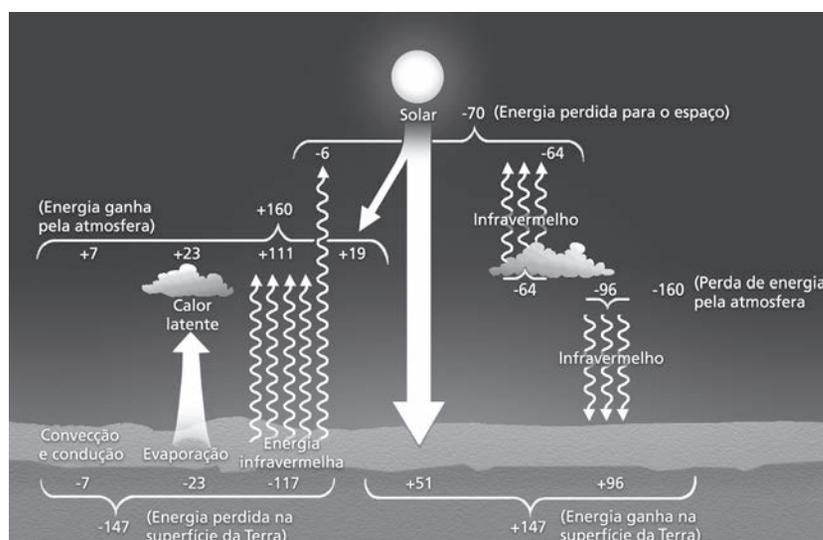


Figura 3.11: Balanço de energia Terra-atmosfera.

Fonte: AHRENS. *Meteorology Today*, 9th Edition.

O que podemos observar melhor na **Figura 3.11** é que o modelo de parametrização da radiação é “zerado”, ou seja, o ganho é contrabalançado pela perda de energia, ambos com valor parametrizado de 160. O mesmo aplica-se na superfície da Terra. O processo de evaporação é importante no balanço de radiação, assim como a radiação refletida pelas nuvens.



Atende ao Objetivo 3

2. Avaliando os conceitos apresentados até este ponto, você será capaz de fazer um balanço de radiação. Pensemos no nosso lindo Rio de Janeiro em duas situações dispostas nas figuras a seguir:

(a)



(b)



b) A difusa predomina na imagem (b) em que a cobertura de nuvens impede a incidência direta de raios solares. Com isso, o comprimento de onda longa fica associado a esses dias, pois, nesses casos, as nuvens filtram a onda curta direta do Sol e diminuem a temperatura associada à onda, transformando-as dessa forma em radiação de onda longa e difusa.

c) De acordo com o exposto na **Figura 3.8**, vemos no modelo conceitual que as nuvens refletem 20% do total de energia que chega do Sol. Então teríamos refletido pelas NUVENS o seguinte valor:

$500 \text{ (W/m}^2\text{)} \times 20\%$, ou $500 \times (1/5)$, totalizando $100 \text{ (W/m}^2\text{)}$ refletido pelas NUVENS.

Na superfície da Terra, chegariam 51% do total de energia incidente no topo, ou seja, $500 \text{ (W/m}^2\text{)} \times 51\%$, totalizando $255 \text{ (W/m}^2\text{)}$.

Em um dia de céu claro, como ilustrado na figura, a reflexão de radiação por parte das nuvens não existe. Devemos considerar o espalhamento ocorrido pela existência da atmosfera (6%), a absorção média pela atmosfera (19%) e a reflexão de energia por parte da superfície da Terra (4%). No total, a perda de energia, mesmo com céu claro, é da ordem de 29% (veja **Figura 3.8**). Então, na superfície da Terra, teríamos um total de $500 \text{ (W/m}^2\text{)}$ menos 29% desse total. Calculemos 29% de $500 \text{ (W/m}^2\text{)}$: $500 \times 0,29 = 145$. Então, na superfície da Terra, seriam absorvidos $500 - 145 = 355 \text{ (W/m}^2\text{)}$. Podemos pensar que com mais energia absorvida na superfície, certamente teríamos, por exemplo, uma temperatura mais elevada durante o dia. Agora, como seria isso durante a noite? Essa é uma questão para ser pensada e respondida até o final desta aula.

É necessário lembrarmos ainda um conceito apresentado logo no início desta aula: todos os corpos, com temperaturas acima do zero absoluto, emitem energia. Isso reporta que, independentemente do que estamos avaliando, mesmo uma superfície coberta por densa camada de neve, irá emitir radiação/energia. Outra questão importante é que os corpos recebem e emitem energia. O que muda nessa relação entre recepção e emissão de energia é exatamente o corpo que a recebe e que a emite. Para facilitar o entendimento desse importante conceito, temos a teoria do corpo negro, cuja discussão veremos na seção seguinte.

Teoria do corpo negro

Todo corpo emite e absorve radiação. Quando a temperatura do corpo é maior que a do ambiente onde ele está inserido, a taxa de emissão é maior que a taxa de absorção. Quando a temperatura do corpo é menor que a do ambiente onde ele se encontra, a taxa de emissão é menor que a taxa de absorção. Um corpo só não emite radiação térmica se sua temperatura for o zero absoluto, ou seja: 0°K (zero Kelvin, ou -273°C).

Toda matéria que se encontra em um estado sólido ou líquido, também conhecido como matéria condensada, emite um espectro contínuo de frequências, ou seja, não existem espaços vazios no espectro.

Quando um corpo encontra-se à temperatura ambiente, ele é visto, ou seja, emite radiação capaz de ser detectada por sensores remotos (satélites, por exemplo) ou não remotos (detectores de radiação, como radiômetros, por exemplo), pela radiação que ele reflete na faixa de frequência da luz visível. Se estiver a temperaturas altíssimas, em torno de 1.000°K , ele emite luz visível própria em intensidade suficiente para ser detectada pela visão humana.

Esse é o caso dos altos-fornos, presentes na indústria siderúrgica, por exemplo, onde as temperaturas atingem 1.900°C .



Figura 3.12: Alto-forno presente na indústria siderúrgica.

É definido como corpo negro todo aquele que emite um espectro de radiação universal que depende apenas de sua temperatura, não de sua composição. É um material hipotético capaz de absorver integralmente toda a energia incidente sobre ele. Também é definido como um absorvedor perfeito de energia, capaz de absorver toda energia incidente e um perfeito emissor, capaz de emitir o máximo de energia a uma dada temperatura. O corpo negro tem absorvidade e emissividade igual a 1 e refletividade e transmissividade igual a 0.

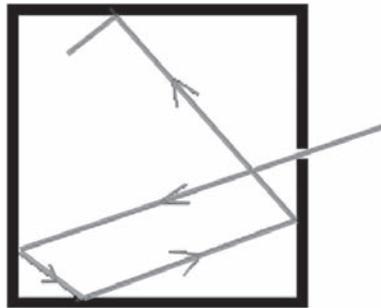


Figura 3.13: Esquema conceitual associado ao corpo negro.

No entanto, um corpo negro pode ser substituído com grande aproximação por uma cavidade com uma pequena abertura. A energia radiante, incidente através da abertura, é absorvida pelas paredes em múltiplas reflexões e somente uma mínima proporção escapa (reflete-se) através da abertura. Portanto, podemos dizer que toda a energia incidente é absorvida. É assim que as lâmpadas incandescentes trabalham, ou seja, com uma concepção próxima àquela associada ao corpo negro, lembra-se de quais são?

De acordo com Jasem Mutlaq, um *corpo negro* refere-se a um objeto opaco que emite *radiação térmica*. Um corpo negro perfeito é um que absorve toda a luz recebida e não reflete nenhuma, conforme já vimos. Se o objeto está à temperatura ambiente, um desses objetos iria aparecer perfeitamente preto (daí o termo *corpo negro*). Contudo, se for aquecido a uma alta temperatura, um corpo negro irá começar a brilhar com *radiação térmica*. Então, aparecem altos-fornos, lâmpadas etc.

Felizmente, é possível construir um corpo negro quase perfeito. Crie uma caixa feita com um material condutor térmico, como metal (veja a **Figura 3.13**). A caixa deverá ser perfeitamente fechada em todos os lados, de modo que o interior forme uma cavidade que não receba luz da zona em redor. Depois, faça um pequeno furo num sítio qualquer da caixa. A luz que sair desse buraco irá relembrar a luz de um corpo negro ideal, para a temperatura do ar dentro da caixa.

Passemos à definição de elementos importantes, associados ao corpo negro.

- A absorptividade (a_λ) é a razão entre a quantidade de energia radiante absorvida pela substância ou corpo e o total incidente, para um dado comprimento de onda;
- A emissividade (e_λ) é a razão entre a emitância monocromática de um corpo e a correspondente emitância monocromática de um corpo à mesma temperatura;
- A refletividade (r_λ) é a razão entre a quantidade de energia radiante refletida pela substância/corpo e o total incidente, para um dado comprimento de onda;
- A transmissividade (t_λ) é a razão entre a quantidade de energia radiante transmitida e o total incidente para um dado comprimento de onda.

Os termos (a_λ), (e_λ), (r_λ), (t_λ) são lidos diretamente por sua definição, e o termo (λ) faz referência ao comprimento de onda, associado a cada propriedade descrita.

Os valores da absorptividade, da refletividade e da transmissividade para um dado material variam de 0 a 1, sendo que a soma destes terá de ser 1. Pela conservação de energia, vale a equação 3.3, cuja aplicação reporta tão somente ao conceito de conservação de energia, em que a soma das propriedades associadas vale 1.

$$a_\lambda + r_\lambda + t_\lambda = 1 \quad (3.3)$$

Não existe um corpo negro na natureza. Por vezes, o Sol pode ser assim considerado porque emite o máximo de energia, mas sua absorção é face de sua própria atividade.

Existe um grupo de leis matemáticas que descrevem os processos físicos de transformação de energia a que os objetos estão submetidos, quando sua temperatura é variada. São essas leis que nos permitem determinar precisamente qual o comprimento de onda que um objeto está emitindo ou recebendo energia eletromagnética e mesmo qual a intensidade de energia associada. Devido à complexidade do tratamento matemático dessas leis, não vamos tratá-las nesta aula.



Atende ao Objetivo 4

3. Sucintamente, informe se é possível definir corpo negro, justificando onde encontramos algo parecido na natureza.

Resposta Comentada

Corpo negro é um conceito hipotético de um corpo cujas taxas de absorção e de emissão são máximas.

Na natureza, inexistem corpos negros, porém em uma aproximação simplificada, podemos considerar o Sol como um corpo que emite o máximo de energia porque sua absorção está ligada à sua própria atividade e também pode ser considerada como máxima.

Artificialmente, todos os objetos com temperatura elevadíssima (acima de 1.000°C) podem ser aproximados ao corpo negro porque toda sua energia ganha é geralmente transmitida, propagando calor a partir de sua fonte. Desta forma, alguns altos-fornos e lâmpadas incandescentes podem ser aproximadas como corpo negro, porém emitindo em cores diferentes pois não são integralmente negros, conforme a definição apresentada.

Possíveis consequências do aumento da radiação na atmosfera

Uma das discussões mais destacadas na mídia, nos dias de hoje, está exatamente ligada ao aumento da energia solar que a Terra recebe devido ao buraco na camada de ozônio e suas possíveis consequências. Conforme visto anteriormente, a atmosfera é essencial na condição de existência da vida humana, uma vez que reflete o excesso, permite a entrada da quantidade segura e armazena a energia para a manutenção da vida.



Luiz Bolívar

Fonte: <http://www.sxc.hu/photo/462560>

Atualmente, as necessidades humanas são muito dependentes dos combustíveis fósseis. Desde a Revolução Industrial, nossa vida está cada vez mais dependente dessa forma de energia. Com isso, houve uma alteração no padrão de composição da atmosfera terrestre, através do aumento da emissão de gases nocivos à sua composição inicial, devido à queima desses gases como fonte de energia, a energia que provê o conforto, o deslocamento e nossa segurança, entre outros.

Com o aumento da população mundial, a demanda por energia também sofre pressão e as formas de provimento desta ainda são muito dependentes daqueles de origem fóssil. Sua queima está diretamente ligada à emissão de gases de efeito estufa e são esses gases adicionais que, uma vez na atmosfera, provocam um aumento da retenção do fluxo de energia natural, ilustrado nas seções anteriores. Com a retenção de energia na capa atmosférica, a temperatura do planeta tende a aumentar, pois parte da energia (radiação) que deveria ser emitida para a atmosfera livre, fica retida na atmosfera terrestre.

Apesar das imprecisões que circundam as medições de temperatura no passado, estudos sugerem que, durante o século passado, a temperatura do ar na superfície da Terra sofreu um incremento de cerca de $0,6^{\circ}\text{C}$. Nos últimos anos, essa tendência mundial de aquecimento não só continuou, mas aumentou. Cientificamente, os modelos climáticos de computador que matematicamente simulam os processos físicos da atmosfera, oceanos, e gelo, podem prever que, se tal aquecimento continuar aumentando, estaríamos irremediavelmente comprometidos com os efeitos negativos das mudanças climáticas, tais como um aumento contínuo do nível do mar e uma mudança nos padrões de precipitação global, por exemplo.

A **Figura 3.14** ilustra um padrão registrado de evolução da concentração do principal gás de efeito estufa, o gás carbônico (CO_2), ao longo dos últimos 100 anos, que, a partir do meio do século passado, passou a ser tomada de forma direta em observatório localizado no Havaí.

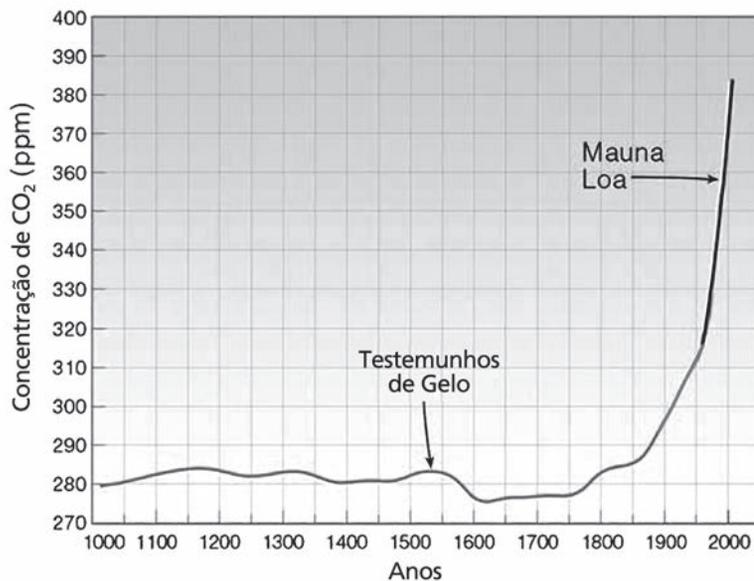


Figura 3.14: Evolução temporal da concentração de gás carbônico em parte por milhão (ppm), durante os últimos 1.000 anos, a partir da coleta de testemunhos de gelo no Continente Antártico (ice cores) e no observatório de Mauna Loa Havai (Mauna Loa).

Fonte: Adaptado de AHRENS. *Meteorology Today*, 9th Edition.

Se pensarmos na evolução temporal da concentração de CO₂, a partir da operação do observatório havaiano, fica clara a influência da queima dos combustíveis fósseis no aumento da concentração desse gás (**Figura 3.15**). Nesta figura, podemos identificar uma elevação na concentração desse gás que, por sua vez, contribui no sentido de aumentar a radiação emitida da Terra para a atmosfera, conseqüentemente, aumentando a temperatura média de nosso planeta.

Esse tema será debatido com maior detalhamento em aula específica deste curso, em que estaremos discutindo sobre as mudanças climáticas. Para este momento, o importante é notar que, se aumentarmos ou diminuirmos artificialmente a concentração natural dos gases componentes da atmosfera, estaremos gerando um desequilíbrio nesta. As conseqüências desse desequilíbrio têm sido tratadas como mudanças climáticas.

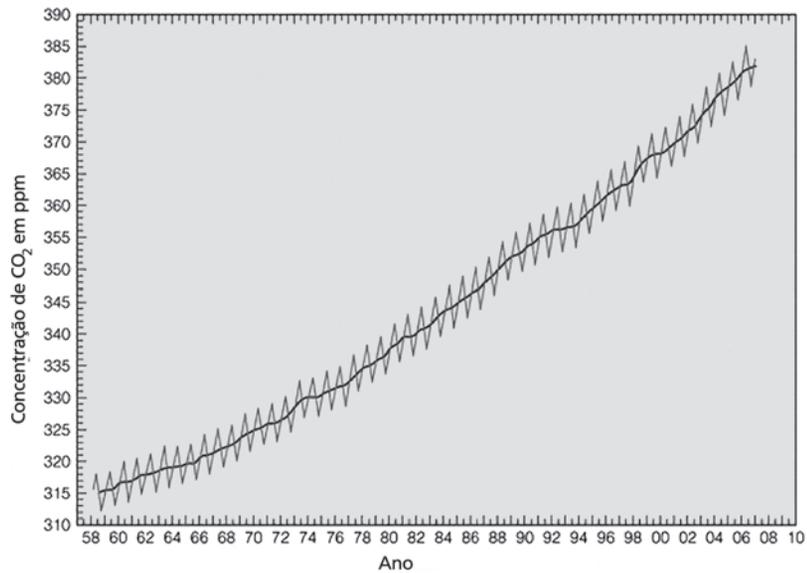


Figura 3.15: Evolução temporal das concentrações de CO₂, medidas no observatório do Haváí.

Mais do que o aumento da concentração dos gases de efeito estufa, podemos pensar como o albedo da Terra está sendo modificado por ação antrópica. Ora, se o albedo mede a taxa de emissão por unidade de área por superfície, devemos considerar pontos importantes, especialmente no tocante às superfícies em si. Considerando a área total, quanto temos de florestas nos dias de hoje e quanto tínhamos há 50 anos? E quanto à cobertura de gelo da Terra, chamada cientificamente de criosfera? O que ocorreu com ela devido ao aumento de temperatura do planeta?

As respostas desses dois questionamentos importantes são os “desafios” a cumprir para entendermos como o clima do planeta está em processo de alteração. Ainda, entre os maiores “gargalos” desse tema, está exatamente estabelecer o balanço de radiação da Terra em mutação. Ou seja, como as alterações de uso e ocupação do solo estão alterando o albedo terrestre e, por consequência, toda a condição média de tempo em várias regiões do planeta.

Certamente, todos nós podemos fazer alguma coisa, ainda que bem pequena, para minimizar esses efeitos.

Atividade Final

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

Refleta sobre tudo que você tem feito em sua vida cotidiana, nos últimos anos, que possa estar contribuindo para a alteração do albedo terrestre e, com isso, acelerando o processo de mudança do clima. Cite pelo menos dois exemplos.

Uma dica: pense em tudo que você consome.

Resposta Comentada

Seu meio de transporte é eficiente ou é um grande emissor de gases, capaz de alterar a estrutura da atmosfera e por consequência o albedo terrestre? Sua alimentação leva em conta a origem dos alimentos? Por exemplo, seu suco de soja provém de área desmatada? E seu carro, está regulado ou emitindo muita fumaça? Enfim, esses são apenas pequenos exemplos de nosso dia a dia que contribuem negativamente para alteração do albedo da Terra e, por consequência, para o desequilíbrio climático de nosso planeta.

RESUMO

A radiação pode ser considerada como a energia motriz ou mesmo o combustível dos movimentos atmosféricos. Sem a radiação, não seria possível termos vida humana na Terra. Sem a atmosfera, igualmente não teríamos vida ou somente poucos organismos suportariam o intenso aquecimento diurno e o igualmente intenso resfriamento noturno. A compreensão dos efeitos da radiação na nossa vida deve ser pensada como radiação no Sistema Terra-Atmosfera.

TODOS os objetos cujas temperaturas estejam acima do zero absoluto, ou seja, temperatura superior a 0° K emitem radiação.

Quanto maior for a temperatura de um objeto, maior a quantidade de radiação emitida por unidade de área e menor será o comprimento de onda da máxima emissão.

Os valores de energia irradiante, recebidos no topo da atmosfera, sofrem alteração ao atravessá-la e, com isso, apenas 51% do total da energia solar que atinge o topo da atmosfera atinge a superfície da Terra.

A Terra absorve radiação solar durante o dia e emite radiação, tanto durante o dia, quanto durante a noite.

A superfície da Terra comporta-se como um corpo negro, ou seja, é um melhor absorvedor e emissor de radiação do que a atmosfera.

O albedo da Terra varia de superfície para superfície. Em geral, seu valor médio é de 30%. Coberturas vegetais densas, como: florestas, grandes plantações, coberturas de gelo têm seus próprios albedos, que estão inseridos no modelo conceitual de 30%. Se esse padrão de uso do solo está aumentando, necessariamente estamos alterando o albedo terrestre e, com isso, o clima do planeta como um todo.

Os gases de efeito estufa são parte da composição da atmosfera e esse efeito contribui positivamente para a existência

da vida humana na Terra. O problema é a quantidade desses gases emitida pela ação humana, especialmente após a Revolução Industrial.

Informação sobre a próxima aula

Na próxima aula, você verá as bases conceituais sobre os elementos climáticos, temperatura do ar e do solo, bem como as funções básicas da temperatura.

Aula 4

Temperatura do ar e do solo

*Ricardo Augusto Calheiros de Miranda
Lucio de Souza*

Meta da aula

Apresentar as bases conceituais sobre os elementos climáticos:
temperatura do ar e do solo.

Objetivos

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

1. identificar as funções básicas da temperatura;
2. descrever as diferentes formas de transferência térmica no ar no solo;
3. identificar a variação espaço-temporal das temperaturas do ar e do solo;
4. identificar os principais métodos de monitoramento meteorológico no ar e no solo.

INTRODUÇÃO

Desde a infância, nos acostumamos a experimentar as sensações de quente e frio. Quando tocamos em um objeto, usamos nossa sensação de temperatura, que determina se sentimos calor ou frio. Por essa razão, no dia a dia você, assim como eu, já deve ter se perguntado com que roupa você sairia? Ou seja, como vai estar o tempo durante o dia de hoje ou mesmo o quanto ele está quente naquele momento.

Em suma, instintivamente, você sensorialmente quantifica as sensações de quente e frio para avaliar as propriedades físicas observadas no meio atmosférico. Ou seja, você, muitas vezes, não se dá conta de que esta é uma tentativa de medir indiretamente um índice expresso pela quantidade de energia calorífica existente no meio – a **temperatura**.

Para compreender o regime de temperatura de um meio, é importante lembrar que o fluxo de energia térmica entre dois corpos inseridos num meio (seja ele gasoso, líquido ou sólido) dá-se em virtude, unicamente, de uma diferença de temperatura entre eles (**Figura 4.1**).

Temperatura
Palavra reconhecida cognitivamente como o nível de calor que existe no ambiente, resultante, por exemplo, da ação dos raios solares ou do nível de calor existente num corpo.

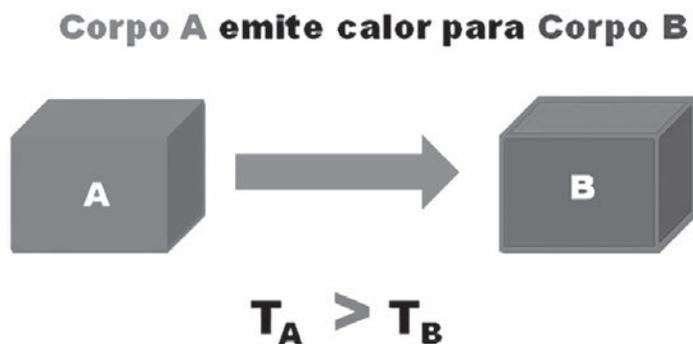


Figura 4.1: Processo de transferência de calor entre dois corpos.

Assim é fácil concluir que, quando dois objetos são postos em contato (dizemos que eles estão em contato térmico), o objeto que

possui temperatura maior esfria, enquanto o outro com temperatura menor esquenta até um ponto em que não ocorrem mais mudanças e, para os nossos sentidos, eles parecem possuir a mesma temperatura. Quando as mudanças térmicas terminam, dizemos que os dois corpos (sistemas) estão em equilíbrio térmico.



Pois é, nesta aula, estamos aprendendo que, se colocarmos um objeto quente próximo a um frio, logo os dois estarão na mesma temperatura, ou seja, o calor é transferido do objeto com temperatura maior para o objeto com temperatura menor. Um exemplo desse fenômeno científico de transferência térmica ocorre quando, logo pela manhã, misturamos café quente com leite frio.



Você logo perceberá que, ao misturar café ao leite, as temperaturas dos dois líquidos tendem a se igualar até que estejam prontos para beber. Ou seja, se não houver mais transferência de calor entre ambos é porque se encontram em equilíbrio térmico.

Na natureza, a energia térmica também se move de uma região de alta temperatura para regiões de baixa temperatura. A causa fundamental de todas as situações meteorológicas na Terra é o Sol e a sua posição em relação ao nosso planeta.

A energia calorífica fornecida pelo Sol, a radiação solar, afeta diretamente as variações na quantidade de radiação solar que chega ao solo em diferentes pontos do planeta. O fato de a Terra ter um formato esférico faz com que as regiões tropicais sejam atingidas por três vezes mais radiação solar do que as regiões polares.

O movimento constante da atmosfera depende, assim, do balanço de energia radiante, fator que temos de considerar sob dois aspectos: o balanço entre a Terra e o espaço, porque este determina a temperatura média da atmosfera; e o balanço na atmosfera, porque este é a causa fundamental das condições meteorológicas – efeito estufa planetário.

Sendo, portanto, esta variação térmica responsável pela circulação do ar atmosférico, das correntes oceânicas e, em menor escala, pela distribuição dos ecossistemas naturais sobre o planeta. Para entender melhor todas essas variações, vejamos formas de transferência térmica.

Formas de transferência térmica

Na natureza, a transferência de energia térmica entre dois corpos ou meios pode ocorrer de três formas distintas:

- **Condução térmica:** é a propagação da energia térmica por meio do contato de moléculas de duas ou mais substâncias com temperaturas diferentes.
- **Convecção térmica:** processo de transferência de energia decorrente do transporte de massa no interior do meio gasoso.
- **Irradiação:** diferentemente dos dois processos de propagação de calor estudados (condução e convecção térmica), a irradiação não necessita de meio material para transmitir

Irradiação térmica

A irradiação solar é o processo de transferência de calor através de ondas eletromagnéticas, chamadas ondas de calor ou calor radiante. Isso porque, enquanto a condução e a convecção ocorrem somente em meios materiais, a irradiação ocorre também no vácuo.

a energia térmica. A energia térmica é transmitida através de ondas eletromagnéticas. A energia emitida por um corpo ou energia radiante propaga-se pelo espaço até atingir outros corpos. Por exemplo, o calor que diariamente recebemos do Sol chega até nós por **irradiação térmica**, uma vez que entre o Sol e a Terra existe vácuo.

Assim sendo, a energia radiante que atinge a superfície terrestre será destinada, basicamente, a três processos, dentre os quais dois estão associados à temperatura: fluxo convectivo de calor sensível (temperatura do ar) e o fluxo por condução de calor no solo (temperatura do solo). Sendo o terceiro deles destinado para o fluxo de calor latente de vaporização da água (evaporação das superfícies líquidas e sólidas e transpiração animal e vegetal).

Temperaturas do ar

As expressões temperatura do ar à superfície e/ou temperatura do ar à sombra são usadas em climatologia, de modo equivalente, para traduzir a temperatura reinante no interior de abrigo meteorológico a 2 metros da superfície do solo.

À parte a precipitação, a temperatura provavelmente é o elemento mais discutido do tempo atmosférico. Assim sendo, a temperatura, medida em graus Celsius (°C), registra o calor da atmosfera de um lugar, cuja variação depende da sua localização e da circulação atmosférica. Na atmosfera, a temperatura expressa o estado de agitação das moléculas dos gases que a compõem, de modo que quanto maior a temperatura, maior será a agitação ou a velocidade de deslocamento entre essas moléculas.

Dessa forma, sob o ponto de vista climatológico, a temperatura do ar se aplica ao grau de agitação das moléculas do ar atmosférico adjacente à superfície terrestre, com ou sem vegetação, e acima dos mares e oceanos.

Assim sendo, a temperatura do ar à superfície terrestre é consequência do balanço de radiação solar que atinge a superfície terrestre. Ou seja, a temperatura do ar em um lugar é determinada pela troca de energia radiante entre o Sol, a Terra e sua atmosfera.

E, pelo o que você pôde estudar na Aula 3, a radiação solar é a principal fonte de energia para aquecer a superfície terrestre. Ou seja, a radiação solar é responsável pelas temperaturas na Terra.

Assim, as ondas curtas emitidas pelo Sol são contabilizadas como ganho de energia radiante e as ondas longas emitidas pela superfície terrestre, como perdas.

Da quantidade de energia radiante que atinge o topo da atmosfera, uma parte, ao atravessar a atmosfera, tem seus valores alterados conforme as características físico-químicas de seus constituintes, o que atribui à atmosfera terrestre a qualidade de semitransparente à radiação solar, uma vez que a atmosfera interage com cerca de 50% da energia que incide sobre a Terra.

Desses 50%, metade é interceptada pelas nuvens que, devido seu poder de reflexão, forçam 19% a serem perdidos para o espaço por reflexão, absorvendo cerca de 5%. A maior parte dos 26% de energia restante é retida pelos demais constituintes atmosféricos (20%), de maneira que somente 6% dessa energia é refletida por eles para fora da atmosfera. O ganho individual da atmosfera nessa fase do balanço de radiação corresponde, portanto, a apenas 25%, denotando uma pequena participação direta das ondas curtas no aquecimento atmosférico.

Dos 50% restantes que conseguem atingir a superfície terrestre, 3% são refletidos para o espaço, evidenciando uma capacidade de absorção da superfície (50%) maior que a da própria atmosfera (25%).

Para compreender a parcela de contribuição da radiação terrestre no balanço de entrada e saída de energia no sistema Terra/atmosfera, é necessário considerar que a superfície terrestre recebe simultaneamente tanto a radiação direta do Sol como a difusa, além daquela que, uma vez emitida pela superfície na forma

de ondas longas, é forçada a retornar por ação dos gases estufa, aerossóis e nuvens presentes na troposfera. O efeito que causa essa contrarradiação, já discutido na Aula 1, é denominado com efeito estufa planetário (**Figura 4.2**).

