

INTRODUÇÃO À CLIMATOLOGIA

**FILLIPE TAMIOZZO PEREIRA TORRES
PEDRO JOSÉ DE OLIVEIRA MACHADO**

INTRODUÇÃO À CLIMATOLOGIA



**Geographica
2008**

Copyright © Fillipe Tamiozzo Pereira Torres & Pedro José de Oliveira Machado

ISBN 978-85-61911-05-8

Série Textos Básicos de Geografia

Coordenação

Fillipe Tamiozzo Pereira Torres

FICHA CATALOGRÁFICA

Catálogo na fonte

T693i Torres, Fillipe Tamiozzo Pereira e Machado, Pedro José de Oliveira
 Introdução à Climatologia / Fillipe Tamiozzo Pereira Torres, Pedro
 José de Oliveira Machado – Ubá: Ed. Geographica, 2008. – (Série Textos
 Básicos de Geografia)
 234p.

ISBN 978-85-61911-05-8

1. Climatologia – clima.
2. Tempo (Meteorologia).
- I. Título. II. Série.

CDD- 551.6
- 910.02

Não é permitida a reprodução total ou parcial desta obra, por quaisquer meios, sem a prévia autorização por escrito do detentor dos direitos autorais.

SÉRIE TEXTOS BÁSICOS DE GEOGRAFIA

A Série Textos Básicos de Geografia visa contribuir, através do fornecimento de material didático, na formação acadêmica dos graduandos em Licenciatura e Bacharelado em Geografia. Os livros desta série não têm a pretensão de substituir bibliografias já consagradas utilizadas nas diferentes disciplinas dos cursos, mas sim vir a somar com essas bibliografias, proporcionando a disponibilidade de uma maior quantidade e qualidade de informações. A idéia central da série é disponibilizar um livro introdutório de conceitos básicos em cada uma das principais disciplinas presentes nos currículos dos cursos no Brasil. Graças à grande variabilidade curricular existente no país, serão selecionadas em um primeiro momento, as disciplinas mais recorrentes, o que não inviabiliza a posteriori, a confecção de outros títulos de grande relevância, mas não abordados neste momento.

Sendo assim, pretendemos apresentar os seguintes títulos à priori:

1. Introdução à Climatologia
2. Introdução à Geologia
3. Introdução à Geografia Política
4. Introdução à Pedologia
5. Introdução à Geografia da População
6. Introdução à Geomorfologia
7. Introdução à Geografia Agrária
8. Introdução à Hidrografia
9. Introdução à Geografia Econômica
10. Introdução à Biogeografia
11. Introdução à Análise Regional

Iniciando esta série, apresentamos o livro Introdução à Climatologia, que traz alguns conceitos básicos abordados na disciplina homônima considerada como chave para o entendimento de outras áreas do conhecimento como hidrografia, pedologia, geomorfologia e biogeografia entre outras.

Coordenação

SUMÁRIO

<i>INTRODUÇÃO</i>	1
CAPÍTULO 1 ATMOSFERA TERRESTRE	7
1.1 COMPOSIÇÃO	7
1.2 ESTRUTURA	9
1.3 MASSA	12
1.4 EVOLUÇÃO DA ATMOSFERA TERRESTRE	13
CAPÍTULO 2 NOÇÕES DE COSMOGRAFIA	19
CAPÍTULO 3 PRINCIPAIS ELEMENTOS DO CLIMA	27
3.1 RADIAÇÃO SOLAR E INSOLAÇÃO	27
3.2 TEMPERATURA	31
3.3 UMIDADE DO AR	35
3.4 PRESSÃO ATMOSFÉRICA	38
3.5 VENTO	42
3.5.1 BRISAS	43
3.5.2 VENTOS DE VALE E DE MONTANHA	44
3.5.3 ALÍSIOS	44
3.6 NEBULOSIDADE	46
3.7 PRECIPITAÇÃO	51
3.7.1 O CICLO HIDROLÓGICO	51

CAPÍTULO 4	PRINCIPAIS METEOROS	59
4.1	HIDROMETEOROS	60
4.2	LITOMETEOROS	64
4.3	FOTOMETEOROS	65
4.4	ELETROMETEOROS	70
CAPÍTULO 5	PRINCIPAIS FATORES DO CLIMA	73
5.1	LATITUDE	73
5.2	ALTITUDE	74
5.3	CONTINENTALIDADE E MARITIMIDADE	76
5.4	VEGETAÇÃO	77
5.5	SOLOS	77
5.6	DISPOSIÇÃO DO RELEVO	78
5.7	INTERVENÇÃO ANTRÓPICA	79
5.8	CORRENTES MARÍTIMAS	82
CAPÍTULO 6	CIRCULAÇÃO GERAL DE AR NA ATMOSFERA	87
6.1	ZONA DE CONVERGÊNCIA INTERTROPICAL E ZONA DE CONVERGÊNCIA DO ATLÂNTICO SUL	94
6.2	CENTROS DE AÇÃO	96
6.2.1	CENTROS DE AÇÃO DA AMÉRICA DO SUL	99
CAPÍTULO 7	AS MASSAS DE AR	103
7.1	O MECANISMO GERAL DAS FRENTES	104
7.2	AS MASSAS DE AR ATUANTES NO BRASIL	107
7.3	DOMÍNIO MÉDIO DAS MASSAS DE AR NO BRASIL	113
CAPÍTULO 8	CLASSIFICAÇÕES CLIMÁTICAS	117
8.1	MODELO DE CLASSIFICAÇÃO CLIMÁTICA DE FLOHN	118
8.2	MODELO DE CLASSIFICAÇÃO CLIMÁTICA DE STRAHLER	119
8.3	MODELO DE CLASSIFICAÇÃO CLIMÁTICA DE BUDYKO	120
8.4	MODELO DE CLASSIFICAÇÃO CLIMÁTICA DE TERJUNG E LOUIE	121
8.5	MODELO DE CLASSIFICAÇÃO CLIMÁTICA DE KÖPPEN	122
8.6	MODELO DE CLASSIFICAÇÃO CLIMÁTICA DE BAGNOULS E GAUSSEN	125
8.7	MODELO DE CLASSIFICAÇÃO BIOCLIMÁTICA DE HOLDRIDGE	130
8.8	MODELO DE CLASSIFICAÇÃO BIOCLIMÁTICA DE RIVAS-MARTÍNEZ	132
8.9	MODELO DE CLASSIFICAÇÃO BIOCLIMÁTICA DE TROLL E PAFFEN	138
8.10	MODELO DE CLASSIFICAÇÃO BIOCLIMÁTICA DE THORNTHWAIT	141

CAPÍTULO 9	TERRA: CARACTERIZAÇÃO CLIMÁTICA	145
9.1 A – CLIMAS MEGATÉRMICOS		146
9.2 B – CLIMAS SECOS		150
9.3 C – CLIMAS MESOTÉRMICOS		154
9.4 D – CLIMAS FRIOS ÚMIDOS		160
9.5 E – CLIMAS POLARES		166
CAPÍTULO 10	BRASIL: CARACTERIZAÇÃO CLIMÁTICA	169
10.1 CLIMA EQUATORIAL (E SUBEQUATORIAL)		174
10.2 CLIMA TROPICAL ÚMIDO (LITORÂNEO ÚMIDO)		176
10.3 CLIMA TROPICAL		177
10.4 CLIMA TROPICAL DE ALTITUDE		178
10.5 CLIMA PSEUDO-MEDITERRÂNEO		179
10.6 CLIMA SUBTROPICAL		180
10.7 CLIMA SEMI-ÁRIDO		181
CAPÍTULO 11	EVENTOS ESPECIAIS	185
11.1 EFEITO ESTUFA		185
11.2 INVERSÃO TÉRMICA		188
11.3 TEMPESTADES TROPICAIS		189
11.3.1 TORNADOS		192
11.3.2 TEMPESTADES DE AREIA		194
11.4 EVENTOS OSCILAÇÃO SUL (EL NIÑO E LA NIÑA)		195
11.4.1 EFEITOS		196
11.4.2 ORIGENS		199
CAPÍTULO 12	OSCILAÇÕES E VARIAÇÕES CLIMÁTICAS	201
12.1 CAUSAS DAS VARIAÇÕES CLIMÁTICAS		204
12.2 EFEITOS DAS VARIAÇÕES CLIMÁTICAS		207
CAPÍTULO 13	ESTRUTURA METEOROLÓGICA	213
13.1 PRINCIPAIS INSTRUMENTOS		220
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS		229

INTRODUÇÃO

A superfície da Terra se diferencia significativamente de um lugar para outro. A formação e a existência dessas paisagens singularizadas e diferenciadas se devem, em grande parte, à combinação resultante da atuação conjunta de múltiplos agentes naturais, tais como a estrutura geológica, o relevo, o clima, o solo, os rios, a vegetação, a fauna, etc. Dessa forma, conclui-se que a paisagem não se deve a um só desses agentes isoladamente, mas à atuação conjugada e associada de vários deles.