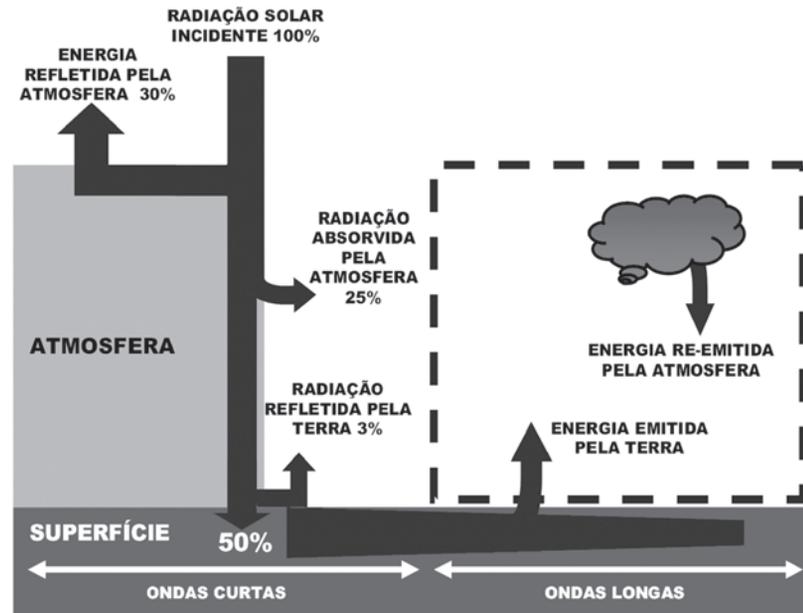


Figura 4.2: Infograma dos componentes do balanço de ondas curtas e longas sobre a superfície terrestre.

Assim, os gases constituintes da atmosfera, perfeitos absorvedores de radiação de ondas longas, têm suas moléculas aquecidas e produzem um aumento na temperatura na troposfera. O que nos faz concluir que a fonte imediata de energia para aquecer o ar é a superfície da Terra.

Sob tais condições, o balanço de radiação de um local e/ou região da superfície terrestre ocorre em função da trajetória diária do Sol acima do horizonte, enquanto que as variações estacionais decorrem em função da variação da trajetória da Terra em torno do Sol durante o ano (**Figura 4.3**). Ou seja, pela entrada de energia radiante emitida pelo Sol, a radiação absorvida pela superfície, e pela liberação de parte desta radiação absorvida, que é subsequentemente emitida pela superfície terrestre.

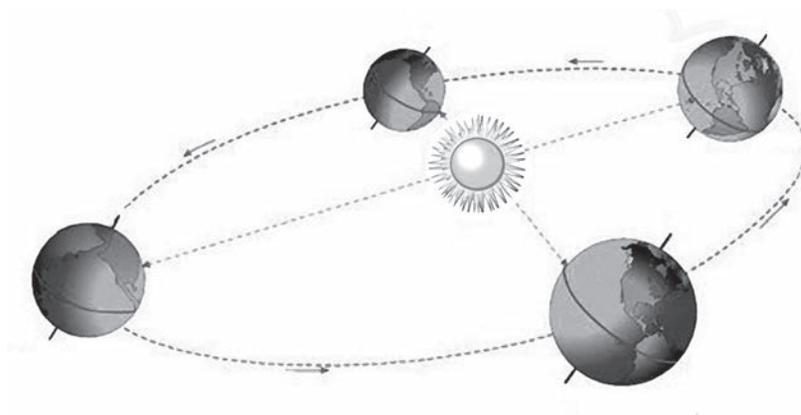


Figura 4.3: Movimento anual de circulação da Terra em torno do Sol.

Fonte: <http://www.veraodabahiaforteens.blogspot.com/>.

A radiação absorvida ocorre durante o período em que o Sol se encontra acima da linha do horizonte, e a sua intensidade é proporcional à altura do Sol acima do horizonte, sendo máxima na sua passagem meridiana (ao meio-dia). A emissão efetiva de calor terrestre é crescente do nascer do sol até a sua passagem meridiana, quando passa a ser decrescente até o nascer do dia seguinte (**Figura 4.4**).

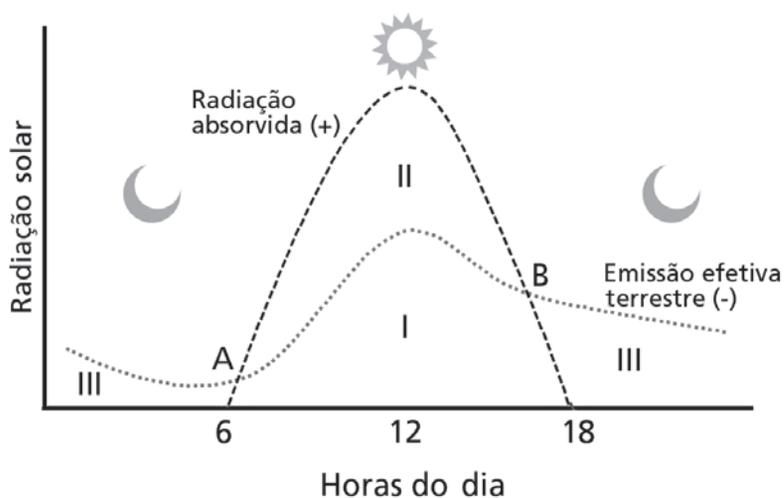


Figura 4.4: Curso diário da radiação solar absorvida e da emissão efetiva terrestre.

E pelo que se pode observar, pela representação gráfica da radiação absorvida e da emissão efetiva terrestre na **Figura 4.5**, a temperatura do ar acompanha o ciclo diário do balanço de radiação solar absorvida pela superfície terrestre.

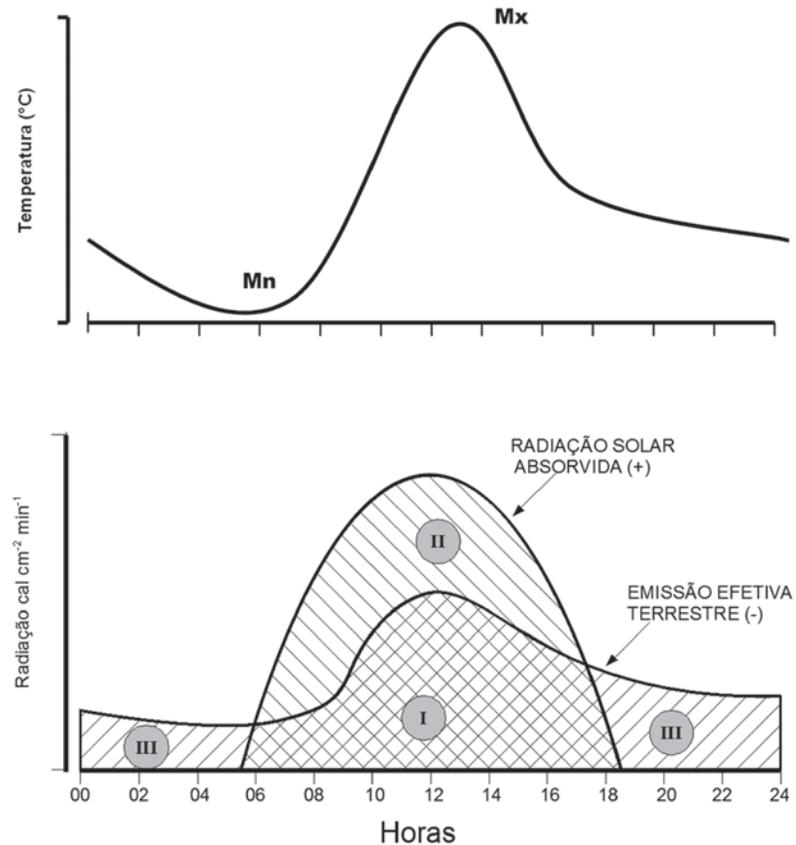


Figura 4.5: Curso diário do balanço de radiação solar e das temperaturas máximas (Mx) e mínimas (Mn) do ar.

Assim sendo, a área (I + II) representa o total diário da radiação solar absorvida em um local e/ou região da superfície terrestre. As áreas correspondentes às áreas (I + III) representam o total diário da emissão efetiva terrestre. A área I corresponde à parcela da radiação solar absorvida utilizada na reposição de parte da emissão efetiva terrestre. A área II representa a parcela excedente da radiação solar absorvida que tem parte dela utilizada no aquecimento do ar atmosférico. A área III corresponde ao déficit de radiação da superfície.

Estimativa da temperatura do ar

Como você já deve ter percebido, hoje em dia há muita discussão sobre a variação da temperatura do ar em todo o mundo, como possível aumento do efeito estufa planetário provocado por ações antropogênicas. Por essa razão, a temperatura, medida em graus Celsius ($^{\circ}\text{C}$), registra o estado térmico da atmosfera de um lugar, cuja variação depende da sua localização e da circulação atmosférica.

No sistema globo/atmosfera, a temperatura pode variar de ponto para ponto, num dado instante, ou num mesmo ponto, ao longo do tempo.

Quando se considera um local sobre a superfície terrestre, seja ele localizado no ar, no solo ou na água, dois aspectos distintos devem ser levados em consideração:

1. a temperatura instantânea, referente apenas ao momento em que é medida;
2. as temperaturas extremas, máxima e mínima, que se verificaram num intervalo de tempo preestabelecido, anterior ao instante que se considera.

Esse intervalo, para o caso da climatologia, é, em geral, de 24 horas. À diferença entre as temperaturas extremas (máxima e mínima) efetivamente observadas num determinado dia, dá-se o nome de amplitude térmica do dia em questão. Quando o período de referência for mês, ano ou década, costuma-se estabelecer, ainda, as seguintes grandezas:

- temperatura máxima absoluta, definida como a mais elevada temperatura que se registrou no período;
- temperatura mínima absoluta, definida como a mais baixa temperatura observada no período;
- amplitude térmica absoluta, definida pela diferença entre a máxima e a mínima temperaturas absolutas do período;

O cálculo das médias diárias de temperatura do ar (T_i) pode ser feito de várias maneiras, desde que elas se aproximem de um valor próximo daquele calculado com 24 observações horárias e previamente comparadas, para se saber o seu desvio.

De acordo com a Organização Meteorológica Mundial – OMM, a média da temperatura diária (T_i) é a média das temperaturas observadas em 24 intervalos cronológicos iguais, durante 24 horas seguidas.

$$T_i = (T_1 + T_2 + T_3 + T_4 + \dots + T_{24}) / 24$$

Ou a combinação de temperaturas observadas com uma frequência ajustada, de modo que defina o menor valor possível de desvio da média definida com as 24 horas. Logo, de acordo com a rotina observacional a temperatura média do ar que é monitorada no interior de um abrigo meteorológico ao ar livre, entre 1,25 e 2 metros acima da superfície do solo, pode ser calculada como sendo:

$$T_M = (T_{12} + T_{Mx} + T_{Mn} + 2.T_{24}) / 5$$

Onde:

T_{12} = temperatura do ar às 12 horas TMG (Tempo Médio de Greenwich)

T_{24} = temperatura do ar às 24 horas TMG

T_{Mx} = temperatura máxima do ar

T_{Mn} = temperatura mínima do ar

Desde o estabelecimento, em 1910, da Rede Meteorológica no Brasil, as temperaturas médias do ar (TM) correspondem aos valores obtidos para certo intervalo de tempo (dia, mês e ano). Como nem todas as estações meteorológicas fazem leituras horárias, mas em algumas horas do dia, o Instituto Nacional de Meteorologia, Inmet, estabeleceu como princípio geral que a estimativa ou medida dos elementos concernentes às observações meteorológicas, deve ser

feita de acordo com a hora universal (Tempo Médio de Greenwich – TMG) e não no horário local. Ou seja, em todo o território brasileiro a hora legal de Brasília é atrasada três horas sobre o tempo universal por essa localidade se encontrar no 3° fuso a oeste de Greenwich. Assim sendo, as leituras obtidas às 12 e às 0 horas TMG, correspondem a 9 e 21 horas em Brasília. Por essa razão, os horários das 9, 15 e 21 horas são utilizados em todas as estações da rede meteorológica nacional para estimativa e leitura dos elementos meteorológicos durante o dia. A diferença do valor encontrado nessa fórmula, quando comparados com a média de 24 observações obtidas em um dia, em todo o país, foi considerada como insignificante.

Escalas da termométricas

De acordo com o que você tem estudado, na atmosfera, a temperatura do ar corresponde ao estado de agitação das moléculas dos gases que a compõem. Desse modo, quanto maior a temperatura, maior será a agitação ou velocidade de deslocamento entre essas moléculas.

As escalas termométricas surgiram, portanto, da necessidade de registrar e quantificar o quanto o ar está quente ou frio. Ou seja, como um mecanismo para se medir a temperatura de um corpo ou meio.

Quando queremos medir a temperatura de um corpo, precisamos usar uma escala termométrica, isto é, uma forma de relacionar o conjunto de números associados às temperaturas. As três escalas termométricas mais comuns são Celsius (°C), Fahrenheit (°F) e Kelvin (K).

Escala Celsius

É a escala usada no Brasil e na maior parte dos países, oficializada em 1742 pelo astrônomo e físico sueco Anders Celsius (1701-1744). Esta escala tem como pontos de referência a temperatura de congelamento da água sob pressão normal (0°C) e a temperatura de ebulição da água sob pressão normal (100°C).

Escala Fahrenheit

Outra escala bastante utilizada, principalmente nos países de língua inglesa, criada em 1708 pelo físico alemão Daniel Gabriel Fahrenheit (1686-1736), tendo como referência a temperatura de uma mistura de gelo e cloreto de amônia (0°F) e a temperatura do corpo humano (100°F).

Em comparação com a escala Celsius:

$$0^{\circ}\text{C} = 32^{\circ}\text{F}$$

$$100^{\circ}\text{C} = 212^{\circ}\text{F}$$

Escala Kelvin

Também conhecida como escala absoluta, foi verificada pelo físico inglês William Thompson (1824-1907), também conhecido como lorde Kelvin. Esta escala tem como referência a temperatura do menor estado de agitação de qualquer molécula (0K) e é calculada a partir da escala Celsius.

Por convenção, não se usa "grau" para esta escala, ou seja, 0 K lê-se zero Kelvin e não zero grau Kelvin. Em comparação com a escala Celsius:

$$-273^{\circ}\text{C} = 0\text{K}$$

$$0^{\circ}\text{C} = 273\text{K}$$

$$100^{\circ}\text{C} = 373\text{K}$$

Assim sendo, o ponto de fusão do gelo corresponde a 0° C na escala Celsius, 32°F na escala Fahrenheit e 273 K na escala Kelvin. O ponto de ebulição da água corresponde, respectivamente, a 100°C, 212°F e 373 K.

A relação entre as três escalas está representada na **Figura 4.6:**

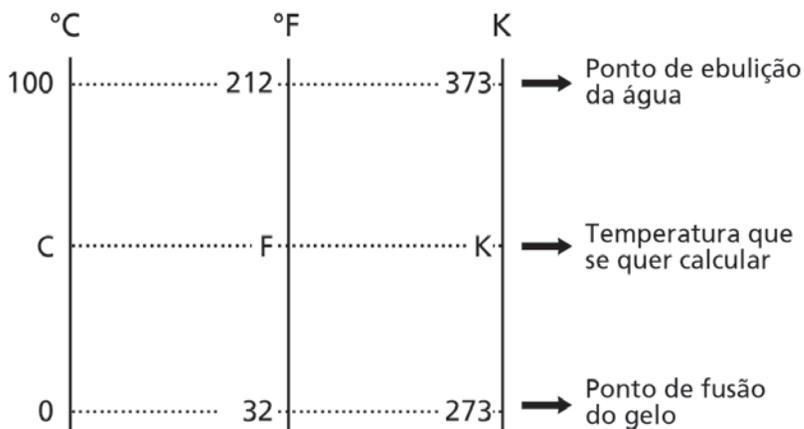


Figura 4.6: Escalas de temperatura.

Logo, as equações a seguir servem como uma conversão entre as escalas, ou seja:

Conversão de	Para	Equação
°Celsius	°Fahrenheit	$^{\circ}\text{F} = ^{\circ}\text{C} \times 1,8 + 32$
°Fahrenheit	°Celsius	$^{\circ}\text{C} = (^{\circ}\text{F} - 32) / 1,8$
°Celsius	Kelvin	$\text{K} = ^{\circ}\text{C} + 273$
Kelvin	°Celsius	$^{\circ}\text{C} = \text{K} - 273$



Atende aos Objetivos 1 e 2

1. Um turista americano acostumado a utilizar a escala Fahrenheit ($^{\circ}\text{F}$) no seu país, ao desembarcar no Rio de Janeiro, quis saber qual seria o equivalente à temperatura em $^{\circ}\text{F}$ já que ele observou que o valor da temperatura indicada no termômetro do aeroporto Antonio Carlos Jobim era de $36,5^{\circ}\text{C}$. Como ele deve proceder para encontrar o valor da temperatura em $^{\circ}\text{F}$?

Resposta Comentada

A temperatura do ar é tida como um dos mais importantes elementos do clima. Tem como definição: estado térmico da atmosfera, referindo-se à sensação de frio e calor. Ela é medida através do termômetro, sendo utilizadas duas escalas: Celsius, a mais comum, e Fahrenheit, mais utilizada nos países de língua inglesa.

Elas podem ser convertidas, por exemplo, de Celsius para Fahrenheit e vice-versa, tendo em vista que $0^{\circ}\text{C} = 32^{\circ}\text{F}$.

Assim sendo, se o turista americano, ao desembarcar no Rio de Janeiro, observou que nossos termômetros marcavam temperatura de $36,5^{\circ}\text{C}$, basta que ele utilize a fórmula ($^{\circ}\text{F} = ^{\circ}\text{C} \times 1,8 + 32$) para saber o equivalente a $36,5^{\circ}\text{C}$ em $^{\circ}\text{F}$. Ou seja: $^{\circ}\text{F} = 36,5 \times 1,8 + 32 = 97,7^{\circ}\text{F}$.

Variação espaço-temporal da temperatura do ar

A temperatura do ar pode variar não apenas de um local para outro, mas também ao longo de um dia e/ou ano em um mesmo lugar ou região sobre a superfície da Terra.

Em geral, fatores meteorológicos que usualmente influenciam as mudanças da temperatura do ar são:

- **Altitude** – quanto maior a altura, menor a temperatura, visto que a irradiação do calor é feita pelas superfícies sólidas e líquidas da Terra e, também, porque os componentes gasosos da atmosfera se vão dispersando à medida que sobem.
- **Latitude** – quanto maior é a latitude, menor é a temperatura. Sendo essa a razão pela qual o ciclo anual de temperatura reflete claramente a variação da radiação solar incidente ao longo do ano.
- **Continentalidade** – quanto mais próximo a grandes massas líquidas, menor será a variação da temperatura, e quanto mais distante de grandes massas líquidas, maior será a variação.
- **Correntes marítimas** – as correntes quentes contribuem para a amenização da temperatura de lugares junto ao litoral e para uma elevada umidade do ar; já as correntes frias, nas áreas continentais influenciadas por essas correntes, são mais quentes no verão e mais frias no inverno e geram uma atmosfera mais seca.
- **Relevo** – o relevo pode facilitar ou dificultar as circulações das massas de ar, influenciando na temperatura.
- **Vegetação** – a cobertura vegetal auxilia no aumento da umidade do ar, pois o vegetal retira umidade do solo, através das raízes, enviando vapor de água para a troposfera, pela evapotranspiração.

- Urbanização – nos grandes centros urbanos, esses problemas são agravados pela retirada da cobertura vegetal, pela compactação do solo, pelo asfaltamento, pela edificação, emissão de gases poluentes, expansão desordenada, etc.

A variação espaço-temporal da temperatura do ar é função, principalmente, de a radiação solar ser mais elevada nas baixas latitudes (linhas do equador) e praticamente constante ao longo do ano. As **Figuras 4.7** e **4.8** ilustram essa relação, apresentando as temperaturas médias do planeta Terra em dois períodos do ano, a partir de imagens elaboradas com a ajuda do software GRADS (Grid Analysis and Display System) e com base em dados do Climate Research Unit (CRU) – University of East Anglia, Norwich, Reino Unido. É uma apresentação clássica da variação das temperaturas globais no espaço e no tempo, reforçando os contrastes que se observam entre o verão (**Figura 4.7**) e o inverno (**4.8**), aqui representados pelos meses, respectivamente, de janeiro e julho.

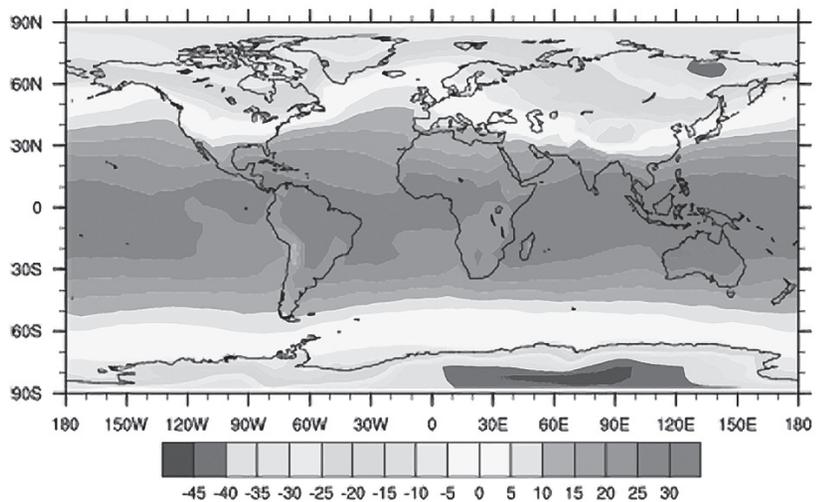


Figura 4.7: Variação das temperaturas do ar sobre a Terra no verão.
Fonte: Climate Research Unit, Norwich, Reino Unido.

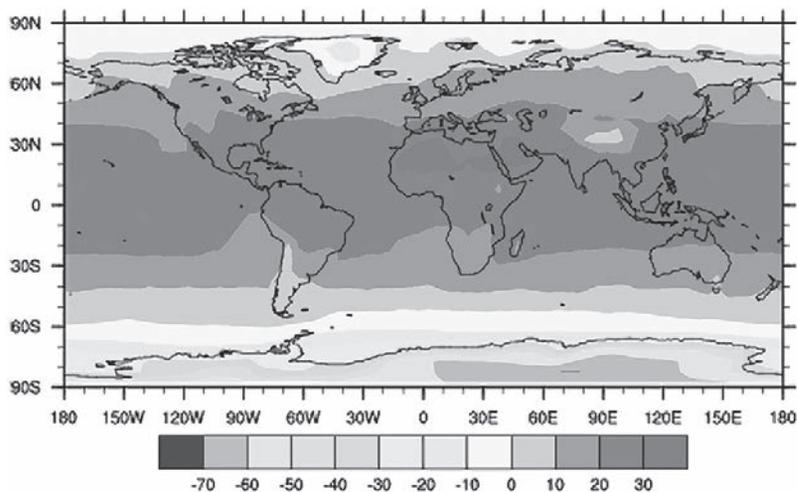


Figura 4.8: Variação das temperaturas do ar sobre a Terra no inverno.
 Fonte: Climate Research Unit, Norwich, Reino Unido.

No entanto, fica aqui uma análise que raramente é feita sobre este aspecto das temperaturas globais. É preciso não esquecer que janeiro representa o inverno, no hemisfério Norte e o verão, no hemisfério Sul. Em julho acontece exatamente o contrário, ou seja, é verão do hemisfério Norte e inverno no hemisfério Sul.

Por essa razão, se pode verificar que no verão do hemisfério Norte se registram temperaturas superiores a 30°C em áreas mais vastas do que no verão do hemisfério Sul. Assim, o hemisfério Norte parece aquecer mais do que o hemisfério Sul durante os respectivos verões. Tal se explica pela existência de maior massa continental no hemisfério Norte, sobretudo nas latitudes tropicais.

No hemisfério Sul, no entanto, o predomínio de superfície oceânica tem tendência a amenizar as temperaturas.

Atravessado na Região Norte pela linha do equador e, ao sul, pelo trópico de Capricórnio, o Brasil está situado, na maior parte do território, nas zonas de latitudes baixas – **zona intertropical** –, nas quais prevalecem os climas quentes e úmidos, com temperaturas médias em torno de 20°C.

Zona intertropical
 Zona de convergência intertropical, é a área que circunda a Terra, próxima ao equador, onde os ventos originários dos hemisférios Norte e Sul se encontram. A zona intertropical é um dos mais importantes sistemas meteorológicos em atuação nos trópicos e é essencial para caracterizar diferentes condições de tempo e de clima em diversas áreas da região tropical.

Como pode ser observado na **Figura 4.9**, no território brasileiro, a temperatura média anual varia de 19,5°C até um pouco acima de 30°C. Pelo fato de o Brasil estar próximo do equador, a Região Norte do Brasil apresenta pequena variação da temperatura do ar, já que o balanço de radiação se mantém praticamente estável durante todo o ano. Sendo este o caso de Fortaleza, CE (latitude 03° 43'S), por exemplo, onde a temperatura média do ar varia entre 30,8°C em dezembro e 29,6°C em junho e julho. Já no Sul do país, mais especificamente em Porto Alegre (RS) latitude 30° 02'S, as médias mensais das temperaturas oscilam entre 24,6°C em janeiro e 14,3°C em julho.

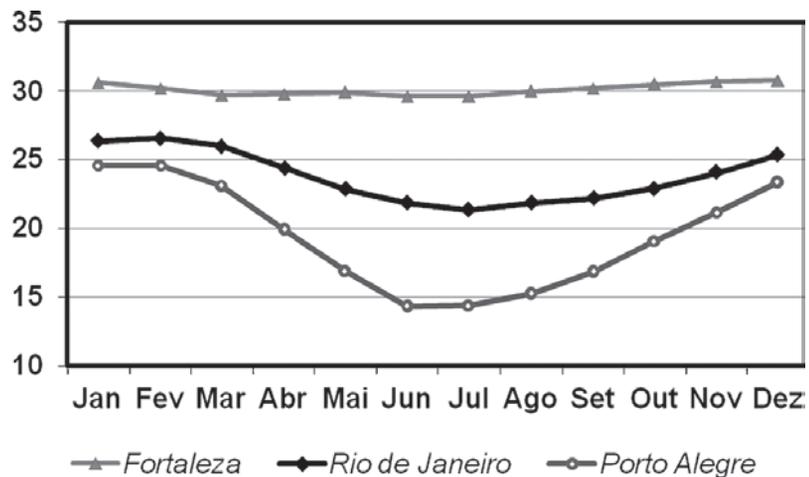


Figura 4.9: Curso anual das temperaturas em algumas cidades brasileiras. Período: 1961 a 1999. Fonte: <http://www.inmet.gov.br>

Em síntese, pelo que se pôde observar na **Figura 4.9**, a temperatura do ar é usualmente mais alta nas regiões mais próximas da linha do equador e mais baixa nas latitudes médias e altas.

Durante o dia, a variação horária das temperaturas do ar ocorre em função da trajetória do Sol acima da linha do horizonte, como pode ser observado na **Figura 4.10**. Sob tais condições, o balanço de radiação é positivo entre as 6 e as 18 horas, em razão da disponibilidade de energia solar nesse período do dia.

Logo, a variação horária das temperaturas do ar ao longo do dia oscila entre um valor máximo (≈ 15 horas) e um valor mínimo ≈ 6 horas) (**Figura 4.10**).

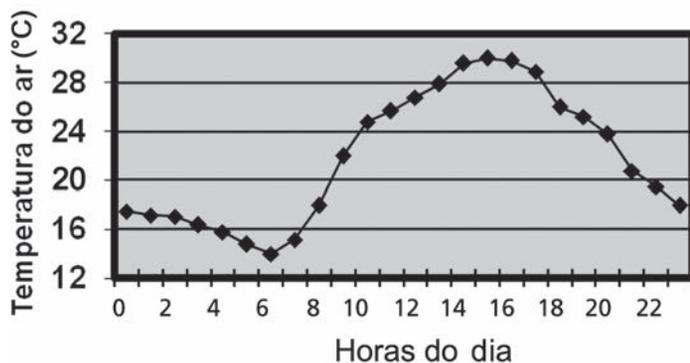


Figura 4.10: Variação diária das temperaturas do ar nas regiões próximas ao equador.

Dessa análise, conclui-se que, durante o dia, quando o balanço de radiação é positivo, a temperatura do ar, a partir do amanhecer, tem aumento gradativo até atingir um valor máximo diurno, apesar de a máxima irradiância solar ser registrada por volta do meio-dia. Esse “atraso” se deve à baixa condutividade térmica do ar e à altura de medida da temperatura (1,5 m acima do solo). Após o registro da temperatura máxima do ar, a curva da temperatura horária tende a decrescer, pois o balanço de radiação à tarde entra em queda até o pôr do sol (≈ 18 horas).

A partir desse momento, o balanço de radiação passa a ser negativo, pois à noite o Sol não mais emite radiação, embora a superfície terrestre aquecida continue a emitir radiação para o espaço. Assim, como há perda de energia solar, a temperatura nesses horários gradativamente cairá até atingir um valor mínimo nos momentos que antecedem do nascer do sol (**Figura 4.10**).



Marion Harrington

Fonte: <http://www.sxc.hu/photo/893615>

Temperatura do solo

A temperatura do solo é um fator variável no tempo e no espaço, assumindo grande importância nos processos físicos do solo e nas trocas de energia com a atmosfera. A temperatura do solo determina as taxas de evaporação, assim como o tipo e a intensidade das reações químicas nesse substrato da biosfera.

Devido a isso, o conhecimento da dinâmica da temperatura do solo é fundamental, pois sua variação interfere na conservação do solo, protegendo-o dos efeitos danosos da erosão e aumentando a disponibilidade de água, de nutrientes e a sua atividade biológica etc.

Transporte de calor no solo

Na superfície terrestre, durante o dia, o regime térmico é determinado por parte da radiação solar que atinge a sua superfície (Q^+), pela parcela da radiação que é refletida (Q_R) e pelo restante transmitido para as partículas do solo (S_1 , S_2 e S_3) localizadas nas camadas inferiores (Q_1 , Q_2 e Q_3) por condução (**Figura 4.11**).

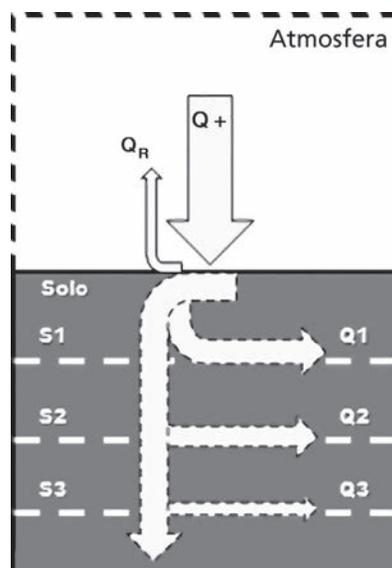


Figura 4.11: Representação esquemática do transporte de energia na superfície do solo, durante o dia.

Em contrapartida, durante a noite, o resfriamento da superfície (Q_-), por emissão de radiação solar, diminui gradativamente a temperatura nas camadas próximas à superfície (S_1 , S_2 e S_3), e isto inverte o sentido do fluxo de calor, que se torna ascendente, retornando o calor acumulado durante o dia nas camadas inferiores do solo (Q_1 , Q_2 e Q_3) para a superfície (**Figura 4.12**).

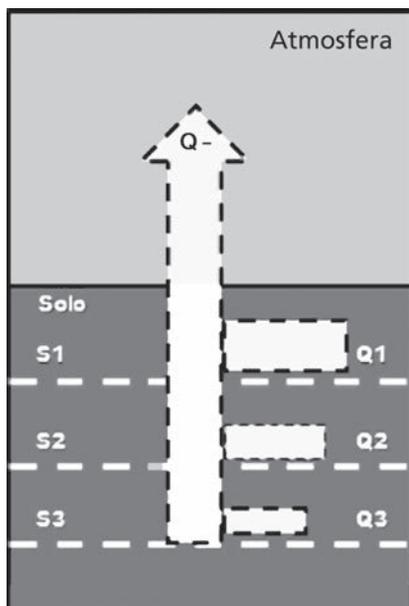


Figura 4.12: Representação esquemática do transporte de energia na superfície do solo, durante a noite.

Como observado nas **Figuras 4.11** e **4.12**, a oscilação térmica de um solo está diretamente relacionada com o balanço de radiação na sua superfície. Isto é, depende da quantidade de energia solar incidente e do albedo da superfície. Fatores como tipo de cobertura da superfície, relevo e composição do solo também interferem na variação diária da temperatura e no fluxo de calor do solo. Ou seja, interferindo nas trocas energéticas entre o solo e a atmosfera, determinando alterações no balanço de energia próximo ao solo.

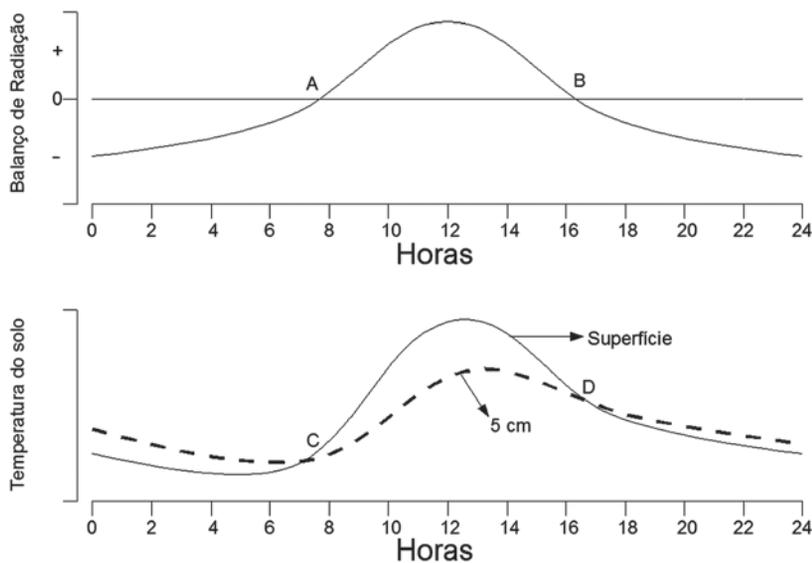
Em suma, o regime térmico de um solo é determinado pelo aquecimento da superfície pela radiação solar e pelo transporte,

por condução, de calor sensível para seu interior. Durante o dia, a superfície se aquece, gerando um fluxo de calor para o interior. À noite, o resfriamento da superfície, por emissão de radiação terrestre (ondas longas), inverte o sentido do fluxo, que agora passa a ser do interior do solo para a superfície.



Atende aos Objetivos 1, 2 e 3

2. Avaliando a variações diurnas das temperaturas de um solo (vide figura a seguir), com ou sem vegetação, observamos que estas ocorrem em função da trajetória diária do Sol acima do horizonte e que o balanço de radiação é composto por uma entrada de energia, pela radiação solar absorvida, e por uma subsequente liberação de energia pela superfície.



Assim sendo, pergunta-se:

Por que o curso diário diurno das temperaturas do solo, monitoradas na superfície e a 5 cm de profundidade, difere do noturno?

Resposta Comentada

Analisando-se a figura, observamos que, durante o dia, os pontos A e B representam um período em que o balanço de radiação é nulo; o intervalo entre A e B é um momento em que o balanço é positivo, e, entre B e A, ele é negativo. Assim sendo, durante o dia, há fluxo descendente de calor para o solo, promovendo seu aquecimento, que, de acordo com a figura, ocorre entre os momentos C e D. À noite, parte do calor armazenado no solo é gradativamente emitida para a atmosfera, o que ocorre entre os momentos D e C.

Variação espaço-temporal da temperatura do solo

A variação da temperatura do solo ao longo do dia pode ser estudada a partir de perfis de variação da temperatura (**Figura 4.13**).

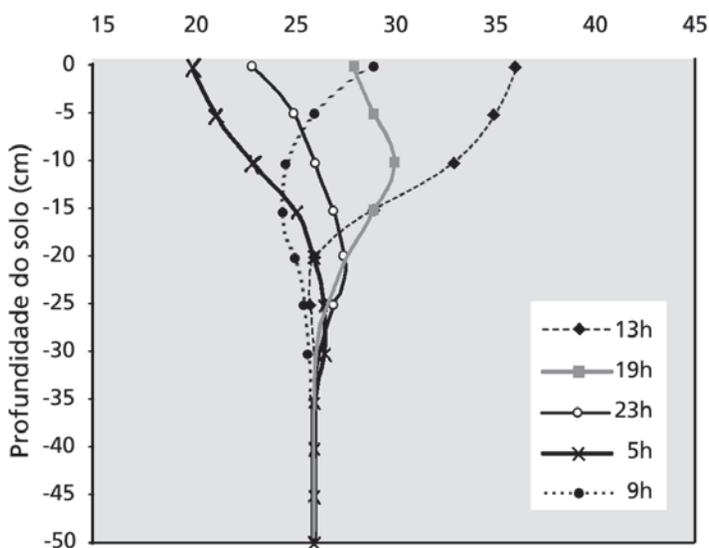


Figura 4.13: Perfil espaço-temporal das temperaturas do solo.
 Fonte: Pereira et al., 2002.

No exemplo da **Figura 4.13**, podemos observar que, a partir de 35 cm de profundidade, a temperatura do solo se manteve constante, independentemente do período do dia, ou seja, a partir daí ocorreu uma redução significativa do fluxo diário de calor no solo.

No meio atmosférico, usualmente, a variação temporal das temperaturas do solo é utilizada como forma de se visualizar o efeito das disponibilidades de energia radiante sob uma determinada superfície. Ou seja, a temperatura do solo experimenta uma variação anual decorrente do curso do balanço de radiação da superfície, provocada pela variação da trajetória da Terra em torno do Sol durante o ano (**Figura 4.14**). Assim sendo, independentemente da profundidade, as temperaturas no solo atingem seus valores máximos no verão e os mínimos no inverno.

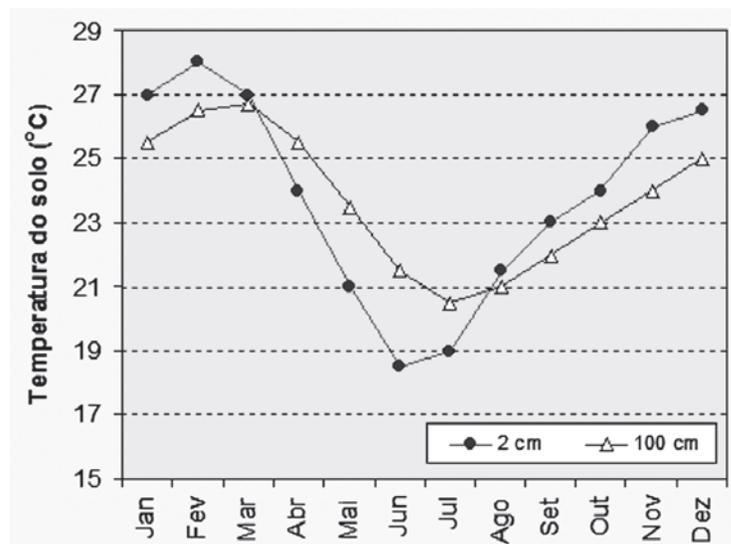


Figura 4.14: Variação anual da temperatura média mensal, em duas profundidades, em Piracicaba, São Paulo.

Fonte: www.leb.esalq.usp.br/aulas/lce306/Aula6_2011.pdf

Da mesma forma que na variação diária, ocorre diminuição de amplitude e retardamento das temperaturas extremas com o aumento de profundidade. De setembro a março, a temperatura média mensal do solo registrada a 2 cm é sempre superior à monitorada a 100 cm,

indicando que nesse período ocorreu um ganho de calor pelo solo; de março a setembro, a posição invertida das curvas indica que ocorre saída de calor do solo, com a tendência de limitar o resfriamento da superfície.

Medindo a temperatura do ar e do solo

A temperatura é, provavelmente, o elemento meteorológico mais medido e que se revela importante nas mais variadas situações, desde o nosso dia a dia até a investigação científica. As grandezas e os fenômenos físicos dependem quase sempre da temperatura, o que a torna um parâmetro da maior relevância. Além disso, é uma variável importante para a Geografia, cuja relevância se apresenta na distribuição dos climas existentes sobre a superfície da Terra.

Como qualquer grandeza física, a temperatura precisa ser transformada num número, com uma respectiva unidade que nos permita a sua quantificação. Nesta perspectiva, pretende-se abordar a metrologia da temperatura e os termômetros utilizados em diversas situações e gamas para se mensurar as temperaturas.

A forma mais comum para se medir a temperatura do ar e do solo é através da leitura de termômetros. Talvez o mais comum seja o termômetro composto de um tubo graduado com líquido (normalmente, mercúrio ou álcool). Quando o ar se aquece, o líquido se expande e sobe no tubo; quando o ar se esfria, o líquido se contrai e desce.

São compostos basicamente de um tubo capilar muito fino, de vidro, fechado a vácuo, ligado a um bulbo em uma extremidade, onde está armazenado o mercúrio. Com o aumento da temperatura no meio, há dilatação do mercúrio, que se expande pelo tubo capilar. Essa expansão é medida pela variação do comprimento, numa escala graduada em °C, K ou °F.

Para monitoramento das temperaturas máximas e mínimas do ar, foram desenvolvidos termômetros de máxima e mínima alocados a um suporte no interior de **abrigo meteorológico**.

Abrigo meteorológico

Estrutura semelhante a uma caixa ventilada, projetada para proteger da exposição direta do sol, das chuvas e da condensação, os instrumentos que medem, por exemplo, a temperatura, a pressão, a umidade do ar etc.

Termômetros com líquido são também usados para medir a máxima e a mínima temperatura que ocorrem num certo período (geralmente 1 dia). O termômetro de máxima, que contém usualmente mercúrio, tem um afinamento no tubo, logo acima do bulbo. Quando a temperatura sobe, o mercúrio se expande e é forçado através do afinamento (**Figura 4.15**). Quando a temperatura cai, o filete de fluido não retorna através do afinamento, sendo ali interrompido. Fica, assim, registrada a temperatura máxima. Para recompor o instrumento, é necessário sacudi-lo, para que o fluido volte para o bulbo.

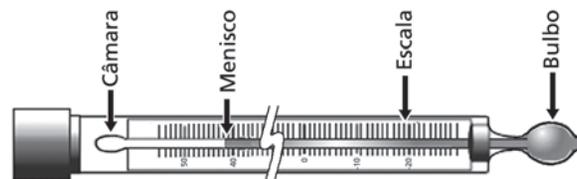


Figura 4.15: Modelo de termômetro de mercúrio utilizado para medir a temperatura máxima.

Fonte: Varejão (2000).

No termômetro de mínima há um pequeno índice de metal junto ao topo da coluna de fluido (normalmente álcool). Quando a temperatura do ar cai, a coluna de fluido diminui, e o índice é puxado em direção ao bulbo; quando a temperatura sobe novamente, o fluido sobe, mas o índice permanece no nível da mínima temperatura atingida (**Figura 4.16**). Para recompor o instrumento, é necessário inclinar o termômetro, com o bulbo para cima. Como o índice é livre para mover-se, ele cairá para junto do bulbo, se o termômetro não for montado horizontalmente.

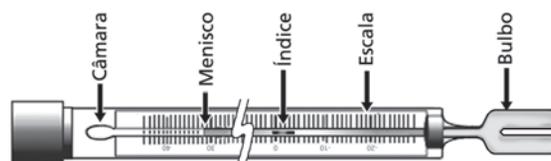


Figura 4.16: Esquema de termômetro de álcool para leitura direta da temperatura mínima.

Fonte: Varejão (2000).

Outro tipo de termômetro comumente usado, baseado no princípio da expansão térmica diferencial, usa um sensor bimetálico. Este consiste de duas tiras de metais diferentes, que são unidas face a face e tem coeficientes de expansão térmica bem diferentes. Quando a temperatura varia, os dois metais se expandem ou se contraem desigualmente, o que causa uma curvatura do sensor. Quanto maior a variação, maior é a curvatura, o que permite transpor esta variação sobre uma escala calibrada. O principal uso do sensor bimetálico é na construção do termógrafo, um instrumento que registra continuamente a temperatura (**Figura 4.17**).

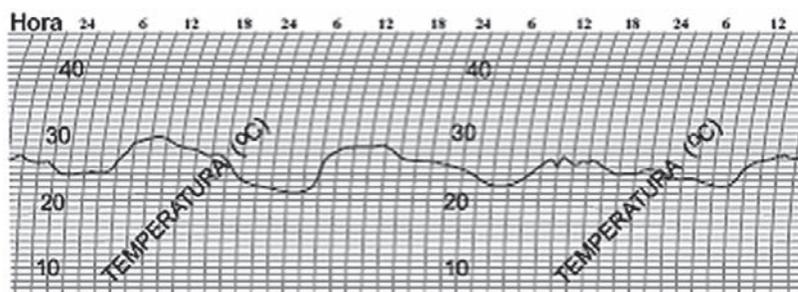
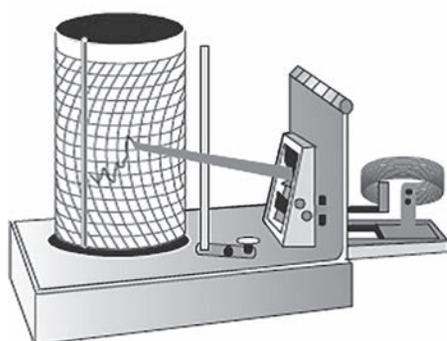


Figura 4.17: Modelo de termógrafo bimetálico, utilizado para o registro contínuo da temperatura horária do ar.

Fonte: Varejão (2000).



Termogramas

Pois é, como você já deve ter observado, a aquisição de conhecimentos relativos ao tempo é um objetivo do ramo da ciência denominada Meteorologia. Os fenômenos meteorológicos são estudados a partir das 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 ajuda de instrumentos de medição, e instrumentais, em geral chamadas medições meteorológicas, quando são realizadas com instrumentos meteorológicos de leitura direta ou registradores. Portanto, os instrumentos meteorológicos são equipamentos utilizados para adquirir dados meteorológicos (termômetro e/ou termógrafos/temperatura do ar, pressão atmosférica/barômetro e/ou barógrafo, higrômetro e/ou hidrógrafo/umidade relativa do ar etc.).

Assim sendo, um termograma é um diagrama acoplado a um termógrafo destinado a fornecer um registro contínuo da temperatura durante um certo intervalo de tempo. De um modo geral, a cada variação da temperatura ambiente, é acionada um sistema de alavancas acoplado a uma haste, em cuja extremidade está a pena registradora. Nesse sistema, o movimento da haste da pena se efetua em um plano vertical, fazendo com que a própria se desloque ao longo de um segmento de arco. O deslocamento da pena fica registrado em um diagrama de papel (o termograma), fixado no tambor rotativo que se move sob ela. Em geral, o tambor efetua uma rotação a cada 25 horas, permitindo que se obtenha um gráfico contínuo das

temperaturas, durante 24 horas consecutivas. O termograma, que é substituído diariamente a uma determinada hora, tem a escala vertical expressa em unidades de temperatura e a escala horizontal, em unidades de tempo (horas).

Termômetros de mercúrio, denominados de geotermômetros, são utilizados para a medida da temperatura a diferentes profundidades no solo. Seu comprimento deve estar de acordo com a profundidade do solo em que se deseja medir a temperatura, sendo as mais comuns 2, 5, 10, 20 e 50 cm (**Figura 4.18**).

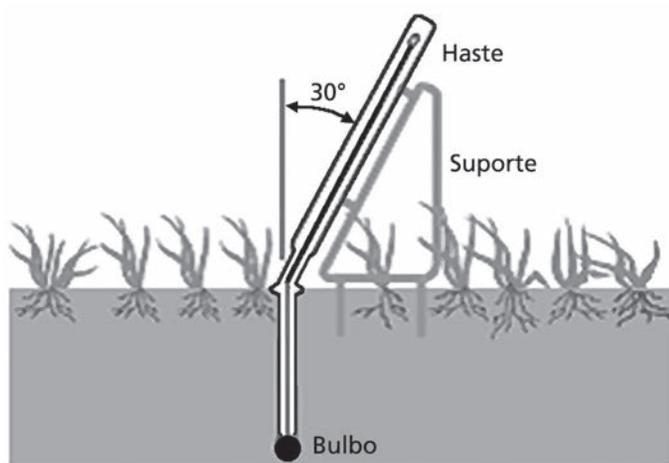


Figura 4.18: Esquema de posicionamento e monitoramento da temperatura no solo.

Fonte: Varejão (2000).

CONCLUSÃO

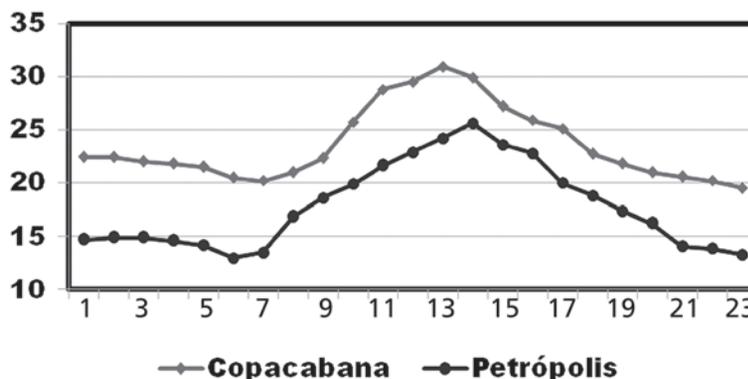
Para a climatologia, a temperatura é um índice que expressa a energia interna de uma substância ou corpo, vulgarmente associada às sensações de quente ou frio.

O tema desenvolvido durante esta aula esteve centrado no conhecimento do elemento meteorológico temperatura do ar e do solo, identificando a sua distribuição espaço-temporal e as principais formas de monitoramento dessa importante variável meteorológica para uso nos seus estudos futuros em climatologia.

Atividade Final

Atende aos Objetivos 1, 2, 3 e 4

Considerando a perspectiva dinâmica do clima, a qual permite associá-lo ao sistema de circulação regional e a fatores físico-geográficos, as variações espacial e temporal das temperaturas do ar registradas nos bairros de Copacabana ($22^{\circ} 58'$ latitude sul, $43^{\circ} 11'$ longitude oeste e 45 m de altitude), localizado na zona oceânica ao sul da cidade do Rio de Janeiro, e no município de Petrópolis, na região serrana ($22^{\circ} 10'$ latitude sul, $43^{\circ} 10'$ longitude oeste e 999 m de altitude), ambos localizado no estado do Rio de Janeiro, ao longo do dia 1^o/12/2011, apresenta-se a seguir:



Faça uma pequena reflexão sobre o que você estudou e o apresentado para responder as seguintes perguntas:

a. Por que, a cada dia, a temperatura mínima registrada um pouco antes do nascer do sol, aumenta progressivamente até cerca das 14 h, quando atinge o seu valor máximo, passando depois a diminuir até pouco antes do nascer do sol do dia seguinte?

b. Que fatores climatológicos explicam as diferenças entre as temperaturas horárias registradas em Copacabana e Petrópolis, respectivamente?

Resposta Comentada

a. A variação diurna da temperatura resulta do movimento de rotação da Terra, ou do movimento diurno aparente do Sol. Durante o dia, a variação horária das temperaturas do ar, com observado na figura, ocorrem em função da trajetória do Sol acima da linha do horizonte. Sob tais condições, o balanço de radiação é positivo entre as 6 e as 18 horas, em razão da disponibilidade de energia solar nesse período do dia. Logo, a variação horária das temperaturas do ar ao longo do dia oscilam entre um valor máximo (≈ 15 h) e um valor mínimo (≈ 6 h).

b. De acordo com os climatologistas, o clima depende, principalmente, da temperatura e umidade do ar e da distribuição das chuvas e dos ventos. Esses elementos climáticos, por sua vez, dependem de fatores geográficos, como a latitude, a altitude, a extensão dos continentes e a proximidade dos oceanos.

A temperatura, medida em graus Celsius ($^{\circ}\text{C}$), registra o estado térmico da atmosfera de um lugar, cuja variação depende de fatores geográficos, como a latitude, a altitude, a extensão dos continentes e a proximidade dos oceanos. A altitude é um fator geográfico que exerce grande influência na temperatura. Isto só ocorre porque o ar nas grandes altitudes se torna rarefeito, ou seja, sua concentração é menor, o que faz reduzir a retenção de calor nas camadas mais elevadas

da atmosfera. A temperatura também varia em função da continentalidade e da maritimidade, isto é, da proximidade ou afastamento de um lugar em relação ao oceano. Por essa razão, quanto mais distante do litoral, maior é a amplitude térmica ($T_{mx} - T_{mn}$) de determinada localidade.

RESUMO

Temperatura, medida em graus Celsius (°C), é reconhecida cognitivamente como o nível de calor que existe no ambiente, resultante, por exemplo, da ação dos raios solares ou do nível de calor existente num corpo.

A temperatura do ar registra o estado térmico da atmosfera de um lugar, cuja variação depende de fatores geográficos, como a latitude, a altitude, a extensão dos continentes e a proximidade dos oceanos. A temperatura varia ao longo do dia e ao longo do ano. A variação diurna da temperatura do ar resulta do movimento de rotação da Terra, ou do movimento diurno aparente do Sol. Sendo essa a razão por que a temperatura é mínima um pouco antes do nascer do sol, aumenta progressivamente até cerca das 14h, que é quando atinge o seu máximo, passando depois a diminuir até pouco antes do nascer do sol do dia seguinte.

A temperatura do solo é como a temperatura do ar, também um fator variável no tempo e no espaço, assumindo grande importância nos processos físicos do solo e nas trocas de energia com a atmosfera. A temperatura do solo é determinada por parte da radiação solar que atinge a sua superfície, pela parcela da radiação que é refletida e pelo restante dessa radiação que, após ser absorvida pela superfície do solo, é transmitida para as camadas inferiores por condução. Durante o dia, a superfície se aquece, gerando um fluxo de calor para o interior. À noite, o resfriamento da superfície, por emissão de radiação terrestre (ondas longas), inverte o sentido do fluxo, que agora passa a ser do interior do solo para a superfície.

A temperatura do ar e do solo são medidas por meio de termômetros. Termômetros de máxima e mínima registram a temperatura máxima e a mínima atingida num certo período. Geotermômetros são responsáveis pelo monitoramento do solo a diferentes profundidades. Nas estações meteorológicas, estas temperaturas são registradas a cada 24 horas.

Informação sobre a próxima aula

Na próxima aula, você verá como o conteúdo de vapor de água atmosférico pode contribuir para o entendimento do clima no planeta Terra e para a distribuição espacial das paisagens naturais.

Aula 5

Umidade do ar

*Ricardo Augusto Calheiros de Miranda
Lucio de Souza*

Meta da aula

Apresentar as bases conceituais sobre o elemento climático umidade relativa do ar.

Objetivos

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

1. explicar as funções básicas da umidade relativa do ar;
2. identificar a variação espaço-temporal da umidade relativa do ar;
3. descrever os principais métodos de monitoramento meteorológico da umidade relativa do ar.

INTRODUÇÃO

Desde que o homem conseguiu ir ao espaço sideral, acostumamo-nos a observar diariamente as imagens dos satélites meteorológicos sendo utilizadas pelos nossos telejornais. Essas imagens ilustram as condições atmosféricas em diferentes regiões do nosso planeta, mas o que não percebemos, muitas vezes, é o que essas imagens representam para o prognóstico do tempo nas diversas regiões do planeta (**Figura 5.1**).

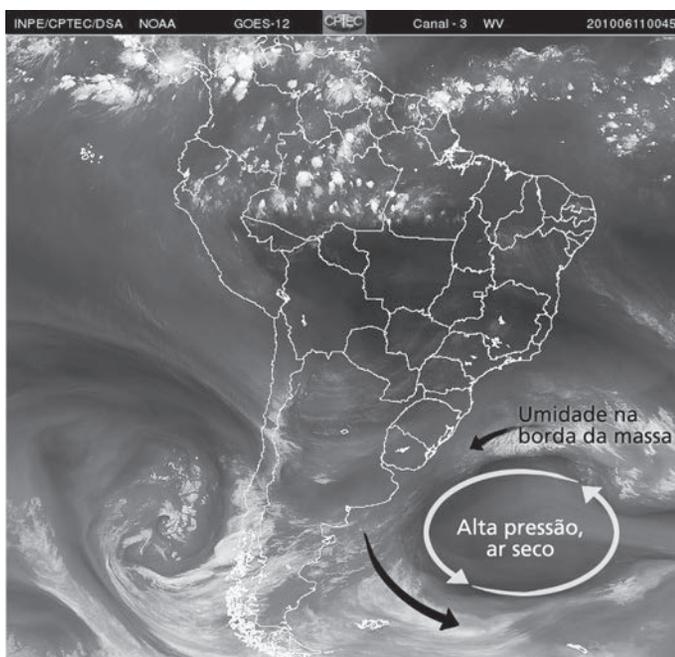


Figura 5.1: Configuração de centro de alta pressão, localizado sobre o oceano Atlântico, na costa leste do sul da América do Sul.
Fonte: http://satelite.cptec.inpe.br/acervo/goes_antiores.jsp

Como você pode observar na **Figura 5.1**, a existência de manchas brancas de diferentes tonalidades sobre o continente sul-americano e sobre os oceanos Atlântico e Pacífico representa a disposição das nuvens, ou seja, áreas constituídas de alto teor de umidade no ar. Você também pode observar que existem áreas onde predomina a cor preta, como a demarcada e localizada ao sul do continente sul-americano. Para os meteorologistas, estas áreas são caracterizadas pela ausência de umidade.

A umidade do ar atmosférico será o tema desta nossa aula. Você verá por que o vapor de água tem como principal característica ser variável em quantidade, de acordo com a disponibilidade de água e energia no meio e, principalmente, para o clima da Terra.

Origens da umidade atmosférica

O conceito de umidade faz parte do senso comum. O tempo pode estar úmido, o chão pode estar úmido, até mesmo a superfície de uma folha pode estar úmida. A ideia de que os objetos e as substâncias possam conter mais ou menos água é natural. É esta a ideia de umidade – o quanto há de água em determinada substância ou ambiente. Com o ar não é diferente. O ar é uma mistura de gases e inclui quantidades variáveis de água em estado de vapor. O ar seco, isento de vapor de água, é composto por gases em porcentagens diversas: nitrogênio (N_2) – aproximadamente 78% –, seguido de oxigênio (O_2) – aproximadamente 21% – e argônio (Ar) – cerca de 1% –, além de outros gases, como: dióxido de carbono (CO_2), neon (Ne) e metano (CH_4), em quantidades menores.

Vejamos como a água, ou mais especificamente o vapor d'água, comporta-se na atmosfera. Até uma altitude de aproximadamente 100 quilômetros, sua composição é constante, devido a fenômenos de turbulência e convecção que dão origem às correntes de ar. Esses fenômenos devem-se a diferenças de temperatura entre as diversas camadas atmosféricas; o ar quente, menos denso, tende a subir, enquanto o ar frio ocupa as camadas inferiores. Em altitudes superiores a 100 quilômetros, verifica-se a maior presença de gases mais leves, como o hélio e o hidrogênio, já que estes tendem a escapar do campo gravitacional terrestre.

Como um dos constituintes variáveis da atmosfera terrestre, o vapor de água (H_2O) tem como característica ser variável em quantidade e dependente das disponibilidades hídricas de um local e/ou região. Pode ter concentração praticamente nula, nas regiões desérticas e nos extremos polares, mas pode chegar a até 4% em

volume do ar atmosférico nas regiões tropicais quentes e úmidas. Isso significa dizer que, em uma dada massa de ar, o máximo de vapor de água que ela pode reter corresponde a 25% do seu volume; que esse vapor de água concentra-se nas camadas mais baixas da atmosfera (cerca de 50% de todo o seu volume a menos de 2.000 m de altitude), uma vez que provém principalmente da evaporação da água do mar e da evapotranspiração continental – **ciclo da água**.

Como você pôde observar na Aula 2, o vapor de água é um gás de estufa e é o único dentre os componentes atmosféricos que muda de estado físico com relativa facilidade. No estado gasoso, é invisível; no estado líquido, constitui as gotas de água que formam as nuvens e subsequentemente se precipitam; e, no estado sólido, constitui os cristais de gelo. Na atmosfera terrestre, o teor de vapor de água atmosférico é determinado pela temperatura ambiente, pois a *capacidade de contenção do vapor-d'água na atmosfera é função da temperatura do ar*. O que faz com que, nas regiões polares, o ambiente seco forme-se pela baixíssima capacidade de retenção de vapor de água no ar – função da temperatura.