Dentre esses vários agentes naturais, responsáveis por esta diferenciação espacial das paisagens terrestres, o CLIMA assume um significado expressivo na configuração externa da paisagem, visto que o mesmo influencia e é influenciado por outros elementos como a vegetação, o solo e o relevo.

De acordo com Troppmair (2004), a distribuição espacial das formações e associações vegetais (biomas) está intimamente ligada ao clima, em regiões climaticamente semelhantes encontra-se geobiocenoses e paisagens semelhantes.

Ainda de acordo com o autor, metade das espécies animais do planeta têm sua área de ocorrência nos Trópicos, mais precisamente nos 7% da superfície do globo, cobertas por florestas tropicais. Isso se deve, pois as zonas temperadas sofrem o rigor das glaciações, que sacrificam inúmeras espécies e “empurram” outras às regiões mais quentes. Enquanto isso, próximo aos trópicos, o ambiente permanece estável, o que facilitou o desenvolvimento de ecossistemas mais ricos e complexos, adaptados a um clima de pouca variação. “Muitos vegetais e animais estão excluídos de regiões que apresentam temperaturas extremas, pois estas realizam papel seletivo” (TROPPMAIR, 2004).

O clima intervém ainda na formação dos solos, na decomposição das rochas, na elaboração das formas de relevo, no regime dos rios e das águas subterrâneas, no aproveitamento dos recursos econômicos, na natureza e no ritmo das atividades agrícolas, nos tipos de cultivos praticados, nos sistemas de transportes e na própria distribuição dos homens na Terra.

Assim, “os processos geomorfológicos, pedológicos e ecológicos e as formas que eles originam, só podem ser devidamente compreendidos com referência ao clima predominante na atualidade e no passado” (AYOADE, 2003).

Introdução

Ainda de acordo com Ayoade (2003), na ciência da atmosfera, usualmente é feita uma distinção entre *tempo* e *clima*, e entre *Meteorologia* e *Climatologia*. Por *tempo* entende-se um conjunto de valores que num dado momento e num certo lugar, caracteriza o estado atmosférico. Assim, o *tempo* é uma combinação curta e momentânea dos elementos que formam o *clima*, ou seja, é um estado particular e efêmero da atmosfera.

Clima, segundo Hann *apud* Silva (2004), “é um estado médio dos elementos atmosféricos durante um período relativamente longo, sobre um ponto da superfície terrestre”. Koppen *apud* Silva (2004), afirma que “clima é o somatório das condições atmosféricas de um determinado lugar”. Para Poncelet *apud* Silva (2004), “é o conjunto habitual dos elementos físicos, químicos e biológicos que caracterizam a atmosfera de um local e influencia nos seres que nele se encontram”.

De acordo com Barbosa e Zavatine (2000), a tradicional concepção do clima, como um conjunto de fenômenos meteorológicos que caracterizam o estado médio da atmosfera em um ponto da superfície terrestre, foi substituída pelas idéias de Sorre (1951), que propôs a reformulação do conceito de clima como sendo “a série dos estados atmosféricos acima de um lugar em sua sessão habitual”. Assim foi incorporada a noção de ritmo à climatologia, dando origem a uma nova abordagem, baseada no dinamismo da atuação dos sistemas atmosféricos e dos tipos de tempos produzidos.

Neste contexto, a Meteorologia se encarrega do estudo do tempo enquanto a Climatologia tem o clima como objeto de estudo.