A presença do vapor de água é absolutamente indispensável para a vida na Terra, não só por atuar como um elemento absorvedor da energia infravermelha – impedindo que a camada de ar junto à superfície terrestre se esfrie em demasia, durante o período noturno – mas por estar relacionada, principalmente, à formação das precipitações, com a regulação térmica dos ecossistemas exercendo papel fundamental no transporte de energia sobre o globo terrestre.

O teor de vapor de água da atmosfera também interfere na transpiração das plantas e na evaporação da água de lagos, rios e da superfície do solo. Essa interferência ocorre de forma que, nos ambientes mais secos, a demanda hídrica da atmosfera seja maior e as taxas de **evapotranspiração** sejam, por consequência, também elevadas.

O **ciclo da água**, também denominado ciclo hidrológico, é responsável pela renovação da água no planeta. O ciclo da água inicia-se com a energia solar, incidente no planeta Terra, que é responsável pela evaporação das águas oriundas dos rios, reservatórios e mares, bem como pela transpiração de plantas e animais.

Evapotranspiração

Termo que descreve os processos de evaporação dos rios, lagos e oceanos e de transpiração vegetal e animal de maneira simultânea, a ser estudado na Aula 8.

Micro-organismos

Na linguagem coloquial, são organismos unicelulares (ou acelulares, vírus) que podem ser observados através de um microscópio. Normalmente, esses organismos são encontrados na água, nos alimentos, dentro de outros organismos, ou no meio ambiente, e podem causar doenças ao homem ou aos animais, ou plantas com importância na sua vida.

Assim, o conhecimento da quantidade de vapor-d'água existente no ar é essencial em vários outros ramos da atividade humana. Por exemplo, a umidade ambiente é um dos fatores que condicionam o desenvolvimento de muitos **micro-organismos** que atacam as plantas cultivadas, e a própria transpiração vegetal está intimamente relacionada com o teor de umidade do ar adjacente.

Por outro lado, um dos parâmetros utilizados para definir o grau de conforto ambiental para pessoas e animais é, também, a umidade atmosférica do local em questão. Isso porque somos muito sensíveis à umidade, já que usualmente a pele precisa do ar para se livrar da umidade retida em nosso corpo. O processo de transpiração do corpo é uma maneira de nos manter em equilíbrio com a temperatura ambiente. Ou seja, se o ar tiver umidade relativa de 100%, esse suor retido sobre nosso corpo não irá evaporar, o que nos dá uma sensação de que o ar está mais quente do que a temperatura registrada nos termômetros ou divulgada nos noticiários. É o que provoca aquela sensação estranha de ar pesado e úmido que sentimos em alguns dias de verão.

Quantificação da umidade relativa do ar

Na atmosfera terrestre, a presença de vapor-d'água pode ser descrita quantitativamente de várias maneiras. Entre elas, está a umidade relativa do ar.

Por se tratar de um dos constituintes gasosos que compõem a atmosfera e que apresentam variação espaço-temporal na sua concentração, uma boa alternativa para fazer você entender o que significa umidade relativa do ar é utilizar o conceito proposto por Dalton em 1803, conhecido como Lei das Pressões Parciais.

Segundo essa lei, as moléculas de dois gases não se atraem nem se repelem, assim como as colisões de cada um deles não são afetadas pela presença de um ou de outro. Por essa razão, cada um dos gases exerce a mesma pressão na mistura gasosa que exerceria, se estivesse sozinho; a isto se chama pressão parcial de um gás.

Assim sendo, em uma mistura gasosa, como a da atmosfera terrestre, cada um dos seus componentes, fixos e variáveis, é independente da pressão dos demais. Consequentemente, a pressão atmosférica exercida (P_{Atm}) nesse local e/ou região é igual à soma das pressões parciais de cada um dos seus componentes (**Equação 5.1**).

$$P_{Atm} = e_{N_2} + e_{O_2} + e_A + e_{CO_2} + \dots + e_{H_2O}$$

Equação 5.1: Expressão matemática da Lei de Dalton.

Sendo P_{Atm} a pressão atmosférica; e_{N_2} , a pressão parcial do nitrogênio; e_{O_2} , a pressão parcial do oxigênio; e_A , a pressão parcial do argônio; e_{CO_2} , a pressão parcial do dióxido de carbono, e e_{H_2O} , a pressão parcial do vapor de água atmosférico, o que significa dizer que, sob uma dada pressão atmosférica e temperatura, o ar consegue reter o vapor de água até certa concentração.

Assim, conclui-se que, sobre um dado local e/ou região do planeta, a pressão exercida pela atmosfera pode ser representada pelo somatório das pressões parciais, exercidas pelo ar seco (e_{ar}) e pelo ar úmido (e_s). Logo, a umidade relativa do ar (UR, %) equivale ao quociente entre a pressão atual exercida pelo vapor de água existente na atmosfera (e_{ar}), a uma determinada temperatura e a pressão de saturação do vapor de água a essa mesma temperatura (e_s). Exprime-se em porcentagem (**Equação 5.2**).

$$UR = \frac{e_{ar}}{e_s} \cdot 100$$

Equação 5.2: Expressão matemática para o cálculo da umidade relativa do ar.

Logo, no caso do ar estar saturado, a umidade relativa do ar será 100%. Em contrapartida, se o ar estiver absolutamente seco, a umidade relativa do ar será igual a 0%. Em suma, a umidade relativa indica o quanto o ar atmosférico de um local e/ou região está próximo da saturação. Por isso, quando dizemos que a umidade relativa do ar é 80%, significa que faltam 20% para o ar reter todo o vapor-d'água e começar a chover.

A diferença entre a pressão de saturação (e_s) e a pressão atual de vapor de água (e_{ar}) de uma parcela de ar é denominada de déficit de saturação do ar (Δe), podendo ser expresso em milímetros de mercúrio (mmHg), kilopascal (Kpa) e milibar (mb), ou outras unidades de pressão, dependendo da unidade escolhida para e_s e e_{ar} .



Unidades de pressão

Para a climatologia, todos os elementos climáticos manifestam-se em “tempo” e “espaço”, através da medida de instrumentos. É natural, portanto, que essas medidas adotadas como base do sistema de medidas usadas sejam unidades de tempo, comprimento e massa. De acordo com a legislação, são consideradas legais no Brasil as unidades baseadas no sistema métrico decimal.

As medidas, usualmente adotadas em climatologia para pressão de vapor no ar, são milímetros de mercúrio mmHg, KPa, mb. Assim sendo: 1 mb = 0,1 KPa = 0,13 mmHg.

A **Figura 5.2** representa Δe graficamente.

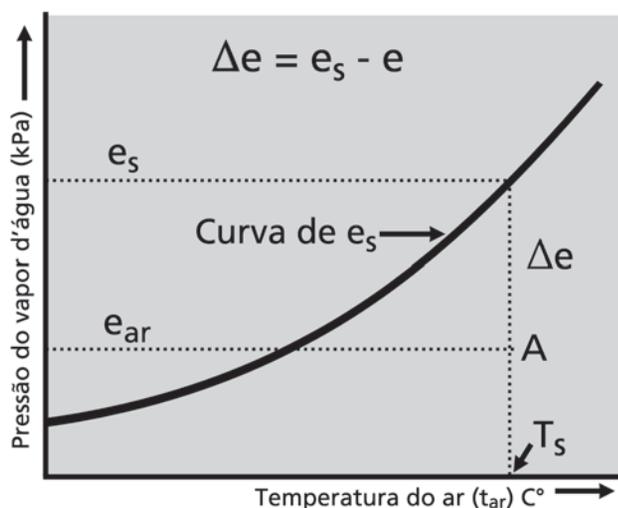


Figura 5.2: Representação gráfica do déficit de pressão de vapor do ar.

A importância climatológica do déficit de vapor do ar está no fato de este parâmetro descrever qual a capacidade de absorção de água pelo ar. Ou seja, para o homem, considera-se que a faixa de umidade relativa entre 40 e 70% proporciona conforto máximo. Acima de 70%, a umidade relativa é alta, o que reflete na dificuldade de a água evaporar – o ambiente fica abafado. Abaixo de 40%, a evaporação ocorre com muita facilidade, refletindo em problemas respiratórios, garganta seca etc. Para as plantas, da mesma forma que para os seres humanos, uma umidade relativa inferior a 40% equivale a altas taxas de evapotranspiração; conseqüentemente, a planta deve extrair a água retida no solo a taxas maiores.



Atende ao Objetivo 1

1. Considere um dia em que a pressão média atual exercida pelo vapor de água existente na atmosfera (e_{ar}), a uma temperatura média de $28,2^{\circ}C$, e a pressão média de saturação do vapor de água a essa mesma temperatura (e_s) foram 2,09 Kpa e 3,84 KPa, respectivamente. Calcule o valor da umidade relativa do ar e do déficit de pressão de vapor do ar registrado nesse dia.

Resposta Comentada

Através do uso da **Equação 5.2**, a umidade relativa do ar diária poderá ser estimada como:

$$UR (\%) = (e_s / e_{ar}) \cdot 100 = (2,09 / 3,84) \cdot 100 = 54,5\%;$$

O déficit de pressão de vapor diário do ar estimado por:

$$\Delta e = (e_s - e_{ar}) = 3,84 - 2,09 = 1,75 \text{ KPa}$$

Assim, podemos concluir que, na natureza, há diferentes formas de se produzir a saturação do ar atmosférico:

1. pelo decréscimo da temperatura, reduzindo assim a capacidade do ar atmosférico para conter o vapor-d'água;
2. aumentando a quantidade de vapor presente no ar;
3. reduzindo a temperatura e, paralelamente, aumentando a quantidade de vapor.

Temperatura do ponto de orvalho

O ponto de orvalho é definido como a temperatura até a qual o ar atmosférico deve ser resfriado para que a condensação de água inicie-se, ou seja, para que o ar fique saturado de vapor de água e ocorra a deposição do vapor atmosférico sobre uma superfície (**Figura 5.3**). Em outras palavras, é a temperatura na qual a quantidade de vapor atualmente presente na atmosfera estaria em sua concentração máxima.



Esa Oksman

Figura 5.3: Deposição do orvalho sobre uma superfície foliar
Fonte: <http://www.sxc.hu/photo/1169172>

Em condições normais, a temperatura do **ponto de orvalho** (TPO), ou seja, a temperatura crítica entre o estado de vapor e a

O ponto de orvalho

É o valor de temperatura em que começa o processo de saturação da água, ou seja, o ponto em que já é possível ver pequenas gotículas de água se formando.

condensação do vapor atmosférico, que poderá ser estimada a partir da umidade relativa e da temperatura do ar, pelo uso da **Tabela 5.1**.

Tabela 5.1: Tabela para cálculo da temperatura de ponto de orvalho em função da temperatura e da umidade relativa do ar

		Temperatura do ar (°C)									
		-5	0	5	10	15	20	25	30	35	40
Umidade Relativa do Ar (%)	90	-6,5	-1,0	-3,5	8,5	13,5	18,5	23,5	28,0	33,0	38,5
	85	-7,5	-2,0	-2,5	7,5	12,5	17,5	22,5	27,0	32,0	37,5
	80	-8,0	-3,0	2,0	6,5	11,5	16,5	21,0	26,0	31,0	36,0
	75	-8,5	-3,5	1,0	5,5	10,5	15,5	20,0	25,0	30,0	35,0
	70	-9,5	-4,5	0,0	4,5	9,0	14,5	19,0	23,5	28,0	33,5
	65	-10,0	-5,5	-1,0	3,0	8,0	13,0	17,5	22,0	27,0	32,0
	60	-11,0	-6,5	-2,0	2,0	7,0	12,0	16,5	20,5	25,5	30,5
	55	-11,5	-7,5	-3,0	1,0	5,5	10,5	15,0	19,5	24,0	29,0
	50	-13,0	-8,5	-4,5	-0,5	4,0	9,0	13,5	18,0	22,5	27,0
	45	-14,5	-9,5	-6,0	-1,5	2,5	7,0	12,0	16,0	20,5	25,5
	40	-16,0	-11,0	-7,5	-3,5	1,0	5,5	9,5	14,0	18,0	23,0
	35	-18,0	-12,0	-8,5	-5,0	-1,0	3,0	7,5	12,0	16,5	21,0
30	-19,0	-14,5	-10,5	-7,0	-3,0	1,5	5,5	9,5	13,5	18,0	

Assim sendo, caso a temperatura do ar seja 25°C e a umidade relativa do ar, 75%, a temperatura do ponto de orvalho seria 20°C.



Você sabe qual a relação entre o processo de saturação da água e o fato de você tomar um copo de cerveja, servido num dia de calor intenso?

Na natureza, existem várias formas de se produzir a saturação do ar ambiente: pela diminuição da temperatura e, conseqüentemente, pela redução da capacidade do ar atmosférico de reter o vapor de água; aumentando a quantidade de vapor de água presente no ar; ou então reduzindo a temperatura e,

paralelamente, aumentando a quantidade de vapor até atingir a temperatura do ponto de orvalho. É muito comum você encontrar uma camada fina de água, depositada sobre a superfície de seu copo, quando uma cerveja gelada é servida em um dia de intenso calor. Se a temperatura da cerveja é menor ou igual à temperatura de ponto de orvalho do ambiente, a fina camada de ar ao redor do copo resfria-se e libera água sobre a superfície, formando gotículas de diferentes tamanhos e formas. No entanto, se você servir cerveja a 2°C em um dia quente e seco (por exemplo, 26°C, 20% UR) ou ainda em um dia frio e úmido (por exemplo, 15°C e 40% UR), não ocorrerá condensação e o copo ficará seco externamente, pois a temperatura de ponto de orvalho nestas condições é ligeiramente inferior a 2°C.

Variação da umidade relativa do ar

Como abordado na Aula 2, é na troposfera onde ocorre a maioria dos fenômenos climatológicos. O vapor-d'água, como constituinte variável da atmosfera terrestre, está presente na troposfera em decorrência das suas propriedades físicas de mudança de estado. Por essa razão, sua presença é espacial e temporalmente variável, uma vez que depende da superfície fornecedora (solo, vegetação, oceanos, lagos, rios etc.) e das características diárias e sazonais das temperaturas do ar de um local e/ou região.

Na natureza, as variações da umidade relativa, causadas por variações da temperatura, ocorrem quando:

1. O teor de vapor-d'água é adicionado a uma determinada parcela de ar. A umidade relativa só mudará, se a temperatura mantiver-se constante (**Figura 5.4**).

Temperatura	25°C	25°C	25°C
Quantidade de vapor de água	5 g/kg	10 g/kg	20 g/kg
Capacidade	20 g/kg	20 g/kg	20 g/kg
Umidade relativa	$5/20 = 25\%$	$10/20 = 50\%$	$20/20 = 100\%$

Figura 5.4: Variação da umidade relativa com diferentes conteúdos de vapor de água em uma parcela de ar com capacidade de 20 g/kg, mantida a uma temperatura de 25°C.

Nesse contexto, a parcela de ar permanece inalterada e, conseqüentemente, só a umidade relativa varia a cada acréscimo do conteúdo de vapor de água na parcela de ar.

2. Se o conteúdo de vapor-d'água em uma parcela de ar mantiver-se constante, qualquer decréscimo na temperatura do ar acarretará em um aumento da umidade relativa. Em contrapartida, um aumento na temperatura causa uma diminuição no teor de umidade do ar, ou seja, na umidade relativa do ar (**Figura 5.5**).

Temperatura	20°C	10°C	0°C
Quantidade de vapor de água	3,5 g/kg	3,5 g/kg	3,5 g/kg
Capacidade	14 g/kg	7 g/kg	3,5 g/kg
Umidade relativa	$3,5/14 = 25\%$	$3,5/7 = 50\%$	$3,5/3,5 = 100\%$

Figura 5.5: Variação da umidade relativa do ar em função da redução da temperatura de uma camada de ar cujo teor de vapor de água foi mantido constante (3,5 g/kg).

Assim sendo, conclui-se que, se a quantidade de vapor mantiver-se constante, a umidade relativa do ar só aumentará, se a temperatura diminuir.

Variação temporal da umidade relativa do ar

Durante o dia, quando a temperatura está mais elevada, o ar retém maior quantidade de vapor de água e, conseqüentemente, a umidade relativa do ar diminui (**Figura 5.6**).

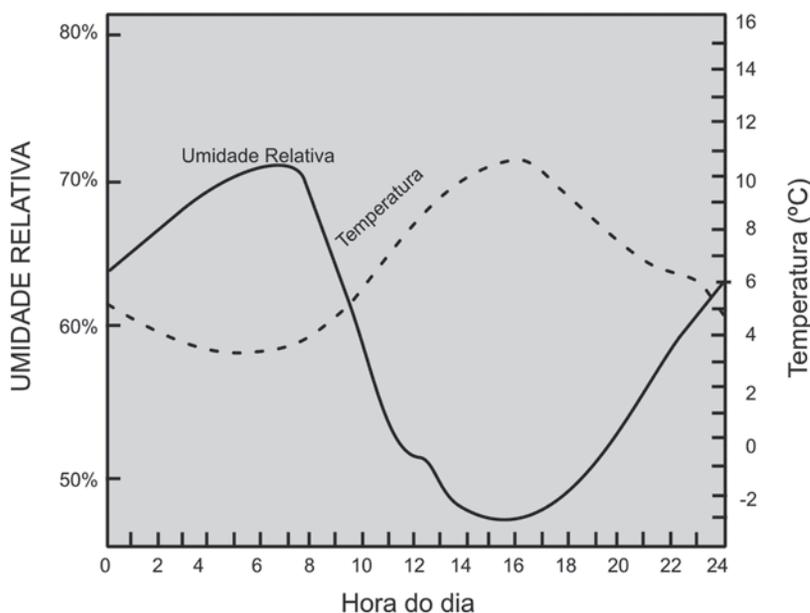


Figura 5.6: Variação horária da temperatura e da umidade relativa do ar.

Este padrão de variação diária inversa entre a temperatura e a umidade relativa do ar explica-se pelo fato de a pressão de saturação (e_s) ser muito dependente da temperatura e, também, porque a pressão atual de saturação (e_{ar}) da camada de ar normalmente apresenta uma variação pequena ao longo do dia (**Figura 5.7**).

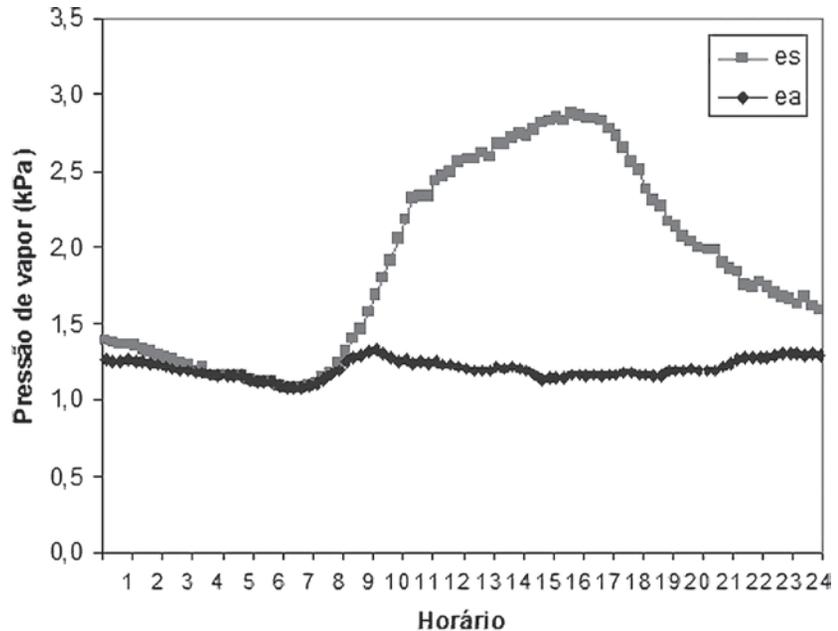


Figura 5.7: Variação horária da pressão de saturação de vapor de água (e_s , kPa) e da pressão atual de vapor (e_a , kPa).

Fonte: Pereira et al., 2002.

Nessas condições, nota-se que, teoricamente, a marcha diária da umidade relativa do ar é representada quanto aos valores máximos e mínimos, desde que não ocorram chuvas. Ou seja, com o nascer do Sol e com os acréscimos da temperatura do ar, a umidade relativa inicia sua marcha decrescente, indo alcançar um valor mínimo por ocasião da ocorrência da temperatura máxima (entre 14h e 15h) (**Figura 5.7**). A partir daí, ela inicia sua marcha crescente, seguindo as diminuições da temperatura do ar, indo alcançar seu valor máximo quando ocorre a temperatura mínima (entre 6h e 7h).

Em condições de resfriamento noturno moderado, a umidade relativa tende a se estabilizar em um valor máximo até a manhã seguinte, próximo a 100%. Durante esse período, pode ocorrer formação de nevoeiro e/ou orvalho.

Esse é o comportamento diário, esperado e normalmente observado, da umidade relativa do ar.

Variação anual da umidade relativa do ar

Como observado, o vapor de água tem como característica ser variável em quantidade. Por essa razão, a umidade relativa do ar é mais elevada sobre lagos, mares e oceanos do que sobre os continentes. A presença de vapor de água na atmosfera é oriunda da evapotranspiração que se processa tanto nas superfícies líquidas como nos vegetais e animais, por ação da radiação solar incidente. A umidade atmosférica varia não só de um lugar para o outro como, também, em um mesmo local, em função das horas do dia ou das estações do ano.

Durante o aquecimento diário da superfície terrestre, a umidade relativa é geralmente mais baixa no fundo dos vales ou nas faces diretamente expostas à incidência dos raios solares. À noite, as partes mais baixas, como o fundo dos vales, são relativamente mais úmidas e a umidade relativa mínima ocorre na posição média do declive, onde as temperaturas são mais altas.

A **Figura 5.8** representa o padrão anual da umidade relativa sobre o território brasileiro.

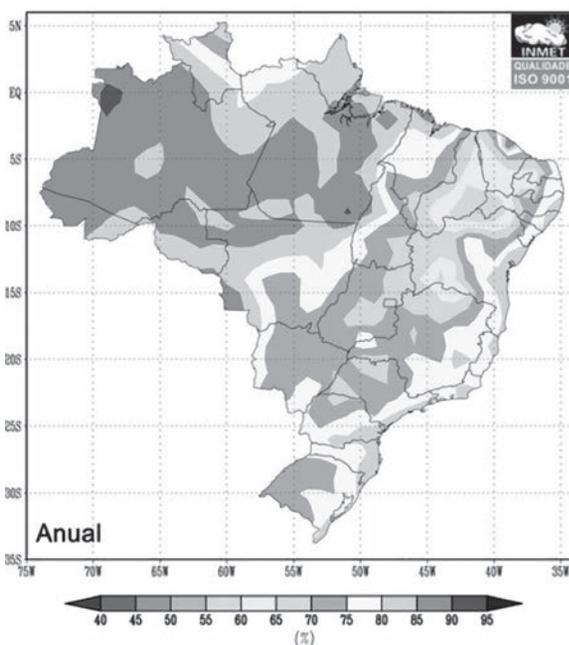


Figura 5.8: Variação temporo-espacial das médias anuais da umidade relativa do ar sobre o território brasileiro (1961-2010).

Fonte: <http://www.inmet.gov.br/html/clima/mapas/?mapa=umid>.

Advecção

Processo de transferência por movimento horizontal de uma massa de ar. Aplica-se, principalmente, à transmissão do calor por meio do movimento horizontal do ar atmosférico. Um exemplo típico de advecção seria a transferência horizontal de calor de massas de ar de latitudes baixas para as latitudes altas.



Em escala regional, verifica-se que a umidade relativa média anual apresenta os valores mais altos (≈ 85 a 90%) nas regiões litorâneas, em consequência da constante **advecção** da massa de ar úmida, oriunda do oceano Atlântico. Este processo, além de manter elevada a umidade relativa, faz com que ela apresente variação anual muito pequena.

Atende ao Objetivo 2

2. Você estudou que o ar atmosférico sempre contém quantidade variável de vapor de água, conforme a temperatura, região, estação etc. Esse vapor, resultante da evaporação das águas dos mares, rios e lagos, sobretudo pela ação do calor solar, sobe na atmosfera e passa a fazer parte de sua composição.

Mensalmente, o Instituto Nacional de Meteorologia – INMET divulga na sua página (www.inmet.com.br) boletins, mostrando o campo médio da umidade relativa do ar, como o referente ao trimestre de junho a agosto, em que os tons claros de cinza são representados por áreas do território nacional que são mais afetadas pelos baixos teores de umidade do ar.

.....

muito menor em ambiente de ar seco permite, ao contrário, uma evaporação rápida do suor e uma conseqüente diminuição de temperatura.

Se você vive em um lugar em que o ar é seco no verão, isto é, a umidade relativa é baixa, você sua livremente e pode suportar temperaturas superiores a 40°C. Em um lugar de muita umidade, você sente calor mesmo a 25°C. Não é o calor, é a umidade que faz você sentir-se mal. Assim sendo, o seu conforto depende tanto da temperatura do ar como da umidade relativa do ar.

Como você estudou, a umidade relativa de um volume de ar é a relação entre a quantidade de vapor de água que ele contém e o que conteria, se estivesse saturado.

Os valores da umidade relativa, normalmente encontrados próximo à superfície da Terra, estão em torno de 60%; já em um deserto, onde a temperatura sobe, por vezes, a valores maiores que 45°C, a umidade relativa é de apenas 15%.

Como você pode constatar, no Brasil, alterações no grau de umidade do ar podem ser notadas frequentemente – vide figura desta atividade. Foi isso que aconteceu nos meses de junho, julho e agosto, quando o INMET registrou valores mínimos de umidade de 19% em Tauá/CE; 20% em Goianésia/GO; 21% em Bom Jesus da Lapa/BA; 24% em Rondonópolis/MT; 25% em Sidrolândia/MS e 26% em Campos do Jordão/SP. Assim sendo, nessas e em outras regiões do território brasileiro, suas populações ficaram mais susceptíveis aos impactos físicos e biológicos decorrentes da baixa umidade relativa do ar. Tais como:

- complicações respiratórias, devido ao ressecamento de mucosas;
- sangramento pelo nariz;

- ressecamento da pele;
- irritação dos olhos;
- eletricidade estática nas pessoas e em equipamentos eletrônicos;
- aumento do potencial de incêndios em pastagens e florestas.

Medindo a umidade relativa do ar

Para a climatologia, o termo umidade relativa do ar refere-se à presença de vapor de água na atmosfera, e não à presença da água nas formas líquida e sólida. Ao contrário do que acontece com os demais gases que compõem o ar seco, o vapor de água apresenta-se na atmosfera em proporções muito variáveis e em mistura com o ar seco.

O monitoramento do vapor de água contido na atmosfera pode ser feito diretamente por instrumentos de leitura direta (higrômetros) ou através de seus equivalentes registradores, denominados de higrógrafos.

Estes instrumentos variam de construção na prática, de acordo com o tipo de observação a que se destinam. No entanto, as observações mais precisas da umidade relativa do ar são obtidas através de psicrômetros. Vamos conhecer esses equipamentos.

Psicrômetro

O psicrômetro é composto de dois termômetros idênticos, porém um deles tem o bulbo, envolvido com um cadarço de algodão, mantido constantemente molhado. A água vai sendo perdida a uma taxa dependente da concentração de vapor no ar atmosférico. O primeiro termômetro é chamado bulbo seco (T_s) e o segundo termômetro, bulbo úmido (T_u). Sob o termômetro úmido, preso também ao suporte, existe um recipiente com água acoplada ao cadarço que recobre o bulbo do termômetro com a finalidade de

mantê-lo molhado. O psicrômetro é montado verticalmente, lado a lado, em suporte alocado no interior do abrigo meteorológico (**Figura 5.9**).



Figura 5.9: Conjunto psicrométrico, composto de um termômetro de bulbo seco e de bulbo úmido, mantido no interior de abrigo meteorológico.

Quanto maior a diferença entre essas temperaturas, maior será o poder evaporante do ar, indicando que a concentração de vapor de água na atmosfera está distante do valor de saturação, isto é, que a umidade relativa é baixa. Quando as temperaturas desses termômetros aproximam-se, significa que o teor de vapor de água está próximo do valor de saturação, ou seja, que a umidade relativa é alta.

Esse equipamento faz parte das estações meteorológicas convencionais, ficando dentro do abrigo e não necessitando de calibração.

Higrógrafo

É um instrumento mecânico que se baseia no princípio de modificação das dimensões (contração/expansão) de um feixe de cabelo humano, com a variação da umidade do ar

(Figura 5.10). A modificação do comprimento do feixe aciona um sistema de alavancas, que movimenta uma pena sobre um hidrograma (**Figura 5.11**), o qual está fixado a um tambor cujo movimento está atrelado a um sistema de relojoaria que permite o registro contínuo da umidade relativa do ar.

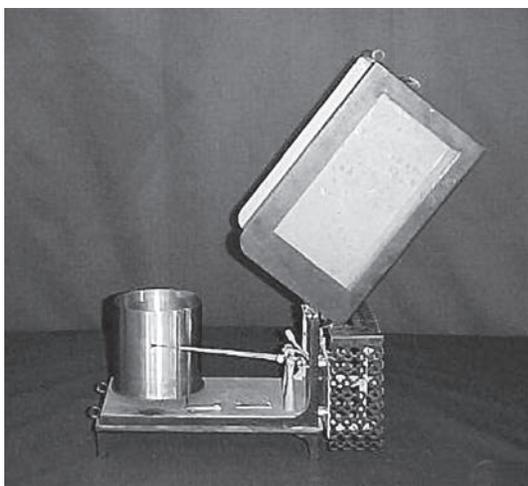


Figura 5.10: Higrógrafo de cabelo.

Fonte: <http://www.astro.mat.uc.pt/novo/observatorio/site/museu/Y0266hig.JPG>

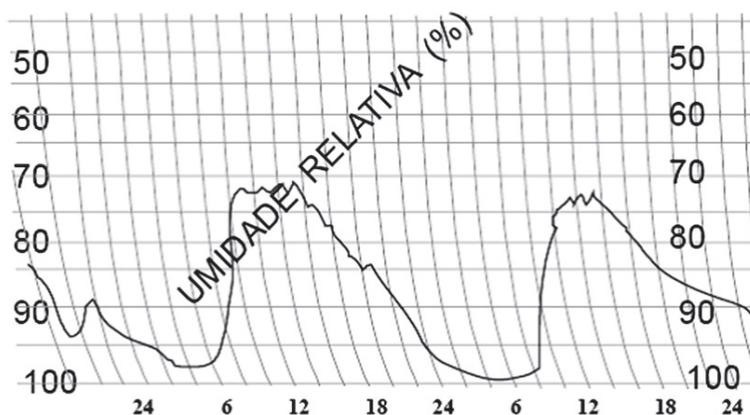


Figura 5.11: Exemplo de higrograma, apresentando a marcha diária da umidade relativa do ar (%), monitorada em um abrigo meteorológico por higrógrafo.

Fonte: Varejão (2002).

Estimando a umidade relativa do ar

Como você pode observar nesta aula, o registro contínuo do teor de umidade relativa do ar pode ser obtido por meio de higrógrafos. Porém, valores mais exatos dessa variável são usualmente obtidos a partir da leitura das temperaturas de bulbo seco (T_s) e úmido (T_u), obtidas por meio de psicrômetros.

Existem métodos que nos permitem estimar as características psicrométricas do ar atmosférico de um local, a partir das leituras das temperaturas psicrométricas (T_s ; T_u).

Assim sendo, para se evitar o uso de um método analítico muito laborioso e, conseqüentemente, facilitar a estimativa do conteúdo de vapor de água na atmosfera ou a umidade relativa do ar climatologistas utilizam-se de tabelas ou **ábacos psicrométricos**, produzidos a partir das formulações propostas, de tal forma que a estimativa da umidade relativa do ar torna-se mais fácil e rápida. Assim são utilizadas tabelas psicrométricas para se estimar a umidade relativa do ar, para pressão de referência de 760 mmHg, ou 1.003 mb, que é aproximadamente a pressão dominante ao nível do mar (**Figura 5.12**).

Por exemplo, considere a leitura de um psicrômetro, sendo a temperatura do bulbo seco $T_s = 19^\circ\text{C}$ e a depressão psicrométrica ($T_s - T_u$) = $3,5^\circ\text{C}$. Ao recorrer à tabela a seguir, na intersecção da coluna ($3,5^\circ\text{C}$) com a linha (19°C), encontra-se o valor da umidade relativa de 70%.

Ábacos psicrométricos

A psicrometria é a parte da termodinâmica que tem por objetivo o estudo das propriedades do ar úmido. É o ábaco (diagrama de relações múltiplas) que permite representar graficamente as evoluções do ar úmido. Ou seja, cada ponto do ábaco representa uma combinação de ar seco e vapor d'água.

Δt t_s	0.5	1.0	1.5	2.0	2.5	3.0	3.5	4.0	4.5	5.0	6.0	7.0	8.0	9.0	10
3	92	84	76	69	62	54	47	40	32	25	12	*	*	*	*
4	93	85	77	70	63	56	49	43	35	29	16	*	*	*	*
5	93	86	78	72	65	58	51	45	38	32	30	*	*	*	*
6	94	87	80	73	66	60	54	47	41	35	23	11	*	*	*
7	94	87	81	74	67	62	54	49	43	38	26	15	*	*	*
8	94	88	82	75	69	64	56	51	46	40	29	19	*	*	*
9	94	88	82	76	70	65	59	53	48	42	32	22	12	*	*
10	94	89	83	77	71	66	61	56	51	45	35	26	17	*	*
11	94	89	83	78	72	67	66	57	52	47	37	26	19	*	*
12	94	89	84	78	73	68	63	58	53	48	38	30	21	*	*
13	95	89	84	79	74	69	64	60	55	50	40	32	24	15	*
14	95	90	85	79	75	70	65	61	57	52	48	34	26	18	*
15	95	90	85	80	76	71	66	62	58	53	44	36	28	20	13
16	95	90	85	80	77	72	67	63	59	55	46	38	31	23	16
17	95	90	86	81	77	72	68	64	60	56	48	40	36	25	18
18	95	90	86	82	78	72	69	65	61	57	49	42	35	27	20
19	95	91	86	82	78	74	70	66	62	58	51	44	37	29	22
20	96	91	87	83	79	74	71	66	63	59	58	45	38	31	24
21	96	91	87	83	79	75	71	67	64	60	53	45	39	32	26
22	96	91	88	84	80	76	72	68	64	61	54	47	41	34	28
23	96	92	88	84	80	77	73	69	65	62	54	48	42	36	30
24	96	92	88	85	81	77	74	70	66	63	55	49	43	37	31
25	96	92	88	85	81	78	75	71	67	64	56	51	45	39	36
26	96	92	89	85	81	78	75	71	67	64	58	52	46	40	35
27	96	93	90	86	82	79	76	72	69	65	59	53	47	41	36
28	96	93	90	86	82	79	76	72	69	66	60	54	48	42	37
29	96	93	90	86	82	79	76	73	70	66	61	55	49	43	38
30	96	93	90	86	82	79	76	73	70	66	61	55	50	44	39
31	96	93	90	86	82	80	77	73	70	67	61	56	51	45	40
32	96	93	90	86	83	80	77	73	71	68	62	57	52	46	41
33	96	93	90	86	83	80	77	74	71	68	63	57	58	47	42
34	96	93	90	87	83	80	77	74	71	69	63	58	52	48	43
35	97	93	90	87	84	81	78	74	72	69	64	59	53	49	44
36	97	93	90	87	84	81	78	75	72	70	64	59	54	50	45
37	97	93	90	87	84	81	78	75	73	70	65	60	54	51	46
38	97	93	91	88	85	82	79	75	73	70	66	61	55	51	46
39	97	94	91	88	85	82	79	76	74	71	66	61	56	52	46
40	97	94	91	88	86	82	79	76	74	71	66	61	56	52	47
41	97	94	91	88	86	83	80	76	75	71	67	62	57	53	47
42	97	94	91	88	86	83	80	77	75	72	67	62	57	53	48
43	97	94	91	89	87	83	80	77	76	72	67	62	58	54	48
44	97	94	91	89	87	84	81	77	76	72	68	63	58	54	48
45	97	94	91	89	87	84	81	78	76	73	68	63	59	55	49

Figura 5.12: Utilização de tabela psicrométrica para estimar a umidade relativa do ar em função da depressão.

Quanto ao uso do ábaco psicrométrico (**Figura 5.13**), considere que um psicrômetro forneceu-nos em determinada hora do dia temperaturas de $T_s = 25^\circ\text{C}$ e $T_u = 20^\circ\text{C}$.

Para você estimar a umidade relativa do ar nesse horário e local, basta que você marque no ábaco psicrométrico, nas escalas correspondentes, as temperaturas do bulbo seco (25°C) e úmido (20°C).

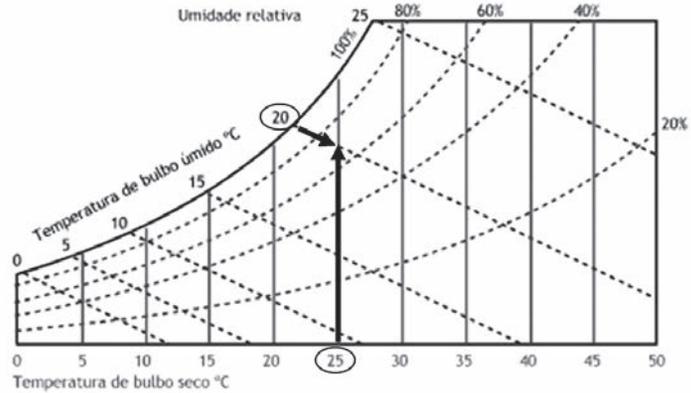


Figura 5.13: Ábaco psicrométrico.

A partir da marcação das temperaturas do bulbo seco do bulbo úmido no ábaco psicrométrico, trace uma reta perpendicular a cada um dos eixos citados. A intersecção das duas retas traçadas define a umidade relativa correspondente às temperaturas fornecidas. Para o exemplo dado, a umidade relativa é estimada em 70%.



Atende ao Objetivo 3

3. Imagine que você estava participando de uma pesquisa sobre o Rio de Janeiro e precisava ir até a estação meteorológica para saber a umidade relativa do ar. Chegando à estação, você observou que o psicrômetro marcava 30°C, no termômetro de bulbo seco, e 20°C, no termômetro de bulbo úmido. Calcule a umidade relativa do ar, descrevendo como você achou o valor.

Resposta Comentada

Sabendo a temperatura dos termômetros de bulbo seco e úmido, você pode calcular a umidade relativa do ar de duas maneiras: utilizando a tabela psicrométrica ou o ábaco psicrométrico.

Com a tabela psicrométrica, você precisará da temperatura do bulbo seco (30°C) na coluna; e da diferença entre as temperaturas ($30^{\circ}\text{C} - 20^{\circ}\text{C} = 10^{\circ}\text{C}$) na linha superior. Volte à tabela psicrométrica e veja que a interseção é 39% de umidade.

Com o ábaco psicrométrico, você precisará das duas temperaturas (bulbo e seco e úmido). Nesse caso, a precisão será menor. Note que, ao buscar as interseções dos valores, você encontra um ponto pouco abaixo dos 40% de umidade.

CONCLUSÃO

Para a climatologia, 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 saber como o tempo comportar-se-á. Quando os instrumentos indicam umidade relativa de 100%, isso quer dizer que o ar está totalmente saturado com vapor-d'água e não pode conter nem um pouco a mais, indicando a possibilidade de chuva. Mas isso não significa que a umidade relativa deva ser de 100% para que chova – basta que a umidade relativa do ar atinja 100% onde as nuvens estão se formando. Enquanto isso, a umidade relativa próxima ao solo pode ser muito menor.

Em suma, nesta aula, o tema umidade do ar foi abordado e assim identificada a sua distribuição espaço-temporal e as principais formas de monitoramento, bem como a estimativa dessa importante variável meteorológica para uso nos seus estudos futuros em climatologia.

Atividade Final

Atende aos Objetivos 1, 2 e 3

Algumas condições climáticas e naturais afetam a segurança do trânsito. Diante de tudo o que você estudou nesta aula, imagine-se dirigindo em um dia quente, com a temperatura próxima aos 30°C e com a quantidade de vapor-d'água no entorno da estrada bem próxima do limite de saturação, do ponto de orvalho. A 30°C, o valor do ponto de orvalho é cerca de 30 g/m³. Agora, imaginemos que, em um trecho da estrada, a temperatura diminuísse em 5°C, sendo que, para a temperatura de 25°C, o ponto de orvalho é de 23 g/m³. A diferença de aproximadamente 7 g/m³ de vapor-d'água que estava no ar não "cabe" mais, ou seja, o ar não consegue retê-la. O que acontece nesta situação?

Resposta Comentada

Como você já deve ter notado, na natureza, a água apresenta-se nos estados líquido, sólido (gelo) e gasoso (vapor), estando em constante interação com a superfície terrestre e com a atmosfera. A compreensão desta interação não é simples, pois a água pode mudar de estado em muitas ocasiões e em outras sua presença não é tão evidente, como, por exemplo, quando se evapora. Da mesma forma que acontece com o orvalho, a neblina é uma forma de condensação superficial que ocorre próximo à superfície da Terra. Na verdade, o processo de formação de uma neblina ou nevoeiro dá-se através da suspensão de minúsculas gotículas de água numa camada de ar bem próxima do solo. Por isso, esse fenômeno pode ser detectado quando o ar quente e úmido, em contato com o solo frio ou com superfícies líquidas (como também pode

ser observado em rios, lagos e em regiões litorâneas), perde calor e se condensa. Por essa razão, algumas condições climáticas e naturais afetam a sua visibilidade e conseqüentemente as condições de segurança do trânsito.

RESUMO

Nesta aula, estudamos que o conteúdo de vapor de água existente na atmosfera é denominado de umidade do ar. Os valores podem ser expressos em forma relativa (%) ao seu ponto de saturação. Esse é um dos elementos analisados para a caracterização climática de um determinado local.

Entre os métodos utilizados para medir a umidade do ar estão o psicrômetro (calcula a velocidade de evaporação da água) e o higrômetro (mede a quantidade de água presente nos gases). Esses dados podem ser obtidos através de porcentagens, por exemplo: a umidade relativa do ar é de 75%. Nesse caso, significa que restam 25% para o ar reter todo o vapor de água e transformá-lo no estado líquido.

Vários fatores influenciam na umidade do ar, tais como: temperatura, cobertura vegetal, quantidade de edificações, presença de rios, lagos, mares etc.

Informação sobre a próxima aula

Na próxima aula, você verá como o ar atmosférico movimentar-se horizontalmente. Ou seja, estudaremos o vento, que é o único elemento meteorológico estudado como uma grandeza vetorial para a qual são necessários dois dados para sua caracterização: velocidade e direção.

Aula 6

Pressão atmosférica

Lucio de Souza

Ricardo Augusto Calheiros de Miranda

Meta da aula

Apresentar as bases conceituais sobre pressão atmosférica.

Objetivos

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

1. definir os conceitos associados à pressão atmosférica;
2. localizar os sistemas de pressão atmosférica e o estado médio de tempo associado a cada um deles.

INTRODUÇÃO

A palavra pressão tem muitos significados e pode facilmente ser utilizada em vários momentos de nossa vida cotidiana. É comum ouvirmos na imprensa que “o equipamento não suportou a pressão e foi destruído” ou “o ministro não suportou a pressão da opinião pública e entregou seu cargo”, ou ainda “a seleção brasileira de futebol pressionou o adversário o tempo todo, mas a vitória foi pelo placar mínimo”. Na saúde também temos pressão... “O senhor está com a pressão arterial alta, precisa de exercícios físicos e dieta para se tratar.” Enfim, poderíamos escrever uma enciclopédia sobre o uso da pressão em diferentes momentos da nossa vida. Nesta aula, vamos entender como a pressão na atmosfera afeta nossa vida no dia a dia e auxilia na caracterização do clima em uma determinada região.

Pressão, o que é?

O significado físico de pressão (p) é definido como sendo força normal por unidade de área, ou seja, força por área, devendo ser lida exatamente como colocada na definição: força por unidade de área. A equação da Física que representa a pressão é bem simples e escrita como:

$$p = \frac{F}{A} \quad (1)$$

Uma aplicação prática dessa equação nos leva a pensar porque o prego tem uma cabeça chata e uma ponta fina. É dessa forma que as pancadas na cabeça chata do prego fazem com que a força por unidade de área em sua ponta seja elevada a ponto de o prego conseguir penetrar em superfícies duras como paredes e madeira, por exemplo.



Figura 6.1: Pressão exercida pela pancada do martelo na cabeça do prego.
Fonte: <http://www.sxc.hu/photo/36128>

Pressão, no sistema internacional de unidades – ou seja, aquele que utiliza as unidades mais conhecidas em nosso país, tais como, metro, quilograma, segundo –, é dada em Pascal (Pa). Um Pascal representa um Newton (N) de força por metro quadrado:

$$F = ma; \quad (2)$$

Força é massa vezes aceleração, dada em newtons, uma unidade que resume a seguinte conta: kg x m/s².

Então, a pressão como força por unidade de área é dada por Newton em uma unidade de área, ou seja: N/m², o que define a unidade de pressão no sistema internacional como Pascal (Pa). Unidades múltiplas do sistema internacional (grama, centímetro, centímetro quadrado) definem outras unidades de pressão, como o dyna ou o bar. Mas, neste curso, trataremos do sistema de unidades padrão no Brasil, portanto somente o Pascal será utilizado para nos referirmos à pressão. Sucintamente, a Equação 3 ilustra o Pascal:

$$1Pa = 1 \frac{N}{m^2} \quad (3)$$

A unidade Pascal (Pa) tem em seu submúltiplo o hectopascal, que corresponde a 100 Pa, a unidade responsável pela graduação da pressão atmosférica. O elemento pressão atmosférica constitui uma das grandezas básicas da meteorologia que auxilia na definição dos sistemas de tempo que atuam em determinada região. Passemos a compreendê-la de forma mais detalhada.

Pressão atmosférica

A terra encontra-se envolvida por uma grande camada de ar. Assim como todos os corpos, o ar tem peso. Dessa forma, qualquer ponto dentro da atmosfera está sujeito a uma pressão correspondente ao peso da coluna de ar que está sobre ele. Essa pressão, chamada de pressão atmosférica, representa um papel muito importante na meteorologia, pois suas variações são responsáveis pelos diferentes estados de tempo a que estamos acostumados a observar.

Em outras palavras, podemos definir pressão atmosférica como sendo a força que a coluna de ar exerce em uma unidade de área qualquer inserida na atmosfera. Essa unidade de área pode ser, por exemplo, a nossa própria cabeça e, dessa forma, a pressão atmosférica mede a pressão (força por área) que a coluna de ar atmosférico (nesse caso a força é o próprio peso do ar) exerce sobre nossa cabeça. Não são raros os dias em que nos sentimos desconfortáveis com a condição do tempo. Esses são geralmente os dias em que a pressão atmosférica encontra-se elevada, precedendo a chegada de uma frente fria, o que corresponde a uma queda na pressão, como veremos na sequência desta aula.

Medição da pressão atmosférica

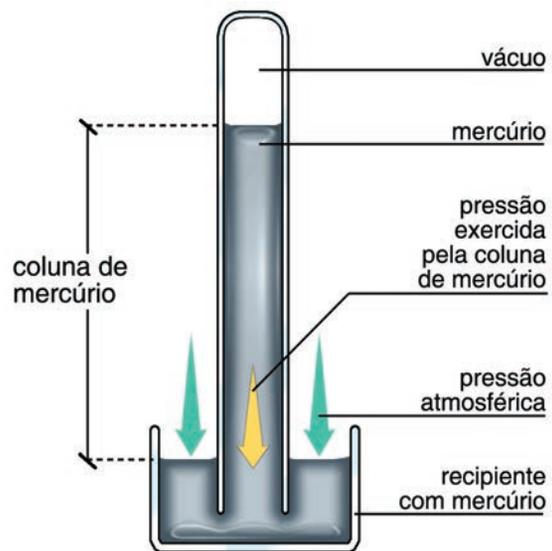
Para medirmos a pressão atmosférica de forma rigorosa e criteriosa devemos seguir uma série de procedimentos. Antes de tudo, devemos empregar o barômetro de mercúrio, ou aneroide, bem como o barógrafo (instrumento registrador de pressão atmosférica).

A **Figura 6.2** ilustra um exemplo do barômetro de mercúrio e um esquema gráfico sucinto de seu mecanismo de funcionamento.

Basicamente, o barômetro de mercúrio possui uma abertura em sua “cuba” ou base, onde existe o contato do ar com a coluna de mercúrio, que é forçada a subir um tubo capilar quando o peso do ar é elevado (alta pressão atmosférica) ou que, quando diminui a resistência do ar atmosférico, a coluna de mercúrio tende a baixar no interior do capilar (baixa pressão atmosférica). No topo desse tubo, temos vácuo, para permitir a oscilação da coluna de mercúrio com a variação da pressão atmosférica.



(a) Barômetro de mercúrio



(b) Esquema de funcionamento do barômetro

Figura 6.2: Barômetro de mercúrio (a) e desenho esquemático de seu funcionamento (b).

Fonte: Arquivo pessoal.

Sua leitura é feita através da graduação do tubo capilar que, após as correções pertinentes, fornece diretamente a pressão atmosférica naquele local de leitura. Para fins de meteorologia, os barômetros são graduados de forma a fornecer as leituras verdadeiras e nos padrões exigidos pela Organização Meteorológica Mundial –

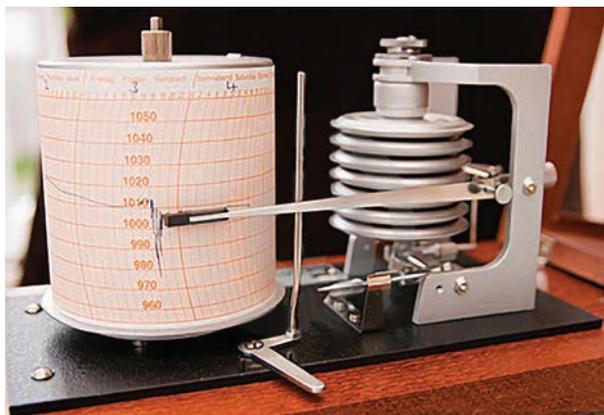
OMM. Como citado anteriormente, a escala padrão dos barômetros no Brasil, cuja finalidade é medir a pressão atmosférica no padrão requerido mundialmente, é o hectopascal.

O instrumento registrador da pressão atmosférica é o barógrafo, cujo elemento sensível é também o mercúrio, e trabalha com as mesmas premissas do barômetro, ou seja, uma área aberta para contato com o ar e variação com a altura registrando as oscilações de pressão atmosférica naquela região onde se tomam as medidas. A **Figura 6.3** é a imagem do barógrafo.

Frequentemente se utiliza a nomenclatura de microbarógrafo para se referir ao barógrafo. Por simplificação, assumiremos nesta aula esse instrumento como barógrafo, uma vez que a diferença entre eles está restrita tão somente à escala de variação da pressão atmosférica, sendo menor no micro do que no barógrafo.



(a) Barógrafo padrão



(b) Escala de graduação da pressão atmosférica

Figura 6.3: Barógrafo padrão (a) e escala de medição de pressão no barógrafo (b).

Fonte: Arquivo pessoal.

A pressão atmosférica é medida em todo o planeta nos mesmos horários padrão. Assim, é possível determinar as regiões onde a pressão está alta, o que geralmente associa um estado de tempo com poucas nuvens e sol. Onde a pressão está baixa, geralmente remonta a céu com muitas nuvens, chuva e ventos. Para tanto, necessitamos

uniformizar os valores lidos nas diferentes regiões do planeta. Esse procedimento é efetuado através da aplicação das reduções às leituras das diferentes pressões atmosféricas nos barômetros mundo afora. Esse é o nosso objeto seguinte de estudo.

Redução da pressão aos níveis padrões

Inicialmente devemos pensar no que representa um “nível padrão”. Na atmosfera, esses níveis de pressão existem para facilitar a codificação e a comparação dos valores de pressão na atmosfera como um todo, ou seja, em toda a coluna atmosférica e em toda área envolvida pela mesma. São sempre nesses níveis de pressão que devemos ter as informações de pressão atmosférica, representando assim um perfil mínimo de variação da pressão.

Depois, para facilitar o entendimento, devemos considerar que a pressão varia com a altura segundo uma relação dada pela *equação hidrostática*, onde pressão atmosférica e altura são correlacionadas. Dessa equação conseguimos extrair qual a altura correspondente a um determinado nível de pressão, ou se estamos em um determinado nível de pressão, estaremos a uma altura correspondente dada por essa expressão. Nesse ponto, é possível informar que quanto maior a altitude em que estivermos, menor será a pressão atmosférica, pois quanto mais alto, menor o comprimento vertical da coluna de ar e, por consequência, menor seu peso e sua pressão sobre esse ponto.



A equação hidrostática tem o formato voltado para relacionar pressão com altura:

$$P = P_0 + \rho gh;$$

Onde, P é a pressão em um nível qualquer, P_0 é a pressão atmosférica na superfície, ρ é a densidade do ar, g , a força de gravidade e h é a altura.

É lida da seguinte forma: a variação da pressão com a altura considera a pressão atmosférica em superfície ou em um ponto qualquer de referência, adicionada ao produto da densidade do ar pela força de gravidade e pela altura. À medida que a altura aumenta, diminuem a densidade e a força de gravidade, ou seja, pressão atmosférica e altura têm orientações opostas.

Para podermos finalmente determinar os níveis padrão de pressão atmosférica com a variação da altitude, temos que entender melhor a forma de variação da mesma pressão com a altura. Geralmente, a troposfera tem altura média de cerca de 10 km e, na superfície, a pressão atmosférica padrão foi convencionada como 1.013 hPa. Na média troposfera, temos uma variação de cerca de 5 km de altura, correspondendo a uma pressão de cerca de 500 hPa. Assim, o nível padrão que define a média troposfera é o de 500 hPa, o que corresponde a aproximadamente 5 km de altura.

Na prática, temos que comparar as pressões medidas em todo o planeta e, como sabemos que a pressão decai com o aumento da altitude, como seria a comparação da pressão atmosférica medida na cidade de La Paz, na Bolívia, a cerca de 3.600 metros de altitude, com a pressão medida no Rio de Janeiro, no nível do mar? Isso é possível porque aplicamos as correções ao valor de pressão lido no barômetro da estação e, a partir dessas correções, a pressão é normalizada ao nível do mar, podendo ser **plotada** nos mapas de tempo para comparação.

Essencialmente, os fins práticos reportam que a pressão lida diretamente no barômetro deve ser submetida às seguintes correções, ou reduções:

- redução ao nível da estação;
- redução ao nível do mar;
- redução a outro nível.

Plotagem

É a atividade de dispor em um mapa todas as informações meteorológicas disponíveis para análise e posterior previsão das condições de tempo.

A *redução ao nível da estação* é obtida através das correções da pressão a 0°C, correção instrumental e de gravidade. Reduz-se a pressão a 0°C para que a mesma não sofra influência direta da medida de temperatura. A correção instrumental aplica o erro associado à leitura do barômetro em termos de incerteza. A correção de gravidade permite aplicar a aceleração correta da gravidade a fim de fornecer a leitura correta do peso da coluna de ar. Cada estação possui uma tabela de redução a 0°C, o certificado de calibração do barômetro, bem como a incerteza da leitura para correção instrumental e, finalmente, o valor da correção da gravidade.

A *redução ao nível do mar* é feita para fins de análise dos campos de pressão nas cartas de tempo, ou cartas sinóticas em superfície. Como as altitudes das diferentes estações variam, suas pressões absolutas não podem ser comparadas. Para ser possível a comparação, faz-se a redução da pressão ao nível do mar, que deve ser calculada em função da temperatura, umidade do ar, pressão atmosférica e da altitude da estação. As reduções têm seus valores calculados para cada estação meteorológica.

A *redução a outro nível*, especialmente no caso do órgão oficial da meteorologia no Brasil, o Instituto Nacional de Meteorologia – Inmet, determinadas estações localizadas em altitudes superiores a 800 metros, podem reduzir a pressão ao nível de 850 hPa, além dos níveis do mar e da estação.

Objetivamente, temos que uniformizar as leituras do barômetro de mercúrio, pois estas não dependem somente da variação da pressão atmosférica, mas também da temperatura e da aceleração da gravidade. Então, é necessário especificar as condições normais em que o barômetro poderá fornecer as leituras exatas da pressão. Isso é realizado através das correções da temperatura a 0°C, da correção da gravidade e da correção instrumental, conforme citado anteriormente, e que ilustraremos em uma breve descrição desses procedimentos.

As leituras do barômetro são corrigidas para um valor que teria sido obtido, se o mercúrio e sua escala tivessem permanecido em suas temperaturas padrões. O valor de 0°C é essa temperatura normal, ou padrão, cujas leituras do barômetro devem ser reduzidas.

Sabemos que o valor da gravidade varia com a altitude e com a latitude, e este parâmetro influencia diretamente o valor da pressão atmosférica. O que se faz é reduzir a leitura do barômetro do valor da gravidade local para a gravidade normal (aproximadamente $9,8 \text{ m/s}^2$), pois este valor é tido como um padrão médio reconhecido pela comunidade científica. É importante ter em mente que nem sempre onde estamos o valor da aceleração da gravidade é esse.

Finalmente, todo instrumento de leitura carrega erros residuais em suas escalas de leitura e, a partir daí, toda vez que efetuamos medidas em sua respectiva escala, teremos obrigatoriamente uma incerteza. No caso do barômetro, esse erro é estipulado pelo fabricante e ajustado com um barômetro padrão, cujo certificado de validade deve ser permanentemente revalidado. Dessa forma, cada barômetro tem seu erro instrumental associado, que deve ser aplicado à leitura da pressão efetuada nesse instrumento.

Somente após esses procedimentos temos um valor de pressão atmosférica pronto para uso na previsão do tempo e na determinação das condições climáticas. Fica clara a necessidade dessas correções se pensarmos nas diferenças geográficas mundo afora. E, como a comparação de informações é um procedimento operacional da meteorologia, sem elas muito pouco poderia ser feito.



Atende ao Objetivo 1

1. PARTE 1: Valor lido de pressão atmosférica em 29/9/2010, às 18:00 GMT, na estação meteorológica convencional principal do Rio de Janeiro:

Leitura do barômetro: 1.013,6 hPa

As correções contidas na tabela da estação são:

Correção instrumental CI = +0,2 hPa;

Correção de temperatura CT = -3,8 hPa;

Correção de gravidade CG; -1,8 hPa.

a) Explique o motivo da aplicação de tantas correções à leitura de um instrumento que está calibrado e atende aos padrões internacionais.

b) Aplique as correções ao valor da grandeza.

c) Qual seria o valor de pressão a ser plotado na carta sinótica?

PARTE 2: O valor medido no barômetro localizado em Teresópolis, Rio de Janeiro, no mesmo dia foi de 914 hPa. E os valores de correção são:

Correção instrumental CI = -0,1 hPa;

Correção de temperatura CT = +2,1 hPa.

26,5	92,7	92,8	92,9	93,0	93,1	93,2	93,3	93,4
27,0	92,5	92,6	92,7	92,8	92,9	93,0	93,1	93,2
27,5	92,2	92,3	92,4	92,5	92,6	92,7	92,8	93,0
28,0	92,0	92,1	92,2	92,3	92,4	92,5	92,6	92,7
28,5	91,8	91,9	92,0	92,1	92,2	92,3	92,4	92,5
29,0	91,6	91,7	91,8	91,9	92,0	92,1	92,2	92,3
29,5	91,4	91,5	91,6	91,7	91,8	91,9	92,0	92,1
30,0	91,2	91,3	91,4	91,5	91,6	91,7	91,8	91,9
30,5	90,9	91,0	91,1	91,2	91,3	91,4	91,5	91,6
31,0	90,7	90,8	90,9	91,0	91,1	91,2	91,3	91,4
31,5	90,5	90,6	90,7	90,8	90,9	91,0	91,1	91,2
32,0	90,3	90,4	90,5	90,6	90,7	90,8	90,9	91,0
32,5	90,1	90,2	90,3	90,4	90,5	90,6	90,7	90,8
33,0	89,9	90,0	90,1	90,2	90,3	90,4	90,5	90,5
33,5	89,6	89,7	89,8	89,9	90,0	90,1	90,2	90,3
34,0	89,4	89,5	89,6	89,7	89,8	89,9	90,0	90,1
34,5	89,2	89,3	89,4	89,5	89,6	89,7	89,8	89,9
35,0	89,0	89,1	89,2	89,3	89,4	89,5	89,6	89,7
35,5	88,8	88,9	89,0	89,1	89,2	89,3	89,4	89,4
36,0	88,5	88,6	88,7	88,8	88,9	89,0	89,1	89,2
36,5	88,3	88,4	88,5	88,6	88,7	88,8	88,9	89,0
37,0	88,1	88,2	88,3	88,4	88,5	88,6	88,7	88,8
37,5	87,9	88,0	88,1	88,2	88,3	88,4	88,5	88,6

Resposta Comentada

PARTE 1:

a) As correções são necessárias para normalizar o valor lido diretamente no instrumento e permitir sua comparação com outros valores de outras estações meteorológicas para análise e previsão do tempo e posterior integração com fins climáticos.

b) $1.013,6 + 0,2 (CI) - 3,8 (CT) - 1,8 (CG) = 1.008,2 \text{ hPa}$.

c) O valor a ser plotado na carta de tempo é o corrigido, ou seja: $1.008,2 \text{ hPa}$.