Em magistral obra intitulada “*Traité de climatologie biologique et medicale*”, Max Sorre (1934), traz as seguintes diferenciações:

[...] meteorologistas e climatólogos podem fazer observações com os mesmos instrumentos, sobre os mesmos fenômenos como a temperatura, por exemplo. Eles elaboram séries registradas nos mesmos arquivos. Todavia, a apreciação da justeza e sensibilidade dos aparelhos, a crítica matemática das séries, o estudo das variações tendo em vista a previsão, tudo isso é essencialmente da alçada do meteorologista. Ele é preparado para essa tarefa pois a sua formação é a do físico. Aos olhos do climatólogo, a variação termométrica aparece primeiro como um elemento da particularidade climática de um lugar ou de uma região.

Esta particularidade climática é, por sua vez, apenas um elemento das características

geográficas, as quais compreendem, ainda, a forma do terreno, as águas, o mundo vivo. Ele tem constantemente presentes no espírito as relações da interdependência entre esses elementos, relações que não se exprimem absolutamente por fórmulas matemáticas. Se ele estiver, sobretudo, preocupado com as relações do clima com os aspectos da vida, isto é, se ele é climatobiologista, a formação do biologista lhe é indispensável.

(...) A climatologia clássica, à qual devemos obras magistrais, como a de Hann, foi, sobretudo, obra de meteorologistas. Suas insuficiências se evidenciam claramente. As mesmas tiveram conseqüências desagradáveis. Se a geografia botânica se desviou das considerações ecológicas, a carência da climatologia não foi estranha a isso. Agrônomos e médicos reclamam com insistência o retorno dessa disciplina a sua verdadeira vocação. Essa orientação assume uma grande importância no momento em que o progresso da navegação aérea coloca em primeiro plano a pesquisa da previsão: o estudo da atmosfera não é objeto de uma disciplina única; as pretensões do climatólogo são tão justificadas quanto as do meteorologista.

Foi dito mais acima que eles utilizam o mesmo material científico. Todavia, é necessário colocar algumas reservas. É verdadeiro para o essencial. Porém todas as categorias de observações não proporcionam exatamente a mesma contribuição para ambos. Por exemplo, as observações relativas à alta e à média atmosfera, à formação dos sistemas de nuvens, apresentam um interesse maior em meteorologia. O climatólogo se atém mais à duração, à intensidade da nebulosidade porque esses elementos exercem influência sobre o aspecto do tapete vegetal. Encontrar-se-iam, facilmente outros exemplos.

No Brasil, a “Climatologia Dinâmica ou Geográfica” teve seus fundamentos alicerçados por intermédios de Monteiro (1964) que, embasado

Introdução

pelos ensinamentos de Serra e Ratisbonna (1942), Sorre (1951) e Pédelaborde (1957), criou regras elementares que introduziram a noção de ritmo climático, tornando possível a visualização e a interpretação simultâneas dos elementos do clima e o reconhecimento de diferentes problemas dele advindos.

Basicamente, esta metodologia despreza os valores médios em benefício de um desdobramento mais criterioso da variação dos elementos do clima como a temperatura, a umidade relativa, a precipitação, a pressão atmosférica, o vento, a nebulosidade e principalmente a situação sinóptica das massas de ar, como mostra Riberino (1982):

as passagens frontais deram uma contribuição significativa para a explicação do dinamismo dos fenômenos climáticos reconhecendo a importância que a frente polar assume no mecanismo da sucessão e da geração dos estados atmosféricos e suas conseqüências.

Enquanto TEMPO é o estado momentâneo da atmosfera em determinado lugar, o CLIMA pode ser definido como a sucessão ou o conjunto de variações desses estados médios (podendo, logicamente, ocorrer anomalias) e que vai caracterizar a atmosfera de um lugar. Assim, clima é o conjunto de fenômenos meteorológicos que caracteriza durante um longo período o estado médio da atmosfera e sua evolução num determinado lugar. Por exemplo, pode-se encontrar um tempo frio em uma região de clima quente. Para se determinar e caracterizar o clima de uma área é necessária uma longa série ininterrupta de observações diárias dos “tempos”, algumas vezes por dia e, segundo Ayoade (2003), estas observações nunca podem ser realizadas num período inferior a 30/35 anos.