PARTE 2:

a) $914 - 0,1 (CI) + 2,1 (CT) = 916 \text{ hPa}$. Para a aplicação da CG devemos recorrer à tabela fornecida e encontrar a interseção das colunas que contêm os valores da temperatura ($27,5^\circ\text{C}$) e de pressão *com as correções CI e CT já efetuadas*. Portanto, temos nesse ponto o valor 92,8, a ser adicionado aos 916: $916 + 92,8 = 1.008,8 \text{ hPa}$, que é o valor a ser plotado na carta de tempo.

b) A correção de gravidade tem um peso muito importante às leituras de barômetros efetuadas em estações de altitude. Isso se deve ao fato de quanto mais elevada em relação ao nível médio do mar (NMM) estiver uma estação, maior será o efeito da gravidade na coluna de ar acima dessa estação. Ou seja, como a pressão diminui com a altura, quanto mais elevada for a estação, maior será a CG para “nivelar” essa pressão ao NMM.

Esses valores corrigidos e plotados em um mapa de tempo são integrados ao longo de uma série histórica de dados (pelo menos 10 anos) nos horários padrão. Assim, se obtém um perfil climático da grandeza pressão atmosférica para cada estação meteorológica e cada estação do ano. Dessa forma, é possível conhecermos áreas onde a pressão atmosférica é predominantemente elevada e onde ela é baixa. A partir dessa informação, conseguimos ter uma boa aproximação do estado médio de tempo, ou mesmo do clima, de cada região cuja série de dados esteja corretamente plotada e avaliada. Esse é o tema da sequência desta aula.

Localização dos sistemas de pressão atmosférica e o estado médio de tempo associado a cada um deles

As condições de pressão atmosférica respeitam um padrão médio sazonal, ou seja, por estação do ano, em cada ponto de monitoramento. Com isso, conhecemos as regiões onde as pressões atmosféricas são mais altas e onde as pressões são mais baixas. Geralmente, as regiões onde predominam as altas pressões possuem condição média de tempo com pouca nebulosidade, ventos calmos a fracos, sendo moderados em casos extremos e, por consequência, têm ausência de chuvas na maioria dos dias. Nas regiões onde as baixas pressões prevalecem, temos ventos moderados a fortes, predominando muita nebulosidade e condições favoráveis à ocorrência de chuvas.

Inicialmente, vamos entender a estrutura vertical dos sistemas de pressão atmosférica. Já vimos que a pressão diminui com a altura e, por consequência, sempre ao compararmos pressão e altura, devemos pensá-las com sinais distintos. Em meteorologia, orientamos o sentido de crescimento das pressões para baixo, mantendo a altura crescente para cima. A **Figura 6.4** ilustra a variação média da pressão com a altitude.

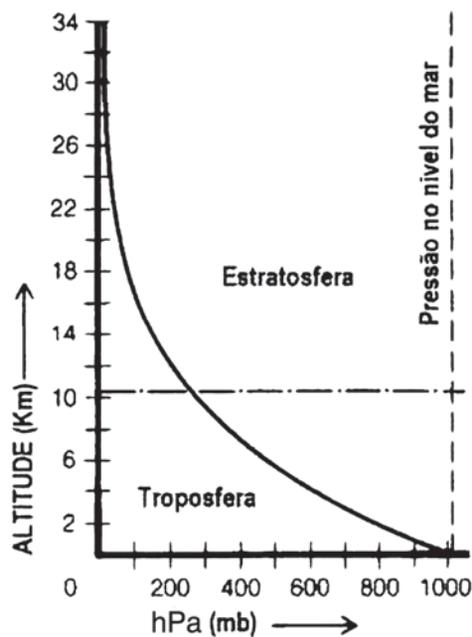


Figura 6.4: Variação da pressão atmosférica com a altitude.

Mas, ao pensarmos somente na superfície, devemos entender que os sistemas de pressão atmosférica induzem diretamente um estado de tempo e, no longo prazo, uma condição de clima. Os sistemas de alta pressão são associados a uma condição de tempo de poucas nuvens e tempo estável; já as baixas pressões estão associadas a tempo instável e céu com nuvens e chuva. A **Figura 6.5** ilustra a estrutura dos movimentos atmosféricos nas altas e nas baixas pressões atmosféricas.

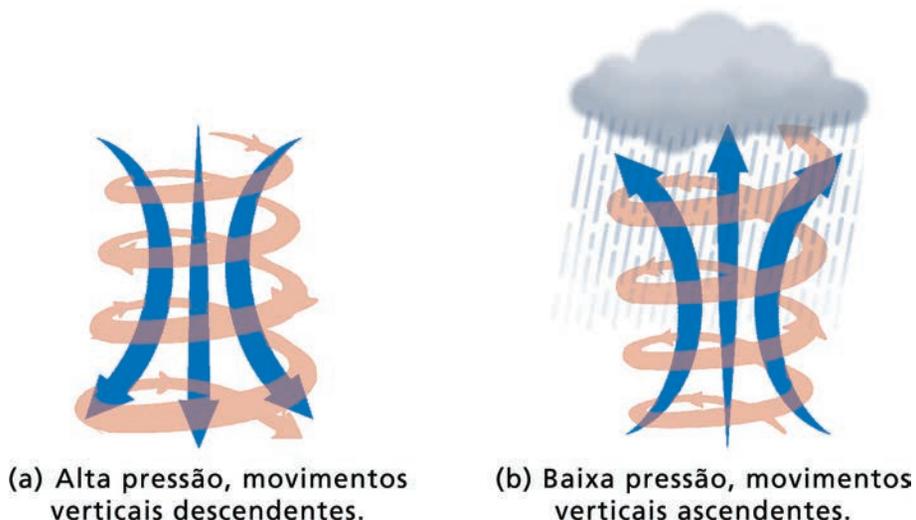


Figura 6.5: Sistemas de alta (a) e de baixa (b) pressão atmosférica.

Basicamente, a estrutura de um sistema de alta pressão induz a movimentos verticais descendentes, ou seja, o ar é forçado a descer para os níveis mais baixos e, ao tocar o solo, diverge para os lados, se espalhando na horizontal. Com esse movimento vertical descendente, o peso da coluna de ar é maior e, com isso, não temos desenvolvimento de nuvens, especialmente nuvens de chuva forte.

No caso de um sistema de baixa pressão, o ar atmosférico tende a convergir na sua base por movimentos horizontais e ascender aos níveis mais elevados da troposfera por movimentos verticais. Dessa forma, calor e umidade são transportados aos níveis mais elevados da atmosfera e sofrem processo de condensação, criando nuvens e chuva. Normalmente, próximo a um centro de baixa pressão atmosférica os ventos são muito fortes, pois a queda dos valores de pressão atmosférica tende a se intensificar em direção ao centro da baixa pressão.

Outro conceito importante é que os ventos se deslocam em superfície das regiões de alta pressão para as regiões de baixa pressão. Esse movimento gera um gradiente de pressão, ou seja, uma diferença entre os valores de pressão atmosférica medidos no plano, na faixa horizontal. Seria como se comparássemos a pressão

atmosférica medida em Porto Alegre com a medida no Rio de Janeiro, por exemplo. A diferença é o que chamamos de gradiente de pressão. Ainda conceitualmente, a pressão cai em média 10 hPa a cada 100 km. A **Figura 6.6** possui um desenho esquemático representativo desse movimento atmosférico. Conceitualmente, devemos pensar que se na superfície de um anticiclone os ventos divergem, eles devem convergir em um sistema ciclônico para que o ciclo de movimento seja completo.

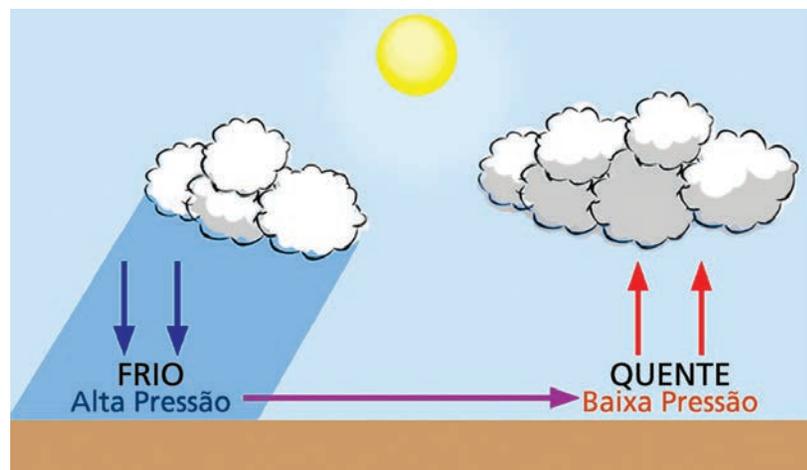


Figura 6.6: Ilustração dos movimentos horizontais entre os sistemas de alta e baixa pressão atmosféricas.

No hemisfério Sul, chamamos de anticiclones os sistemas de alta pressão que possuem giro de vento no sentido anti-horário. Por outro lado, chamamos de ciclones os sistemas de baixa pressão que possuem giro de ventos no sentido horário. Esse “giro” dos sistemas de pressão muda com o hemisfério, sendo exatamente o contrário, e isso ocorre por atuação de uma força aparente chamada “Força de Coriolis” (lê-se “Corioli”). A **Figura 6.7** ilustra a atuação dessa força.



Força de Coriolis é uma força aparente que produz uma mudança na direção dos movimentos de objetos na atmosfera e nos oceanos devido à rotação da Terra. Essa força desloca os objetos para a direita no hemisfério Norte e para a esquerda no hemisfério Sul.

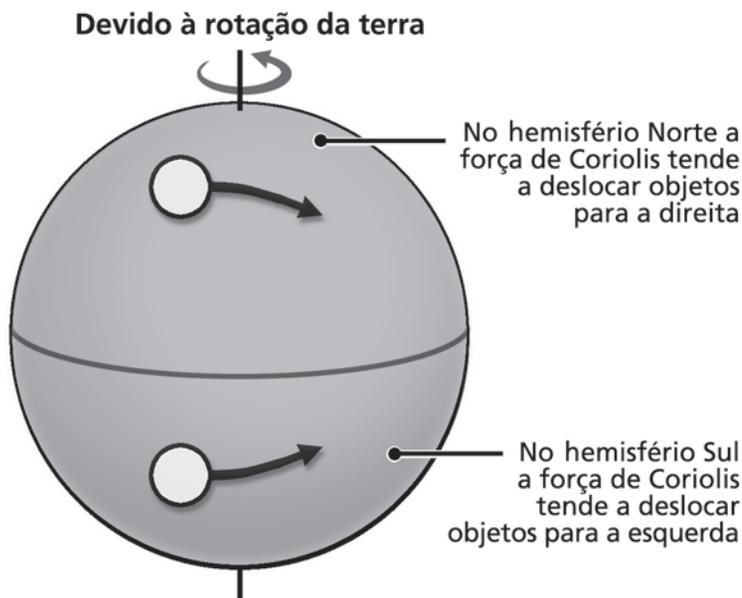


Figura 6.7: Ilustração da atuação da Força de Coriolis.

Sucintamente, podemos pensar que as condições de tempo associadas aos sistemas de pressão estão sob nosso domínio. Mas, infelizmente, as coisas na rotina operacional da meteorologia não são simples. Podemos ter chuvas com a atuação de um sistema de alta pressão atmosférica. Talvez essa seja a consideração mais importante a se pensar em termos de exceção aos conceitos colocados anteriormente.

Os movimentos horizontais na atmosfera se dão em forma de onda. Ora uma onda de calor, ora uma onda de frio. Geralmente, quando temos a chegada de uma frente fria no Rio de Janeiro, temos, na verdade, um sistema de baixa pressão forte o suficiente para

afastar o sistema de alta pressão que antes predominava. Com isso, o ar mais quente é renovado por um ar mais frio e daí o conceito de frente fria estar restrito tão somente a esse processo de troca (de um ar mais quente por um ar mais frio) por meio de uma “onda” atmosférica (de frio nesse caso).

Na retaguarda do sistema de baixa pressão, temos outro sistema de alta pressão, intercalando altas/baixas/altas pressões e configurando uma onda atmosférica. Essa alta na retaguarda de uma frente fria (baixa) geralmente traz mais chuva e frio. A diferença marcante é que em altas pressões associadas às frentes frias, as chuvas não são fortes, do tipo pancadas, como nos ciclones (baixas pressões, frentes frias). Elas são do tipo contínuo ou intermitente mas de fraca intensidade.

Visualizar esse conceito alta/baixa/alta pressão, frente fria, ar quente, ar frio fica muito difícil em termos conceituais, mas se pensarmos em uma carta de tempo, a situação tende a ser mais simples de visualizar.

A **Figura 6.8** mostra uma carta sinótica de tempo onde são plotados os dados de pressão atmosférica, temperatura e umidade do ar, a condição de tempo presente e a cobertura de nuvens no céu. Após o processo de plotagem, são traçadas isolinhas de pressão atmosférica, ou isóbaras, que demarcam a atuação dos sistemas de alta e de baixas pressões. É a partir desse cenário inicial que é realizada a análise e a previsão do tempo.

A **Figura 6.8** ilustra a presença de uma frente fria atuando no Rio de Janeiro no dia 18 de julho de 2012, com dois sistemas de baixa pressão entre o Rio de Janeiro e São Paulo (representados pela letra “B” em vermelho), bem como dois sistemas de alta pressão atmosférica (representados pela letra “A” em azul) um no oceano Atlântico, a leste das baixas pressões, e outro no continente, a sudoeste. Tente pesquisar como estavam as condições de tempo e do mar no dia 18/7/2012 na cidade do Rio de Janeiro.

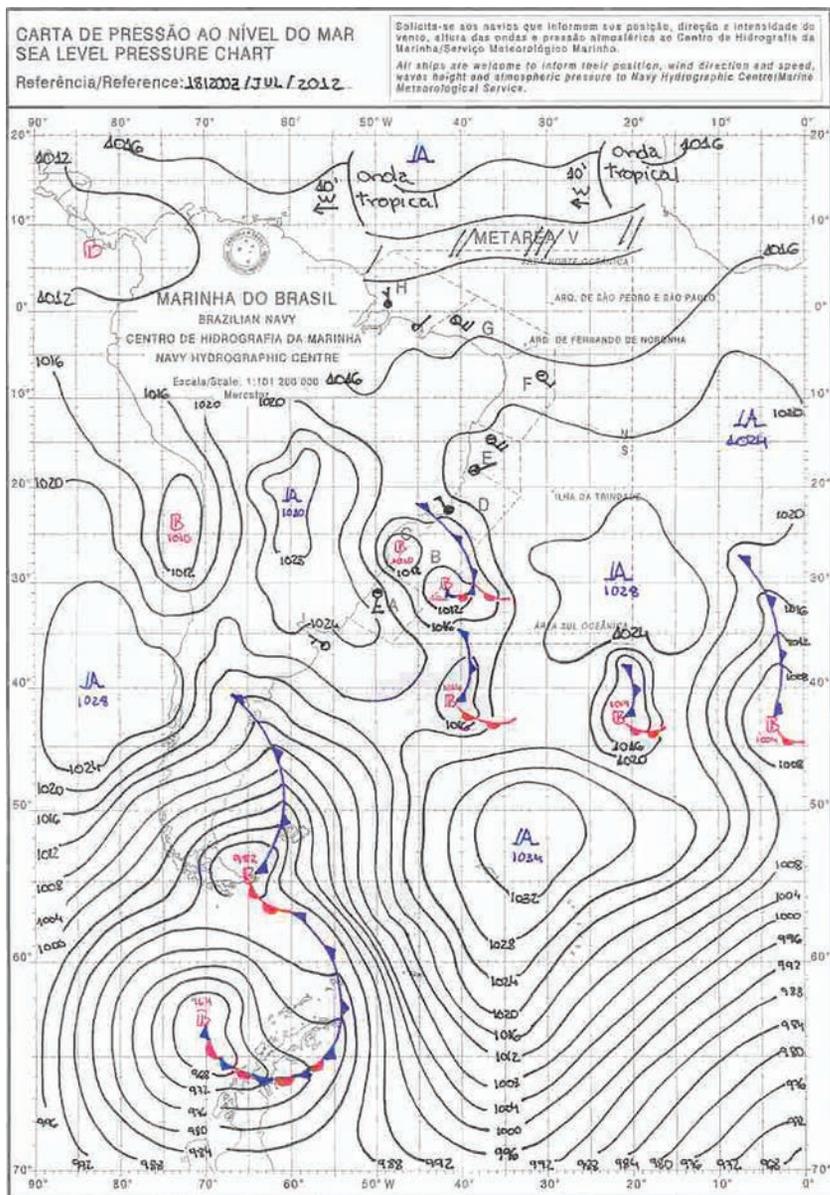


Figura 6.8: Exemplo de carta de tempo, ou sinótica, demarcando as áreas de alta pressão atmosférica (marcadas com a letra "A") e de baixas pressões atmosféricas (marcadas com a letra "B").

Fonte: Centro de Hidrografia da Marinha do Brasil.

Também podemos observar, na **Figura 6.8**, a atuação de mais duas baixas pressões atmosféricas no oceano Atlântico (logo abaixo da alta pressão citada anteriormente) e um grande sistema de alta pressão abaixo das duas pequenas baixas destacadas.

Na Argentina, temos uma nova frente fria e ondas tropicais na face do Atlântico Norte representado na carta sinótica.

Agora que sabemos, em linhas gerais, o estado de tempo associado aos sistemas de pressão atmosférica, vamos localizar o posicionamento médio desses sistemas em nosso planeta.

Localização dos sistemas de altas e baixas pressões atmosféricas no planeta

O posicionamento dos sistemas de pressão atmosférica em superfície em todo o planeta pode ser sucintamente resumido através da localização geográfica média dos mesmos. Conceitualmente, significa saber que existem sistemas de alta e de baixa pressão cujo posicionamento ou localização obedece a um modelo conceitual preestabelecido. Isso somente é possível porque os sistemas de pressão geralmente se associam às correntes oceânicas e “marcam” seu território em função dessa combinação. Assim, podemos conhecer as áreas onde geralmente temos as altas pressões, e, por consequência, uma condição de tempo estável, e as regiões onde predominam as baixas pressões atmosféricas e sua condição instável de tempo.

A **Figura 6.9** nos auxilia no entendimento desse conceito, marcando as regiões de altas e de baixas pressões atmosféricas em nosso planeta. A primeira associação direta que podemos fazer ao observar a figura é que o posicionamento dos sistemas de pressão é simétrico em relação aos hemisférios Norte e Sul.

Na interseção dos hemisférios, ou seja, na faixa equatorial, temos o que chamamos de Zona de Convergência Intertropical – ZCIT, onde os ventos alísios se encontram, formando um sistema de baixas pressões. A ZCIT resulta da convergência de dois “ventos”, demarcando uma região do planeta onde o tempo é predominantemente instável, com altas taxas de precipitação e tempestades significativas.

Os **ventos alísios** atuam na faixa equatorial do planeta, convergindo em direção ao equador geográfico. Geralmente, no hemisfério Norte, temos os alísios de nordeste; e no hemisfério Sul, temos os alísios de sudeste. A junção desses dois alísios define a Zona de Convergência Intertropical – ZCIT.

Os **ventos aliseos** geralmente não são fortes. O que é forte é exatamente a convergência dos mesmos, que gera um movimento ascendente na vertical, contribuindo para a permanente formação de nuvens de tempestade na região equatorial de todo o planeta. É importante marcarmos que a latitude associada à ZCIT é sempre baixa (centro em 0° de latitude).

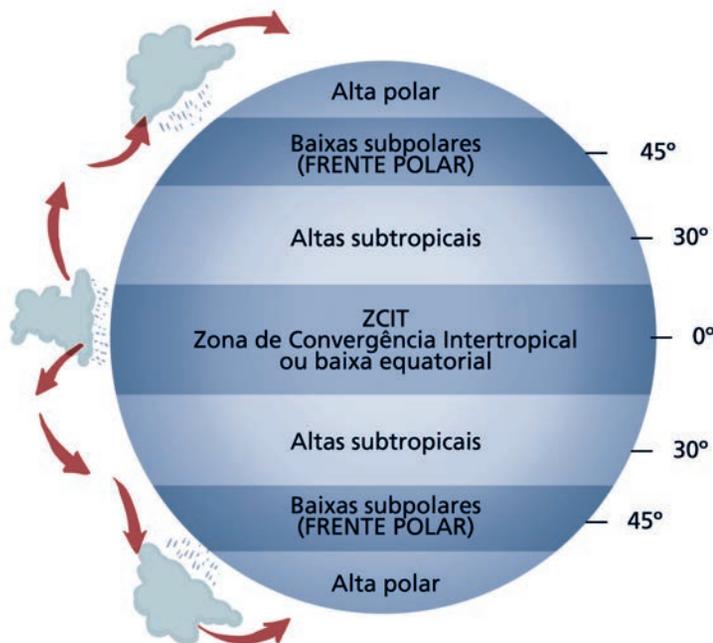


Figura 6.9: Posicionamento dos sistemas de altas e de baixas pressões atmosféricas no planeta.

Após a região equatorial temos a zona onde predominam as altas pressões atmosféricas, chamadas de altas subtropicais. Nessas áreas, o movimento atmosférico em superfície é divergente e os movimentos na vertical são descendentes, implicando uma região de pouca nebulosidade, ventos máximos moderados e tempo estável. Isso ocorre em torno de 30° de latitude, demarcada como o “centro climatológico das altas” em ambos os hemisférios.

Após esse grande cinturão de altas, temos as chamadas baixas subpolares, nas quais já sabemos que os movimentos horizontais são convergentes e os verticais ascendentes. Com isso, temos um regime

instável e tempo associado com muita nebulosidade e chuvas. Nessa região, temos também o encontro do ar mais quente, proveniente dos anticiclones, com o ar mais frio das regiões de latitudes mais elevadas, contribuindo como uma “forçante” no grau de instabilidade atmosférica. Ventos fortes e condição de tempo severo são recorrentes nessa região, que tem centro em torno de 45-60° de latitude.

Finalmente, existem os cinturões de altas polares, em que ocorre forte estabilidade atmosférica, forçando os ventos a descenderem na vertical e divergirem na horizontal, mas com intensidade forte por se tratar de uma região limite de resfriamento de ar atmosférico. Nessa região, predomina o céu com poucas nuvens, mas as condições de tempo são adversas devido ao posicionamento polar dessas altas. Além disso, com o grande afastamento da faixa equatorial, nessas regiões as temperaturas são extremamente baixas durante todo o ano, sendo que, no inverno, as temperaturas baixam a -70°C frequentemente.

A **Figura 6.9** ilustra tais condições médias de forma sucinta. É importante registrar que essa figura reporta a condições médias e não às condições reais, observadas no dia a dia. Podemos ter condição de tempo instável na faixa das altas subtropicais, como podemos ter condições mais estáveis nos cinturões de baixas subpolares. O estado de tempo dependerá única e exclusivamente do condicionamento reinante em cada região de estudo, sendo que o estado médio de tempo, climatológico por definição, pode ser resumido pelo conteúdo da figura.

teríamos uma região de tempo médio *instável* em torno do equador e uma região de tempo médio mais *estável* nas latitudes mais elevadas (vide **Figura 6.9**, mais uma vez).

O que ocorre é que com os movimentos atmosféricos, esses dois sistemas mais médios raramente são observados e dentro das áreas "climatológicas" teríamos sim presenças de outros sistemas de pressão, de área menor que aqueles mais continentais, mas efetivamente quebrando o conceito de "médio" geralmente associado.

As áreas mais críticas de variação de pressão atmosférica são aquelas em que as ondas (frentes) têm uma maior influência, ou seja, no centro-sul do Brasil. Na região equatorial, notadamente em nossa Amazônia, temos tempo instável quase que o ano todo (também há estação seca nessa região, durante os meses de inverno no hemisfério Sul, ou seja, junho, julho e agosto), por conta do predomínio de calor e umidade. No centro-sul do Brasil, a proximidade com os cinturões das baixas subpolares faz com que a variação de pressão atmosférica seja mais frequente e, com isso, mais variações de tempo sejam recorrentes. São essas áreas que estão expostas a uma frequência maior de chuvas fortes, vendavais e, por vezes, tornados. Também foi no sul do Brasil onde se registrou o único furacão do hemisfério Sul, o furacão Catarina, em março de 2004. Portanto, o centro-sul do Brasil representa sim uma região onde os sistemas de tempo variam bastante, e nessas variações, por vezes, se registram condições de tempo severo, ou até mesmo extremo, em alguns eventos.

CONCLUSÃO

A pressão atmosférica deve ser medida com todo critério e cuidado para que possamos determinar esse parâmetro de forma precisa. Através da avaliação desse parâmetro meteorológico, é possível atribuir um estado de tempo que, ao longo dos anos de monitoramento, se associa a um estado de clima na área de influência de cada estação meteorológica que contenha instrumento para medi-la.

Atividade Final

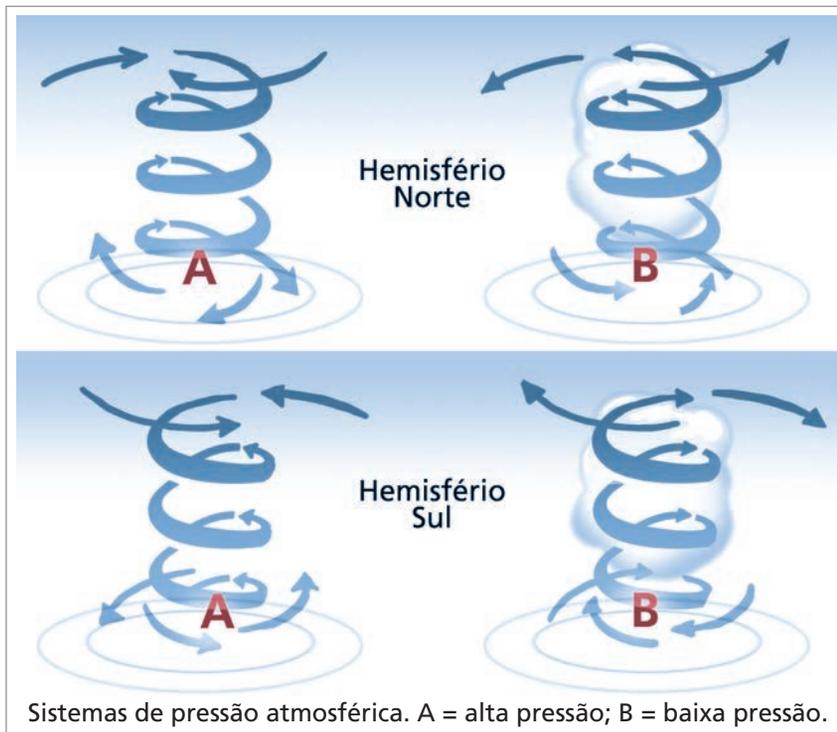
Atende aos Objetivos 1 e 2

Essencialmente, os sistemas de pressão atmosférica demarcam regiões onde o tempo está instável ou estável, severo ou calmo. Observe a figura a seguir e:

a. Identifique, somente no hemisfério Sul, onde temos possível severidade nas condições de tempo e o princípio físico gerador dessa condição.

b. Pensando somente no Brasil, qual seria a faixa latitudinal de tempo mais estável?

c. Apresente brevemente a razão dos giros dos sistemas serem diferentes de um hemisfério para o outro.



Resposta Comentada

a. Para ocorrer severidade nas condições atmosféricas, necessitamos basicamente de um sistema de baixa pressão atmosférica produzindo convergência do fluxo de ar na superfície e movimentos verticais ascendentes. Normalmente, os sistemas de baixa pressão estão localizados próximos ao equador e nos paralelos entre 45°S e 60°S , constituindo as baixas subpolares. Ora, fisicamente, se temos convergência de massa (ar) na superfície e movimentos ascendentes na vertical, temos em tese, todas as condições de formação de nuvens de tempestade, fato que pode caracterizar condição severa de tempo.

b. Tempo estável é associado aos sistemas de alta pressão atmosférica, pois os movimentos verticais são descendentes e os movimentos horizontais são divergentes. Nessas condições, temos uma forçante para baixo que inibe a formação de nuvens de tempestades e, conseqüentemente, uma condição de estabilidade atmosférica. No Brasil, temos a região subtropical, demarcada aproximadamente entre os paralelos de 20°S e 35°S , como aquela preponderante de predomínio de altas pressões atmosféricas. Detalhando ainda mais, desde o extremo sul do Brasil ao litoral do Nordeste brasileiro, cobrindo também parte da região Centro-Oeste do país, seriam as áreas de predomínio de nosso anticiclone. Aliás, utilizamos a referência de Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul – ASAS para nos referirmos a esta alta subtropical que predomina em nosso país.

c. A Força de Coriolis é a responsável pelo giro distinto dos sistemas de tempo de hemisfério para hemisfério. No caso do hemisfério Sul, ela atua desviando objetos para a esquerda do seu movimento, e isso induz giro ciclônico horário (baixas pressões) e giro anticiclônico anti-horário (altas pressões).

RESUMO

Vimos que a pressão atmosférica é um dos parâmetros meteorológicos mais importantes (não é exagero afirmar que é) e seus desdobramentos no estado de tempo, nas condições de clima e no deslocamento das massas de ar. Entendemos como sua medição deve ser efetuada e corrigida, para que no ponto de monitoramento tenhamos a pressão correta reduzida ao nível do mar. Essencialmente, altas pressões atmosféricas se associam a condições de tempo com poucas nuvens e ventos calmos. Áreas de baixas pressões são marcadas por tempo mais nublado, com ventos e chuvas, que por vezes podem ser fortes. Climatologicamente, se conhecemos as regiões onde predominam pressões atmosféricas maiores e menores, é possível determinar, com bom grau de confiabilidade, as condições climáticas dessas regiões.