Ainda de acordo com o autor, o campo da climatologia é bastante amplo e pode-se fazer subdivisões, com base nos tópicos enfatizados ou na escala dos fenômenos atmosféricos que são ressaltados. De acordo com a escala, têm-se as seguintes divisões:

1. *Macroclimatologia* – relacionada com os aspectos dos climas de amplas áreas da Terra e com os movimentos atmosféricos em larga escala que afetam o clima;
2. *Mesoclimatologia* – preocupada com o estudo do clima em áreas relativamente pequenas, entre 10 e 100 km de largura (por exemplo, o estudo do clima urbano e dos sistemas climáticos locais severos tais como os tornados e os temporais);

3. *Microclimatologia* – preocupada com o estudo do clima próximo à superfície ou de áreas muito pequenas, com menos de 100 metros de extensão.

A característica climática de determinada região é controlada pelos ELEMENTOS e FATORES climáticos. Os ELEMENTOS do clima são os seus componentes principais, ou seja, são aqueles que se conjugam para formar o tempo atmosférico e o clima propriamente dito. Já os FATORES do clima, trazem alterações, por vezes bastante significativas, no clima e/ou nos seus elementos. São aqueles que produzem alterações e interferências diretas e/ou indiretas nos elementos climáticos e nos tipos climáticos.

Os principais elementos do clima e do tempo são: Temperatura, Umidade do Ar, Pressão Atmosférica, Ventos, Nebulosidade, Insolação, Radiação Solar e Precipitação. Quanto aos principais fatores climáticos, destacam-se: Latitude, Altitude, Maritimidade e Continentalidade, Solos, Vegetação, Correntes Marítimas, disposição do Relevo e, sobretudo, a Interferência Antrópica.

O homem moderno é afetado pelo tempo e pelo clima, da mesma forma que seus antepassados. Mas, ao contrário dos antigos, o homem moderno não quer viver à mercê do tempo meteorológico. Ele agora quer manejar ou até mesmo planejar o controle das condições meteorológicas. Para essa finalidade, o homem necessita capacitar-se para entender os fenômenos atmosféricos de modo que possa prevê-los, modificá-los ou controlá-los quando possível (AYOADE, 2003).

CAPÍTULO 1

ATMOSFERA TERRESTRE

A atmosfera, palco dos eventos meteorológicos pode ser descrita como uma camada fina de gases, sem cheiro, sem cor e sem gosto, que envolve e acompanha a Terra em todos os seus movimentos. Ela é composta de gases que se encontram junto à superfície terrestre, tornando-se rarefeitos e desaparecendo com a altitude. A atmosfera alcança uma altura (espessura) de cerca de 800 a 1.000 km, ligando-se à Terra pela Força da Gravidade. Caracteriza-se ainda por apresentar uma espessura menor na região equatorial e maior sobre os pólos, em função da forma característica do planeta (Geóide) (AYOADE, 2003).

1.1 COMPOSIÇÃO

De acordo com Soares e Batista (2004), a atmosfera é constituída por uma combinação de diversos gases, como o Nitrogênio, o Oxigênio, os chamados Gases Raros (Argônio, Neônio, Criptônio e Xenônio), o Dióxido de Carbono, o Ozônio, o Vapor d'água, o Hélio, o Metano, o Hidrogênio, etc. Além desses gases, encontram-se na atmosfera partículas de pó, cinzas vulcânicas, fumaça, matéria orgânica e resíduos industriais em suspensão, os quais são denominados de “aerossóis”, de acordo com Vianello e Alves (1991), termo usualmente reservado para partículas materiais que não seja água ou gelo. Os aerossóis são importantes na atmosfera como núcleos de condensação e de cristalização, como absorvedores e espalhadores de radiação e também como participantes de vários ciclos químicos. Ayoade (2003) destaca que os aerossóis produzidos pelo homem são avaliados atualmente como sendo responsáveis por 30% dos aerossóis contidos na atmosfera. Contudo, destacam-se, de acordo com a Tabela 1.1, especialmente nas camadas mais baixas o Nitrogênio (N_2) e o Oxigênio (O_2), embora todos os demais desempenhem importante papel no balanço atmosférico, pois absorvem, refletem e/ou difundem tanto a radiação solar quanto a “reirradiação terrestre”.