Informação sobre a próxima aula

Na próxima aula, trataremos dos ventos. Afinal, o que gera os ventos? Vimos nesta aula que a pressão atmosférica faz o ar se deslocar de uma região para outra, para cima ou para baixo na atmosfera. Portanto, ao estudarmos os ventos, aplicamos os conceitos de pressão atmosférica aqui adquiridos. Faremos isso na aula seguinte.

Aula 7

Ventos de superfície

*Ricardo Augusto Calheiros de Miranda
Lucio de Souza*

Meta da aula

Apresentar as bases conceituais sobre o elemento climático vento de superfície.

Objetivos

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

1. classificar os diferentes tipos de vento;
2. identificar os fatores capazes de intervir no regime dos ventos de superfície;
3. calcular a velocidade do vento, utilizando os principais métodos de monitoramento meteorológico.

INTRODUÇÃO

Você já percebeu que, quando estamos caminhando, temos a sensação de que o ar está em constante movimentação? Diariamente, nos locais onde vivemos, percebemos que o ar movimenta-se em diferentes direções. Sua intensidade varia desde a mais leve aragem até os grandes vendavais, nos dias com tempestades.

Os ventos têm grande importância geográfica. Eles influenciam na distribuição da temperatura e, principalmente, na espacialização das chuvas sobre a superfície terrestre, ambas constituindo os dois elementos fundamentais da caracterização do clima. Os ventos também são responsáveis pelo transporte dos gases, sejam eles produzidos naturalmente ou pelas atividades humanas. Isso faz com que, ao invés de permanecerem concentrados sobre os centros emissores, os gases são conduzidos para outros locais, mantendo a concentração local em níveis suportáveis.

Na aula de hoje, vamos conhecer como são produzidos os ventos, seus diferentes tipos e funções básicas.

Como se formam os ventos?

O vento é um fenômeno meteorológico formado pelo movimento horizontal do ar em relação à superfície terrestre. O vento é gerado através de fenômenos naturais como, por exemplo, os movimentos de rotação e translação da Terra, e principalmente por ação de gradiente (diferença) de pressão atmosférica.

Em **macroescala**, os gradientes de pressão são consequência do aquecimento desigual da Terra. Isso porque os raios solares são mais intensos e mais absorvidos na região equatorial do que nos polos. Essa diferença na disponibilidade de energia radiante faz com que o ar circunvizinho a uma região aquecida expanda-se à medida que a temperatura aumenta. O ar desloca-se de uma área com pressão mais alta, normalmente mais fria, e vai para uma área de baixa pressão, mais quente. Assim, seja qual for o tipo de vento

Macroescala

Corresponde ao clima regional ou geográfico, predominante em uma extensa região geográfica. Abrange o planeta (clima planetário), passando pelas zonas de altas e baixas latitudes. Ou seja, são abordagens de grande amplitude, em que se define a circulação geral da atmosfera, com extensão horizontal de 1.000 a 5.000 km, e vertical, abrangendo toda a atmosfera.

e quaisquer que sejam as características que ele apresente, sua origem deve-se a um só fato fundamental: a diferença de pressão atmosférica entre dois locais na superfície terrestre (**Figura 7.1**).

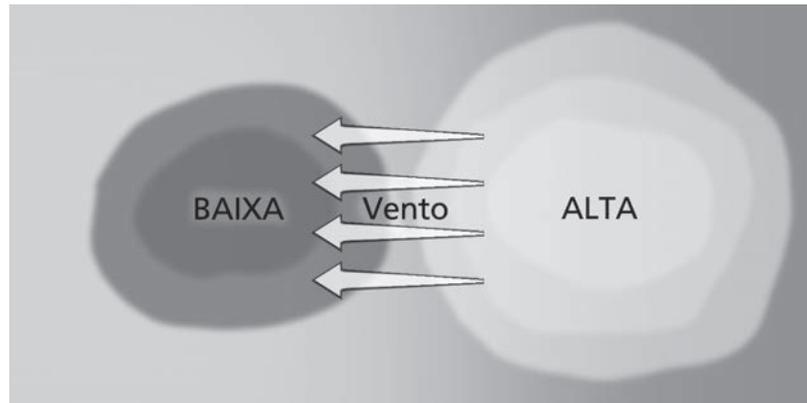


Figura 7.1: Direção do movimento horizontal do ar sobre a superfície da Terra.

Assim, nesta aula, os ventos serão tratados como o único dentre os elementos meteorológicos cuja componente horizontal é representada por uma velocidade e uma direção.

– *Velocidade do vento*

O módulo da velocidade do vento representa sua força ou intensidade. A velocidade expressa a distância percorrida pelo vento em um determinado intervalo de tempo. É normalmente expressa em metros por segundo (m/s^{-1}), em quilômetros por hora (km/h^{-1}), ou em *knots* (kt). Um *knot* (pronuncia-se *nó*) corresponde a uma milha náutica (1.852 m) por hora.

A correspondência entre essas unidades é, portanto:

$$1 \text{ kt} = 0,514 \text{ m/s}^{-1}$$

$$1 \text{ m s}^{-1} = 1,944 \text{ kt}$$

$$1 \text{ m s}^{-1} = 3,6 \text{ km/h}$$

$$1 \text{ km/h} = 0,278 \text{ ms}^{-1}$$

No que se refere à velocidade do vento, podem ser encontradas na natureza situações extremas muito diferentes. Desde aquelas próximas à calmaria (não há vento) até as típicas dos tornados e dos ciclones bem desenvolvidos (ventos com mais de 150 km por hora).

– *Direção do vento*

A direção do vento exprime a posição de onde ele sopra. Por isso, quando ouvimos dizer que está entrando um vento sudoeste (SO), implica que o vento está vindo de sudoeste e indo para noroeste (NE) e que este terá um ângulo variando entre 0° e 90°. Da mesma forma que um vento leste sopra na direção oeste. Logo, a direção de um vento é o ponto cardeal de onde ele se origina.

Em climatologia, a rosa dos ventos com os pontos cardeais (N, S, E, O) ou colaterais (NE, SE, SW e NW) é utilizada para se estimar a direção dos ventos (**Figura 7.2**).

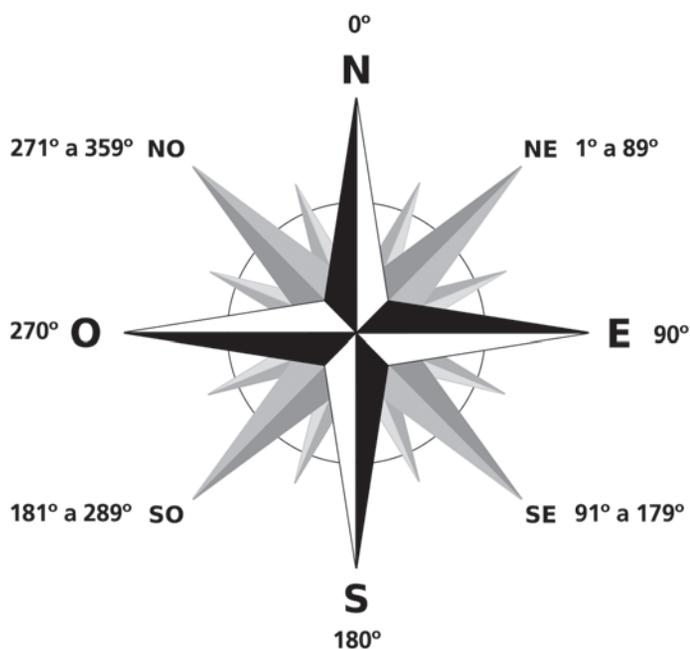


Figura 7.2: Rosa dos ventos.

Fonte: Adaptada de http://pt.wikipedia.org/wiki/Rosa_dos_ventos

A direção de um vento pode ser expressa em termos do azimute. Isto é, o ângulo que o vetor velocidade do vento forma com o norte geográfico local (0°), medido no mesmo sentido do movimento dos ponteiros de um relógio. Assim, o vento que vem do leste tem direção de 90° , aquele que vem do sul tem direção de 180° etc.

Na prática meteorológica, costuma-se fornecer a direção do vento, arredondando o azimute para a dezena de graus mais próxima (escala de 1° a 360°). Nessa escala, o valor 60° , por exemplo, significa que a direção do vento está compreendida entre 55° e 64° ; 360° refere-se a uma direção qualquer entre 356° e 4° . Nela, o valor 0° é usado quando não há vento, situação conhecida como calmaria.

A **Figura 7.3** apresenta um exemplo de um climograma, utilizado para se representar a direção média mensal predominante do vento em porcentagem, para o período de 2000 a 2005, na cidade de Santos (SP). Analisando a figura, percebe-se que a predominância dos ventos concentrou-se nos quadrante de leste a sul. Que a mesma se dividiu, durante a maior parte do ano, entre os ventos de leste (26%), sudeste (16,7%) e sul (25%). Que os ventos de norte (2,2%) e nordeste (6,7%) são pouco frequentes nessa região do litoral paulista.

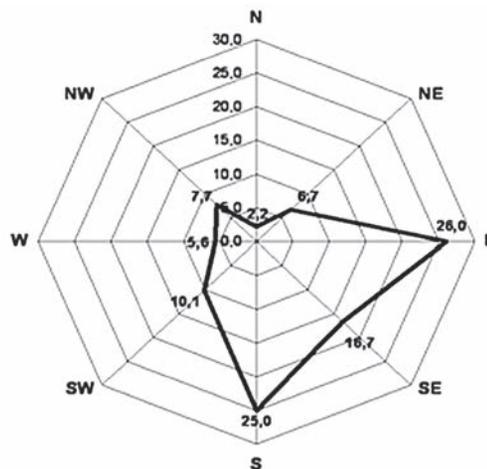


Figura 7.3: Climograma da direção predominante dos ventos na cidade de Santos (lat.: $-23,93^\circ\text{S}$, long.: $-46,3^\circ\text{W}$ e alt.: 3 m) no litoral do estado de São Paulo.

Fonte: Varejão (2002).



Atende ao Objetivo 2

1. Como parte de uma tripulação de um veleiro, você tem a responsabilidade de fornecer ao timoneiro dados sobre os ventos que sopram, durante todo o trajeto de uma regata. No instrumental de bordo, você observa que está entrando um vento sul e que, naquele instante, vocês estão navegando a uma velocidade de cruzeiro de 25 kt.

Qual seria a direção de origem desse vento norte? Qual seria a velocidade do veleiro em m/s?

Resposta Comentada

A velocidade corresponde à força com que o vento sopra, usualmente medida como uma grandeza climatológica em m/s ou km/h e, no meio náutico, em knot (kt). Logo, se o veleiro encontrava-se numa velocidade de 25 kt, a velocidade equivalente em m/s é de aproximadamente 13 m/s. Basta que você multiplique 25 kt x 0,514 para obter a velocidade do vento equivalente em m/s.

Quanto à direção do vento, convencionou-se exprimir como a direção de onde o vento vem, e não a direção para onde o vento sopra. Logo, quando entra um vento sul, significa que ele provém do norte.

Existem vários fatores que podem influenciar na formação dos ventos sobre a superfície terrestre, fazendo com que estes possam ser mais fortes (ventania) ou suaves (brisa). Vamos conhecê-los.

Ventos predominantes

Em virtude do movimento de rotação da Terra, o movimento inicial dos ventos sofre um desvio em sua trajetória. No hemisfério Sul, os ventos são desviados para a esquerda e, no hemisfério Norte, para direita. Esta força modificadora da direção dos ventos é conhecida como “Força de Coriolis”. No equador, é praticamente nula e, nos polos, é máxima, sendo mais intensa quanto maior for a velocidade dos ventos.



Força de Coriolis

A princípio, estudamos que o vento deveria se locomover de uma área de alta pressão (menores temperaturas) para outra com menor pressão atmosférica (maiores temperaturas). No entanto, o movimento de rotação da Terra faz com que essas análises sejam mais complexas.

Um engenheiro francês, chamado Gaspard de Coriolis, demonstrou que a força aparente responsável pelo desvio do vento entre dois pontos com pressões diferentes são proporcionais à velocidade angular da Terra (15° por hora), à velocidade do vento e ao seno da latitude do local (no equador, a latitude é zero e sem $0^\circ = 0$; nos polos tem-se que sem $90^\circ = 1$). Assim, essa força não atua no equador, mas é de grande importância na direção dos ventos nos polos.

Essa força, conhecida como Força de Coriolis atua no deslocamento dos fluidos em movimento sobre a

superfície terrestre, especialmente a água e o ar, no sentido horário (oeste) no hemisfério Norte e anti-horário (leste) no hemisfério Sul.

Na macroescala, fatores como latitude, movimentos de rotação e translação são responsáveis pela formação dos ventos predominantes sobre a superfície do planeta – ventos alísios.

Os ventos alísios caracterizam-se por serem quentes, regulares e constantes, soprando com velocidade fraca ou moderada dentro da região intertropical (entre os trópicos – 30°S a 0° e 30°N a 0°). Deslocam-se dos centros de alta pressão (regiões mais frias) para as áreas de baixa pressão equatorial (regiões mais aquecidas da Terra). Em virtude da Força de Coriolis, desviam-se da trajetória NS para NE (direita) no hemisfério Norte e de SN para SE (esquerda) no hemisfério Sul (**Figura 7.4**). São mais intensos no inverno, soprando com mais regularidade sobre os oceanos do que nos continentes.

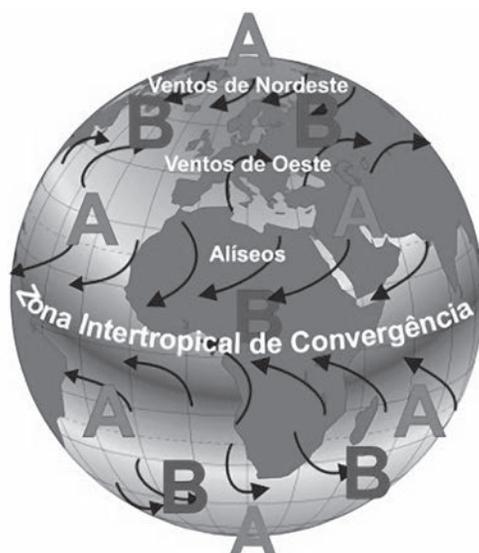


Figura 7.4: Modelo de circulação meridional da atmosfera, mostrando a distribuição espacial dos ventos alísios sobre o globo terrestre e as faixas de alta e baixa pressão de onde se originam em consequência das diferenças de aquecimento solar na Terra.

Fonte: CAP/TOMET – Fernando Garrido sob manual MDINST 395-12 da FAP.

Como a Força de Coriolis modifica o sentido dos ventos, independente dos hemisférios, esses ventos predominantes originam-se em cada faixa de latitude (**Tabela 7.1**).

Tabela 7.1: Espacialização latitudinal dos ventos alísios predominantes sobre o globo terrestre

LATITUDES	VENTOS
30° e 0° → trópicos e o equador	Alísios de NE → hemisfério Norte Alísios de SE → hemisfério Sul
60° e 30° → trópicos e sub-regiões polares	Ventos de oeste
90° → região polar	Ventos de leste

Nas regiões de convergência dos ventos alísios, normalmente ocorrem calmarias (ausência de ventos). Na região do equador, por exemplo, identifica-se uma faixa de baixas pressões, cujo centro flutua, em média, no ano, um pouco acima do círculo equatorial, latitudinalmente entre 15° N a 12° S (Zona Intertropical de Convergência – ZCIT). Nessa faixa, há elevação do ar quente e úmido, pouco vento e formação de grandes conglomerados de nuvens.



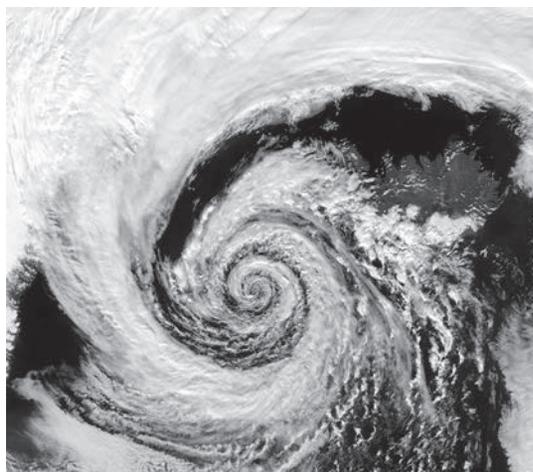
Zona de Convergência Intertropical – ZCIT é a área que circunda a Terra, próxima ao equador, caracterizada por ser uma faixa de baixa pressão e convergência (encontro) dos ventos alísios (ventos gerados pela rotação da Terra e que chegam a ocupar 1/3 da superfície do planeta, soprando de NE no hemisfério Norte e de SE no hemisfério Sul) em baixos níveis, ou seja, próximo à superfície, ao longo da faixa equatorial.

Sobre a superfície terrestre também forma-se nas latitudes 60°N e 60°S , uma faixa denominada de Zona de Convergência Extratropical (ZCET). Nesta faixa, convergem os ventos polares e os alísios de oeste, oriundos das médias latitude (30° de latitude). O encontro dos ventos polares (frios e secos) com o ar quente úmido origina sistemas frontais (ciclones extratropicais) que afetam parte do Brasil.



Atende ao Objetivo 2

2. Observe a figura, imagem de satélite de um ciclone extratropical ocorrido no hemisfério Norte, mais precisamente próximo da Islândia. O ciclone tem pressão atmosférica mais baixa do que na sua vizinhança. É em um centro de baixa pressão, ou seja, área de convergência dos ventos. Nesta imagem, mesmo que não estivesse escrito o hemisfério em que o ciclone ocorreu, você poderia afirmar, com toda a certeza, que foi no hemisfério Norte. Por quê? Quer uma dica? Lembre-se da Força de Coriolis para justificar.



Fonte: http://pt.wikipedia.org/wiki/Ficheiro:Low_pressure_system_over_Iceland.jpg

Resposta Comentada

Nos ciclones, à medida que o ar flui para o centro de baixa pressão, é influenciado pela Força de Coriolis. Assim, os ventos vão circular em espiral no sentido horário no hemisfério Sul, e no sentido anti-horário no hemisfério Norte. Então é fácil concluir que o ciclone da imagem está no hemisfério Norte, já que a espiral está no sentido anti-horário.

Ventos locais ou periódicos

A circulação geral do ar, discutida anteriormente, modifica-se acentuadamente na escala de tempo e espaço, devido ao aquecimento diferenciado entre continentes e oceanos, configuração de encostas e o relevo. Assim, os ventos de superfície podem mudar de direção com certa periodicidade (diária ou **sazonal**), em função de inversões de sentido da componente horizontal do gradiente de pressão.

Sazonal

É a característica de um evento que ocorre sempre em uma determinada época do ano.

– Monções

As monções são ventos sazonais que mudam de direção a cada seis meses, aproximadamente. O efeito de monção é causado pelo aparecimento sazonal de grandes diferenças térmicas entre os mares e as regiões continentais adjacentes. Estão associadas à alternância entre a estação seca (dezembro a maio) e a chuvosa (julho a setembro), que ocorrem em grandes áreas das regiões litorâneas tropicais e subtropicais. Ocorrem do oceano para o continente (monção continental) no verão e do continente para o oceano (monção marítima) no inverno. As monções de inverno

caracterizam-se pela estação seca com temperaturas amenas, devido ao vento fresco, oriundo do interior do continente. Em contrapartida, durante a monção do verão, prevalece um período de chuvas intensas que mudam drasticamente a paisagem. Nesse período, há uma autêntica explosão da vida, tanto no mar como no continente, que se cobre de verde. As monções são responsáveis pelo transporte de vapor de água do oceano para o continente (**Figura 7.5**).

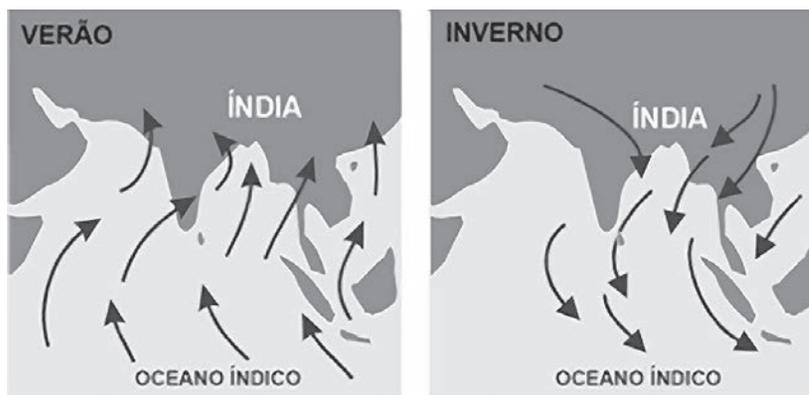


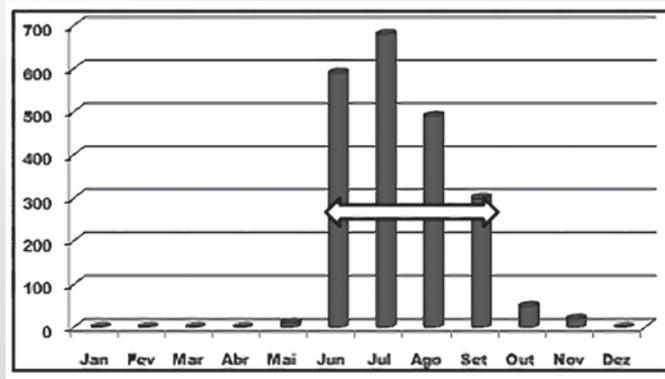
Figura 7.5: Representação das monções de inverno (julho-agosto) e verão (dezembro-janeiro) no continente asiático.

Fonte: Varejão (2005).

As monções são bem caracterizadas ao sul do continente asiático e no norte da Austrália, onde há uma inversão sazonal da direção do vento à superfície. Durante o verão, em função do maior aquecimento, desenvolvem-se, no interior do continente, áreas de baixa pressão e, em contraposição, núcleos de alta pressão formam-se sobre o oceano, cuja temperatura da superfície é menor. O gradiente (diferença) horizontal de pressão, assim estabelecido, condiciona o aparecimento de uma circulação típica, com ventos, soprando do oceano para o continente, à superfície. Esses ventos, chamados de monções de verão, são bastante úmidos (devido ao traçado oceânico) e provocam chuvas nos meses de julho a setembro.



Você sabia que Mumbai, na Índia, apresenta um total anual de 2.168 mm, o que é bastante úmido? No entanto, cerca de 90% das chuvas precipitadas concentram-se nos meses de junho a setembro. Isso mostra a influência das monções no regime de chuvas do sul do continente asiático. Observe no climograma (gráficos das variações mensais dos parâmetros meteorológicos) como a chuva é muito concentrada nos meses de junho a setembro, enquanto quase não chove durante os demais meses do ano.



Fonte: Landini (2003).

– Brisas marítima e terrestre

Junto ao litoral, devido às diferenças de temperatura e pressão entre o continente e o mar, é comum sentirmos a ação dos ventos. Diariamente, no final da manhã, sentimos o vento, vindo do mar, que atinge o máximo no princípio da tarde e desaparece ao anoitecer. Isto ocorre porque o mar, demorando mais para se aquecer, forma sobre sua superfície um centro de alta pressão. No continente, ao se aquecer mais rapidamente, forma-se um centro de baixa pressão, fazendo com que o vento sopre do mar para a terra. Este vento é denominado de brisa marítima. É mais forte nos dias mais quentes e pode ser mais fraco quando o céu está nublado.

Durante a noite, as brisas dirigem-se da terra para o mar. Nas camadas inferiores da atmosfera, devido ao resfriamento da superfície de terra, por irradiação, com muito mais rapidez do que o oceano adjacente, é gerada uma brisa. Esta se desloca da terra para o mar e é denominada de brisa terrestre. Normalmente, a intensidade da brisa terrestre é menor do que a da brisa marítima, devido à menor diferença de temperatura que ocorre no período noturno (**Figura 7.6**).

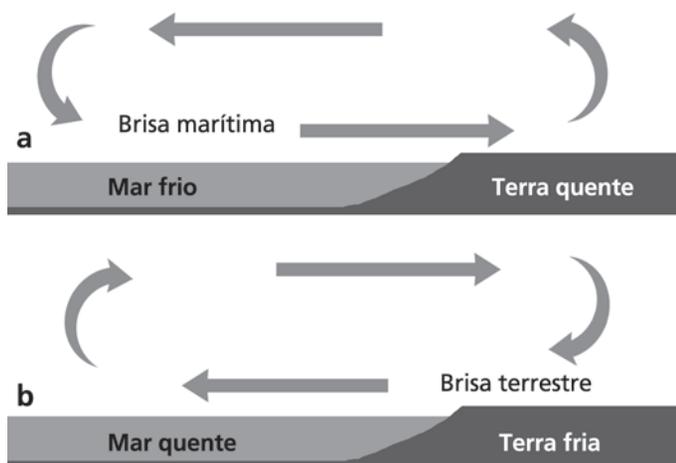


Figura 7.6: Representação das brisas marítima (a) e terrestre (b).

– *Brisas de vale e de montanha*

Sobrepostos ao sistema de geração dos ventos descrito, encontram-se os ventos locais, que são originados por outros mecanismos mais específicos. As brisas de vale e de montanha são ventos que sopram em determinadas regiões e são resultantes das condições orográficas locais, que os tornam bastante individualizados (**Figura 7.7**).

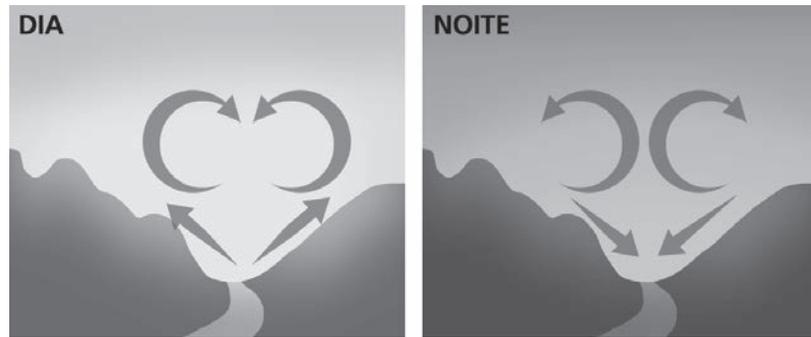


Figura 7.7: Representação das brisas de vale (dia) e de montanha (noite).

Ocorrem devido às diferenças de temperatura dentre pontos em distintas posições do relevo em consequência de intensas diferenças de aquecimento superficial. Nas encostas mais inclinadas e nas partes mais estreitas dos vales, são aquecidas pelo Sol de forma mais intensa que nas vastas superfícies dos vales ou nos picos. Estas condições conduzem a brisas de vale, durante o dia, e brisas de montanha, durante a noite.

Durante as horas de incidência solar, nas encostas aquecidas, o ar em contato expande-se (tornando-se menos denso), movimentando-se no sentido ascendente das encostas – brisa de montanha ou anabática –, o que pode facilitar a formação de nuvens no topo da montanha, se esse ar ascendente for úmido.

No período noturno, como o topo resfria-se mais rapidamente, a direção em que sopram os ventos é revertida, o ar frio das montanhas desce e acumula-se nos vales. Tal fenômeno é chamado de brisa de montanha ou catabática. Nesse caso, em noites de intenso resfriamento do ar, provocado pela ausência de nuvens no céu, o ar junto ao solo sofre intenso resfriamento devido à intensa emissão de radiação no período noturno, o que pode provocar a formação de nevoeiros e geadas.

Em vales litorâneos, pode ocorrer a associação de brisas de vale com as marítimas, dando origem a ventos de velocidade moderada.

Fatores que influenciam o regime dos ventos

O comportamento do vento, ao longo do dia, é um fator influenciado pela variação de sua velocidade ao longo do tempo. As características topográficas de uma região também influenciam o comportamento dos ventos. Em uma determinada área, podem ocorrer diferenças de velocidade, ocasionando a redução ou aceleração na velocidade do vento. Além das variações topográficas e de rugosidade do solo, a velocidade também varia seu comportamento com a altura.

Tendo em vista que a velocidade do vento pode variar significativamente em curtas distâncias (algumas centenas de metros), os procedimentos para avaliar os ventos locais devem levar em consideração todos os parâmetros regionais que influenciam nas condições do vento, como:

1. a variação da velocidade com a altura;
2. a rugosidade do terreno, que é caracterizada pela vegetação, utilização da terra e pelas construções;
3. presença de obstáculos nas redondezas;
4. relevo que pode causar efeito de aceleração ou desaceleração no escoamento do ar.

A **Figura 7.8** sintetiza, de uma forma genérica, como os ventos comportam-se quando estão sob a influência das características da superfície do solo.

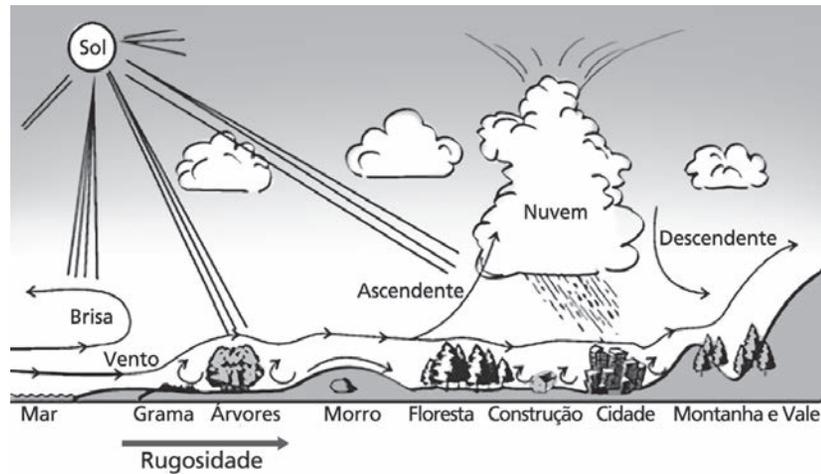


Figura 7.8: Disposição convencional dos efeitos da rugosidade do terreno natural pertencente ao estrato geográfico sobre o comportamento dos ventos.
Fonte: *Atlas eólico do Brasil*, 1998.

Medindo a velocidade e a direção do vento

Em uma estação meteorológica, o vento é caracterizado por duas grandezas: a sua direção e a sua velocidade, como dissemos no início da aula.

Denomina-se anemometria (do grego *anemós*, que significa vento) à determinação da velocidade e da direção do vento. Os instrumentos utilizados com essa finalidade são chamados de anemômetros (indicadores) ou anemógrafos (registradores), conforme efetuem, ou não, a leitura direta da velocidade, ou simultaneamente da velocidade e da direção.

Inúmeros instrumentos foram desenvolvidos para determinar os ventos superficiais, desde o rústico cata-vento, até os modernos anemômetros mecânicos e analógicos.

– *Cata-Vento de Wild*

Tradicionalmente, a observação é feita através de cata-ventos que fornecem os dados do momento das observações em graus ($^{\circ}$),

em três horários: às 9, 15 e 21 horas. O Cata-Vento de Wild (**Figura 7.9**) é um instrumento desenvolvido para medir diretamente o vento.

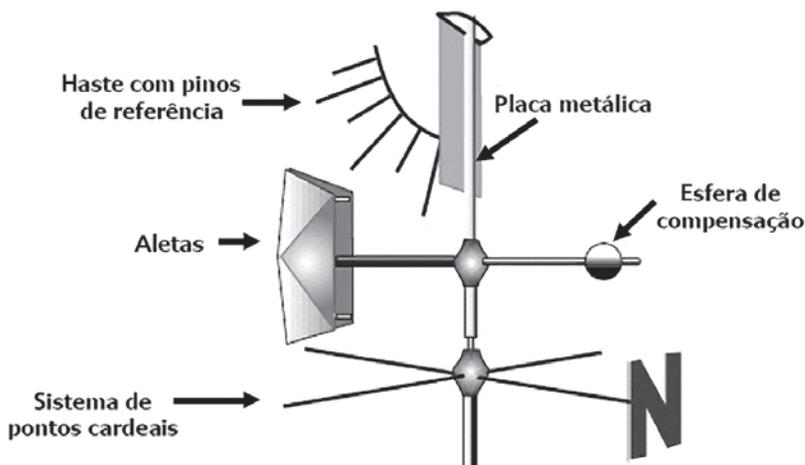


Figura 7.9: Cata-Vento de Wild (sem mastro).

Fonte: Varejão (2002).

É constituído por dois mecanismos cujas posições são modificadas de acordo com as variações da direção e da velocidade do vento: o indicador da direção e o indicador da velocidade, respectivamente.

1. O indicador de direção é formado por uma peça metálica que lembra uma seta, denominada de grimpa, a qual, girando em torno de um eixo, aponta sempre para o setor do horizonte de onde está soprando o vento. Sob a grimpa, há quatro varetas fixas, orientadas segundo os pontos cardeais (N, S, E W).

2. O indicador da velocidade do vento é constituído por uma chapa metálica retangular, apoiada em um eixo horizontal, que oscila, quando submetida à ação do vento. Um conjunto de ponteiros, fixos em uma haste semicircular, serve de referência para determinar a velocidade do vento, segundo as oscilações da placa.

Ambos indicadores estão apoiados em um mastro que os mantém em uma altura de 15 metros acima do nível do solo.



Você deve estar se perguntando: Como se faz a medição da direção e da velocidade do vento utilizando o Cata-Vento de Wild?

A estimativa da direção e da velocidade do vento, em conformidade com a posição dos indicadores do Cata-Vento de Wild, é considerada separadamente, estando o observador próximo à sua base apto a detectar:

1. Leitura da direção: a posição da grimpa em relação às quatro varetas existentes sob ela indica a direção do vento. Os pontos cardinais (N, S, E e W) são obtidos diretamente; os colaterais (NE, SE, SW e NW) deverão ser estimados. Quando a grimpa estiver oscilando, o observador deverá considerar sua posição média.

2. Leitura da velocidade: os ponteiros do indicador da velocidade são numerados de 1 a 8, a partir do mais próximo ao eixo vertical do cata-vento. A velocidade do vento é indicada pela posição média da placa em relação a esses ponteiros, conforme indicado na **Tabela 7.2**:

Tabela 7.2: Determinação da velocidade do vento pelo Cata-Vento de Wild

Posição da Placa	Velocidade (m/s)	Posição da Placa	Velocidade (m/s)
1	0,0	5	8,0
1 – 2	1,0	5 – 6	9,0
2	2,0	6	10,0
2 – 3	3,0	6 – 7	12,0
3	4,0	7	14,0
3 – 4	5,0	7 – 8	17,0
4	6,0	8	20,0
4 – 5	7,0		

– Anemômetros

O anemógrafo universal (**Figura 7.10**) é um registrador capaz de fornecer informações suficientemente exatas das características do vento. Por essa razão, substitui, com óbvias vantagens, o Cata-Vento de Wild.

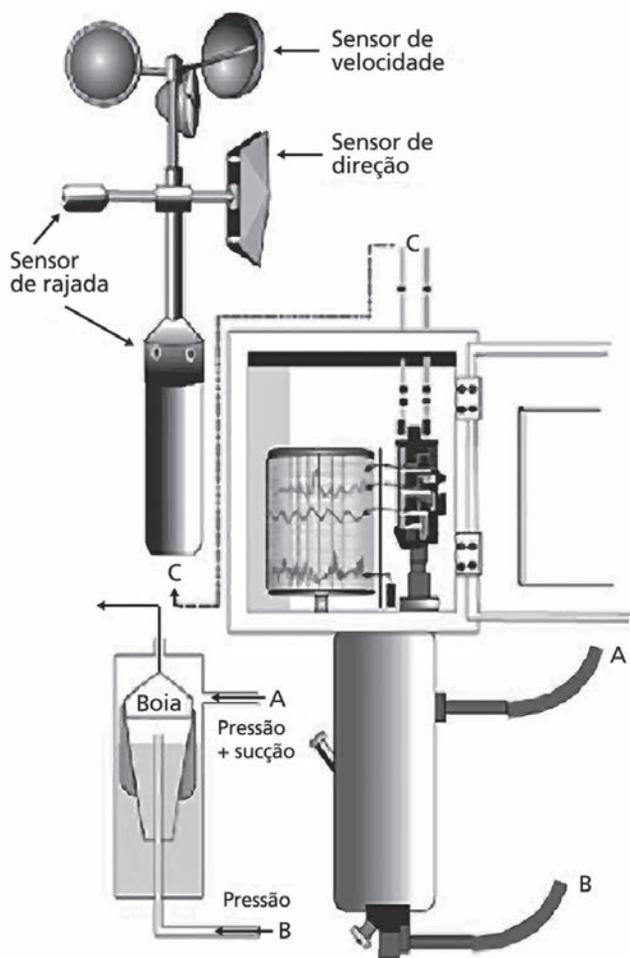


Figura 7.10: Anemógrafo universal.

Fonte: Varejão (2005).

Basicamente, esse instrumento é composto por três sensores distintos e por um mecanismo de registro, formado por quatro penas registradoras e por um tambor, acionado por um mecanismo de relojoaria. Os sensores ficam suspensos em um mastro em cuja base é colocado o mecanismo de registro, protegido por uma caixa

metálica, normalmente conhecida por “abrigo do anemógrafo”. Os três sensores são:

1. Sensor de direção: representado por uma grimpa móvel que aponta sempre para o setor do horizonte do qual está soprando o vento.

2. Sensor da velocidade: constituído por três conchas, simetricamente disposto em relação ao eixo vertical do instrumento, que são acionadas pelo vento, à semelhança do que ocorre com os anemômetros.

3. Sensor de rajadas ou velocidade instantânea: representado por um sistema de pressão-sucção, cujos orifícios abrem-se na extremidade da grimpa e junto ao eixo do instrumento, respectivamente.

O mecanismo de registro é constituído por um tambor, acionado por um mecanismo de relojoaria. Nesse tambor, é colocado um diagrama, mudado a cada intervalo de 24 horas, pois o instrumento é instalado para rotação diária.

O registro é efetuado por quatro penas, numeradas aqui de 1 a 4, a contar da superior para a inferior, por comodidade de exposição:

pena 1 – registra a direção do vento, corresponde à metade da rosa dos ventos, correspondendo aos quadrantes $S \Rightarrow E$ e $E \Rightarrow N$;

pena 2 – registra a direção do vento, corresponde a outra metade da rosa dos ventos, isto é, aos quadrantes $S \Rightarrow W$ e $W \Rightarrow N$;

pena 3 – registra a distância total, percorrida por uma partícula de ar, em um dado intervalo de tempo, desloca-se com a mesma velocidade do vento. Essa pena traça uma linha que toca, alternadamente, nas duas extremidades do seu campo de registro. Cada intervalo entre dois toques consecutivos corresponde a 10.000 metros de distância;

pena 4 – indica a velocidade instantânea do vento, possibilitando determinar o valor exato da velocidade por ocasião das rajadas, diretamente em m/s, conforme pode ser visto no anemograma (**Figura 7.11**).

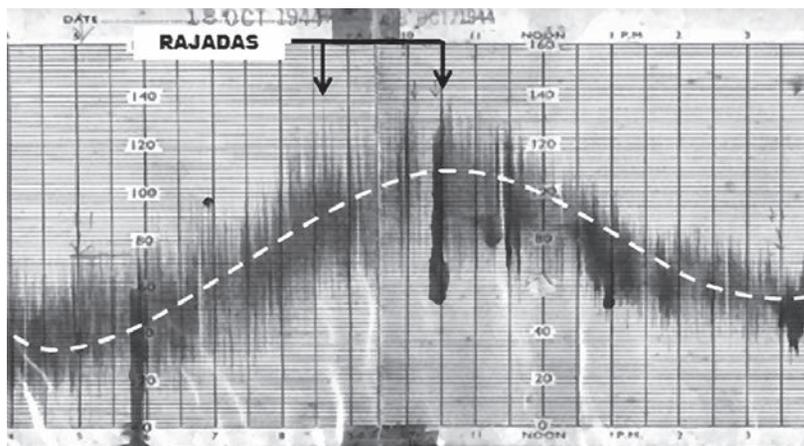


Figura 7.11: Parte de anemograma típico da velocidade “instantânea” do vento (km/h).

De acordo com o apresentado, nessa parte do anemograma, as variações horárias dos ventos, à superfície, apresentam curso diário fortemente ligado à incidência de radiação solar. Ou seja, a velocidade dos ventos de superfície cresce com o aumento da radiação solar atingindo o seu máximo, após a passagem do sol pelo seu meridiano.

Os anemômetros totalizadores com contador de voltas mecânico fornecem leitura da velocidade do vento que possibilitam determinar a velocidade média do vento em um dado intervalo (**Figura 7.12**).

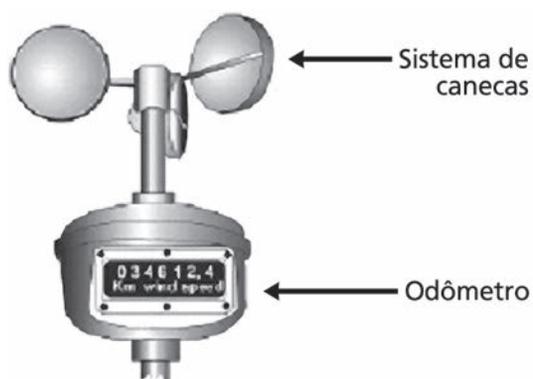


Figura 7.12: Anemômetro totalizador.

Fonte: Varejão (2005).

Cada pulso corresponde à distância (d) de um giro, então, conhecendo-se o número de pulsos registrados em certo tempo (t), é possível obter a velocidade do vento através da equação a seguir, utilizada para estimativa da velocidade do vento:

$$v = \Delta Z / \Delta t \quad (\text{expresso em km/h ou m/s})$$

Por exemplo, dia 3 de fevereiro a leitura do anemômetro foi de 8.678,2 km, às 9 horas da manhã. No outro dia (24h depois), a leitura foi 9.356,2 km.

Para calcular a distância, fazemos a subtração das leituras (dia 4 de fevereiro menos a leitura do dia 3 de fevereiro). Então, $9.356,2 - 8.678,2 = 678$ km. Se dividirmos por 24h (tempo entre as leituras) temos 28,2 km/h. Para passar km/h para m/s, basta dividir por 3,6. Então 28,2 km/h equivale a 7,8 m/s.

Outra concepção de anemômetros adotada mais recentemente para medir simultaneamente a velocidade e a direção do vento são os anemômetros eletrônicos (**Figura 7.13**).

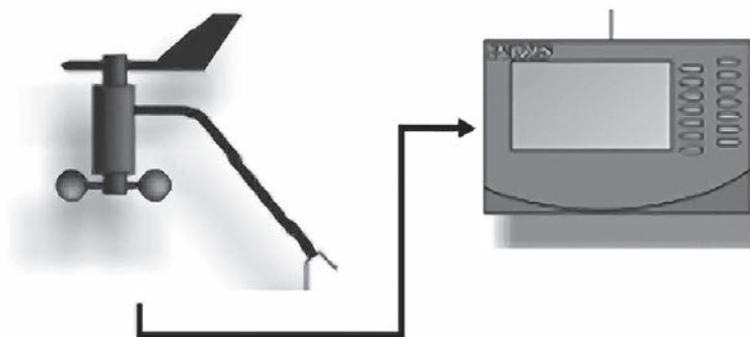


Figura 7.13: Conjunto anemométrico eletrônico.

Nesse conjunto, um sensor tipo concha é utilizado para se descrever velocidades (razão entre distância e tempo) como m/s (metros por segundo) e km/h (quilômetros por hora). O outro sensor

registra a direção predominante do vento, utilizando uma pá que apontara para o mesmo sentido do vento.

A velocidade do vento é proporcional à razão de aproximadamente 0,5 m/s por pulso. A direção do vento é medida por um potenciômetro de precisão, alimentado por uma tensão regulada. O sinal de saída é uma tensão diretamente proporcional ao ângulo do azimute. Sendo que cada pulso e/ou medida potenciométrica é, simultaneamente, captado por um sistema de aquisição de dados – Data Logger.

No entanto, se você não tiver acesso aos equipamentos apresentados, ainda assim é possível estimar a velocidade do vento, basta utilizar a Escala de Beaufort. De acordo com a Escala de Beaufort (**Tabela 7.3**), as velocidades do vento podem ser estimadas de acordo com o efeito provocado por eles através de observação visual, sem necessariamente fazer uso de aparelhos.

Tabela 7.3: Escala de Beaufort, com a descrição, faixas de velocidade dos ventos (km/h) e efeitos visuais decorrentes da movimentação do ar

Grau	Descrição	Velocidade (Km/h)
0	Calmaria	0 – 2
1	Vento Calmo	2 – 6
2	Brisa Amena	7 – 11
3	Brisa Leve	12 – 19
4	Brisa Moderada	20 – 29
5	Brisa Forte	30 – 39
6	Vento Forte	40 – 50
7	Vento Muito Forte	51 – 61
8	Vento Fortíssimo	62 – 74
9	Temporal	75 – 87
10	Temporal Forte	88 – 101
11	Temporal Muito Forte	102 – 117
12	Tornado, Furacão	>118



Atende ao Objetivo 3

3. Calcule a velocidade média do vento (km/h) e sua equivalente em m/s, obtida através do uso de anemômetro totalizador entre os dias 22 e 23 de fevereiro, sabendo-se que as leituras registradas no odômetro foram 34.612,4 e 35.356,4, respectivamente. Subsequentemente, utilize a Escala de Beaufort para identificar em que faixa encontra-se o vento por você calculado, identificando o efeito que iremos observar sobre a superfície terrestre.

Resposta Comentada

Por exemplo, dia 22 de fevereiro a leitura do anemômetro era de 34.612,4 km às 9h da manhã. No outro dia (24h depois), a leitura era de 35.356,4 km.

Leitura do dia 2 menos a leitura do dia 1 = $35.356,4 - 34.612,4$ resulta em 744 km. Se dividirmos por 24h, temos 31 km/h, que equivale a 9 m/s (1 km = 0,278 m/s).

De acordo com a Escala de Beaufort, nesse dia, os ventos com velocidade de 31 km/h provocariam uma brisa forte que causaria uma pequena movimentação nas árvores e pouca ondulação nos espelhos de água expostos a ela.

CONCLUSÃO

Nesta aula, você aprendeu que o vento é o único dos elementos meteorológicos para o qual são necessários dois dados para sua caracterização: velocidade e direção. Ele é causado por diferença de pressão. Quando ela acontece, o ar é acelerado da área de maior pressão (mais frias) para a de menor pressão (mais quentes).

A variabilidade do vento à superfície é resultante dos fenômenos de escalas temporal e espacial. Ventos de larga escala (alísios) são consequência da diferença de temperatura da linha do equador e dos polos, e da rotação da Terra. Estes são defletidos para a esquerda no hemisfério Sul e para direita no hemisfério Norte.

Há também ventos periódicos, como as brisas (frequentemente nos litorais, montanhas e vales) e as monções (que atingem o sul e o sudeste da Ásia). Quando é verão no continente asiático, as monções sopram do oceano para a Terra. No inverno, ocorre o contrário; sopram do continente asiático para o oceano. São classificados conforme a velocidade, os locais onde se originam e pelos seus efeitos.

Para medir a velocidade dos ventos, utilizamos os anemômetros e para saber sua direção, cata-ventos.

Atividade Final

Atende aos Objetivos 1, 2 e 3

Observe atentamente o gráfico a seguir, onde está esquematicamente representado o mecanismo da circulação atmosférica geral de uma vasta área do planeta Terra.

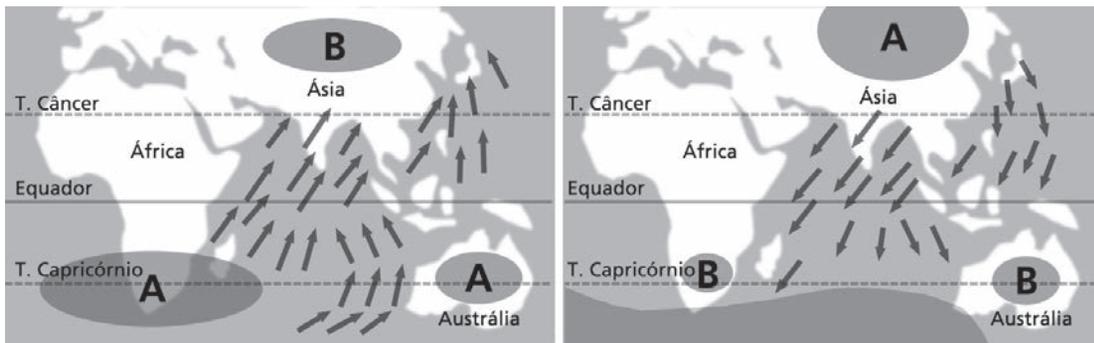


Figura A

Figura B

Responda às seguintes questões:

1. Que tipo de mecanismo de formação de ventos periódicos essas figuras representam?
2. Como esse fenômeno se forma?
3. Por que na Figura A os ventos sopram do oceano para o interior do continente asiático?
4. Que consequências podem ser observadas no continente asiático, quando os ventos sopram no sentido do trópico de Câncer para o equador?

Resposta Comentada

1. As monções são bem caracterizadas ao sul do continente asiático e no norte da Austrália, sendo os mais importantes dos ventos periódicos. Variam de direção com a estação do ano, sob a influência direta das diferenças de temperatura entre continentes e oceanos.
 2. Para se compreender os mecanismos que originam as monções, é necessário se ter em conta dois fatores. Primeiro, ao longo do ano, a temperatura da água do mar varia pouco enquanto, nas parcelas continentais, apresenta oscilações sazonais marcantes. Segundo, quando o ar aquece, tem tendência a subir e é substituído por ar mais frio. Isto dá origem a ventos que sopram dos locais mais frios para os mais quentes. Estes dois fatores combinados são responsáveis pelas monções.
 3. Os ventos ocorrem devido às diferenças de temperatura e pressão entre o continente e os oceanos, na escala sazonal, durante o verão. Em virtude do maior aquecimento da parcela continental se desenvolvem, no interior do continente, áreas de baixa pressão e, em contraposição, núcleos de alta pressão formam-se sobre o oceano, cuja superfície tem temperatura menor. O gradiente (diferença) horizontal de pressão, assim estabelecido, condiciona o aparecimento de uma circulação típica, com ventos soprando do oceano para o continente, à superfície. Esses ventos, chamados de monções de verão, são bastante úmidos (devido ao trajeto oceânico) e provocam chuvas nos meses de julho a setembro.
 4. As monções de inverno caracterizam-se pela estação seca com temperaturas amenas, devido ao vento fresco, oriundo do interior do continente.
-

RESUMO

O tema desenvolvido durante esta aula esteve centrado no conhecimento do elemento meteorológico vento, identificando que o aspecto mais importante da ação do vento na ótica climatológica restringe-se ao movimento do ar junto da superfície terrestre.

Os ventos sopram das áreas de alta pressão (anticlonais) para as áreas de baixa pressão (cilonais). Os gradientes de pressão são consequência do aquecimento desigual que ocorre sobre a superfície da Terra, o que provoca pressões diferentes em cada local e/ou região do planeta.

Assim, seja qual for o tipo de vento e quaisquer que sejam as características que ele apresente, sua origem deve-se a um só fato fundamental: a diferença de pressão atmosférica entre dois locais na superfície terrestre.

As principais formas de monitoramento dessa importante variável meteorológica para uso nos seus estudos futuros em climatologia são os anemômetros e anemógrafos, mas também contamos com o Cata-Vento de Wild e a Escala de Beaufort.

Os ventos têm grande importância geográfica. Eles não só influem na distribuição da temperatura como, principalmente, na espacialização das chuvas sobre a superfície terrestre, ambas constituindo os dois elementos fundamentais da caracterização do clima local e/ou regional.

Informação sobre a próxima aula

Na próxima aula, você verá como o conteúdo de vapor de água atmosférico pode contribuir para o entendimento do clima no planeta Terra e a distribuição espacial das chuvas precipitadas.

Climatologia
Geográfica

Referências

Aula 1

MENDONÇA, F.; DANNI-OLIVEIRA, I. M. *Climatologia: noções básicas e climas do Brasil*. Editora Oficina de Textos. São Paulo. Brasil. 2007. 206 p.

INMET – Instituto Nacional de Meteorologia. *Manual de Observações Meteorológicas*. Brasília. INMET. 1999. 162 p.

VAREJÃO-SILVA, M. A. *Meteorologia e Climatologia*. Brasília. Instituto Nacional de Meteorologia – INMET. Gráfica e Editora Stilo, 2000. 532 p.

VIANELLO, R. L.; ALVES, A. R. *Meteorologia básica e aplicações*. Viçosa, Universidade Federal de Viçosa. Imprensa Universitária. 1961. 449 p.

Aula 2

AYOADE, J. O. *Introdução à climatologia para os trópicos*. 8ª Edição. Editora Bertrand. Rio de Janeiro. Brasil. 2002. 322 p.

MARIN, F.R.; ASSAD, E. D.; PILAU, F.G. *Clima e ambiente: Introdução à climatologia para ciências ambientais*. EMBRAPA – Informática Agropecuária. Campinas. São Paulo. 2008. 126p.

MENDONÇA F. e DANNI-OLIVEIRA, I. M. *Climatologia: noções básicas e climas do Brasil*. Editora Oficina de Textos. São Paulo. Brasil. 2007. 206 p.

MOLION, L.C.B. *Considerações sobre o aquecimento global antropogênico. Informe Agropecuário*. Belo Horizonte. Minas Gerais. Brasil. v. 29. p. 7-18. 2008.

OMETTO, J.C. *Bioclimatologia vegetal*. Editora Ceres. São Paulo. Brasil. 1981. 449 p.

VAREJÃO-SILVA, M. A. *Meteorologia e Climatologia*. Brasília. Instituto Nacional de Meteorologia –INMET. Gráfica e Editora Stilo, 2000. 532 p.

VIANELLO, R.L.; ALVES, A. R. *Meteorologia básica e aplicações*. Viçosa, Universidade Federal de Viçosa. Imprensa Universitária. 1961. 449 p.

Aula 3

AHRENS, C. Donald. *Meteorology Today: An Introduction to Weather, Climate and the Environment*. 9th edition. Brooks / Cole – Cengage Learning. 2007-2009.

VAREJÃO-SILVA, M. A. *Meteorologia e Climatologia. Versão Digital*. Recife, Brasil. Março 2006.

FERREIRA, Arthur Gonçalves. *Meteorologia Prática*. Oficina De Textos, 2006.

MENDONÇA, F.; OLIVEIRA, I. M. D.. *Noções básicas e climas do Brasil*. Oficina de Textos, 2007.

Glossário de Termos Técnicos em Radiação Atmosférica. INPE.

FERREIRA, N. J.; VIANELLO, R. L.; DE OLIVEIRA, L. L.. *Meteorologia Fundamental*. Editora ND-EDIFAPES.

<http://www.infoescola.com/fisica/radiacao-do-corpo-negro/>

Sítio institucional da wikipédia, a enciclopédia livre: http://pt.wikipedia.org/wiki/Lei_de_Planck, acessado em 30/11/2011 às 17h35.

Sítio institucional da wikipédia, a enciclopédia livre: <http://pt.wikipedia.org/wiki/Equin%C3%B3cio>; acessado em 02/11/2011, as 14:38h.

Sítio institucional da wikipédia, a enciclopédia livre: <http://pt.wikipedia.org/wiki/Solst%C3%ADcio>

Sítio do Instituto Nacional de Meteorologia – INMET: www.inmet.gov.br, acessado desde setembro de 2011 até o presente.

<http://fisica.ufpr.br/grimm/aposmeteo/cap2/cap2-7.html>. Acessado em 01/07/2011.

Aula 4

AYOADE, J.O. *Introdução à climatologia para os trópicos*. 8ª Edição. Editora Bertrand. Rio de Janeiro. Brasil. 2002. 322 p.

MARIN, F. R.; ASSAD, E. D.; PILAU, F. G. *Clima e ambiente: introdução à climatologia para ciências ambientais*. Embrapa – Informática Agropecuária. Campinas. São Paulo. 2008. 126 p.

MENDONÇA F.; DANNI-OLIVEIRA, I. M. *Climatologia: noções básicas e climas do Brasil*. Editora Oficina de Textos. São Paulo. Brasil. 2007. 206 p.

VAREJÃO-SILVA, M.A. *Meteorologia e Climatologia*. Brasília. Instituto Nacional de Meteorologia – INMET. Gráfica e Editora Stilo, 2000. 532 p.

VIANELLO, R.L.; ALVES, A.R. *Meteorologia básica e aplicações*. Viçosa, Universidade Federal de Viçosa. Imprensa Universitária. 1961. 449 p.

Aula 5

AYOADE, J.O. *Introdução à climatologia para os trópicos*. 8ª Edição. Editora Bertrand. Rio de Janeiro. Brasil. 2002. 322 p.

MARIN, F.R.; ASSAD, E. D. e PILAU, F.G. *Clima e ambiente: Introdução à climatologia para Ciências Ambientais*. Embrapa – Informática Agropecuária. Campinas. São Paulo. 2008. 126 p.

MENDONÇA F.; DANNI-OLIVEIRA, I. M. *ClimAtologia: noções básicas e climas do Brasil*. Editora Oficina de Textos. São Paulo. Brasil. 2007. 206 p.

VAREJÃO-SILVA, M. A. *Meteorologia e Climatologia*. Brasília. Instituto Nacional de Meteorologia – INMET. Gráfica e Editora Stilo, 2000. 532 p.

VIANELLO, R. L.; ALVES, A. R. *Meteorologia básica e aplicações*. Viçosa, Universidade Federal de Viçosa. Imprensa Universitária. 1961. 449 p.

Aula 6

AHRENS, C. Donald. *Meteorology today: an introduction to weather, climate and the environment*. 9ª ed. Brooks/Cole – Cengage Learning. 2007-2009.

FERREIRA, Arthur G. *Meteorologia prática*. Oficina de Textos, 2006.

FERREIRA, Nelson J.; VIANELLO, Rubens L.; OLIVEIRA, Lucimar L. *Meteorologia fundamental*. Editora ND-EDIFAPES.

INSTITUTO NACIONAL DE METEOROLOGIA. (Brasil) *Manual de observações meteorológicas*. INMET/DIOME.DO.09.022, 1999.

INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS (Brasil). *Glossário de termos técnicos em radiação atmosférica*.

VAREJÃO-SILVA, M.A. *Meteorologia e climatologia*. Brasília, DF: Instituto Nacional de Meteorologia – INMET. Versão digital. Recife, Brasil. Março 2006. Disponível em: http://www.agritempo.gov.br/publish/publicacoes/livros/METEOROLOGIA_E_CLIMATOLOGIA_VD2_Mar_2006.pdf. Acesso em: 17 ago. 2012.

Sites

INSTITUTO NACIONAL DE METEOROLOGIA. (Brasil) Disponível em: <www.inmet.gov.br>. Acesso em: 21 ago. 2012.

UNIVERSITY CORPORATION FOR ATMOSPHERIC RESEARCH (Boulder, Colorado, EUA). Consórcio de mais de 70 universidades que outorgam título de doutorado em ciências atmosféricas e assemelhadas. MetEd – Teaching and training resources for the geoscience community (programa de educação a distância). Disponível em: <www.meted.ucar.edu>. Acesso em: 21 ago. 2012.

Aula 7

AYOADE, J.O. *Introdução à climatologia para os trópicos*. 8ª Edição. Editora Bertrand. Rio de Janeiro. Brasil. 2002. 322 p.

CEPEL - Centro de Pesquisa Energia Elétrica. *Atlas do Potencial Eólico Brasileiro*. Eletrobrás, Ministério de Ciências e Tecnologia – MCT. Rio de Janeiro, RJ. Brasil. 1998.

LANDINI, C.C. *Meteorologia e Climatologia*. Faculdade de Ciências Agro-Ambientais. Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro. Curso de Zootecnia. 2003. 158 p.

LUTGENS, F.K.; TARBUCK, E.J. *The Atmosphere: An Introduction to Meteorology*. Prentice Hall (Eds.). 1989. 235p.

MORAN, J.M.; MORGANN, M.D. *Meteorology: Atmosphere and the Science of Weather*. MacMillan (Eds.). 1989. 158 p.

PEREIRA, A. R.; ANGELOCCI, L. P.; SENTELHAS, P. C. *Agrometeorologia: Fundamentos e Aplicações*. Guaíba: Agropecuária. 2002. 487 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 – INMET. Gráfica e Editora Stilo, 2005. 532 p. (versão digital disponível em www.agritempo.gov.br clicar em publicações e em seguida livros).

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 José: Editorial Universidad Estatal a Distancia. 1985. 520 p.