Tabela 1.1 Principais componentes gasosos, fixos e variáveis, da atmosfera terrestre

COMPONENTES	%POR VOLUME DE AR SECO	CONCENTRAÇÃO EM ppm DE AR
Fixos		
Nitrogênio (N ₂)	78,084	-
Oxigênio (O ₂)	20,946	-
Argônio (A)	0,934	-
Neônio (Ne)	0,00182	18,2
Hélio (He)	0,000524	5,24
Metano (CH ₄)	0,00015	1,5
Criptônio (Kr)	0,00014	1,4
Hidrogênio (H)	0,00005	0,5
Variáveis		
Vapor d'água (H ₂ O)	≤ 4	-
Dióxido de carbono (CO ₂)	0,0325	325
Monóxido de carbono (CO)	-	<100
Ozônio (O ₃)	-	≤ 2
Dióxido de Enxofre (SO ₂)	-	≤ 1
Dióxido de nitrogênio (NO ₂)	-	≤ 0,2

Fonte: Soares e Batista (2004)

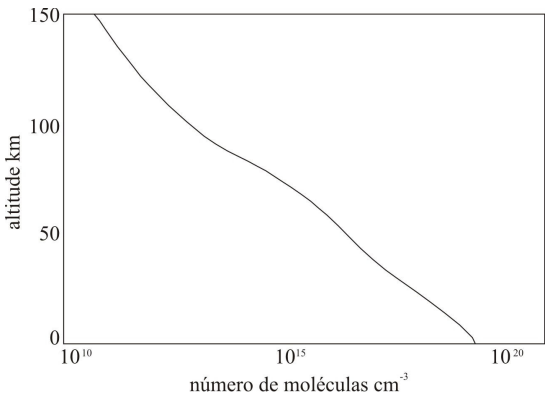


Figura 1.1 Perfil altitudinal do número de moléculas de gás por centímetro cúbico na atmosfera.

Adaptado de: Goody e Walker (1996)

A quantidade de moléculas dos elementos varia de acordo com altitude (Figura 1.1), visto que pela força da gravidade os elementos mais densos tendem a ficar mais próximos da superfície.

1.2 ESTRUTURA

“A composição e as condições físicas da atmosfera não são uniformes em toda a sua espessura, mas variam de modo acentuado” (DOMINGUEZ, 1979). Assim, a atmosfera se divide em diversas camadas ou estratos superpostos. De acordo com Ayoade (2003), evidências provenientes de radiossondas, foguetes e satélites, indicam que a atmosfera está estruturada em três camadas relativamente quentes separadas por duas camadas relativamente frias com camadas de transição entre as cinco camadas principais denominadas “pausas”.

Várias camadas foram reconhecidas dentro da atmosfera, porém, até agora, não há uma concordância universal sobre sua terminologia e quantidade. Geralmente são reconhecidas as seguintes camadas de acordo com a Figura 1.2:

- **TROPOSFERA:** É a camada mais baixa da atmosfera, estendendo-se até mais ou menos 12 km. Esta camada se estende “a partir da superfície até a altura de 14/16 km nas zonas equatoriais e até 8/10 km nas zonas polares, pois nessas últimas as baixas temperaturas promovem a contração dos componentes atmosféricos” (DOMINGUEZ, 1979). Nela se passa a maior parte dos “meteoros”, ou seja, os fenômenos ocorridos na atmosfera que podem ser aéreos ou mecânicos (ventos), acústicos (trovão), aquosos (chuva), óticos (arco-íris) ou elétricos (raios). Contém cerca de 75% e a quase totalidade do vapor d’água e dos aerossóis. (AYOADE, 2003 e SOARES e BATISTA, 2004). Na Troposfera, a temperatura diminui a uma taxa média de 0,6 °C a cada 100 metros (SOARES e BATISTA, 2004). O limite superior da Troposfera, denominado Tropopausa, corresponde às zonas de temperaturas mais baixas. Nota-se que sua posição em altitude, varia da mesma maneira que os limites da Troposfera, sendo mais alta na região do Equador e mais baixa nas regiões polares. “Sendo a Tropopausa mais baixa nos pólos, sua temperatura diminui somente até -33 °C em média, enquanto no Equador desce até -63 °C” (DOMINGUEZ, 1979).

- **ESTRATOSFERA:** A Estratosfera (região de estratificação) estende-se da Tropopausa até uns 50 km (SOARES e BATISTA, 2004). Nesta camada, a temperatura aumenta com a altitude chegando a 17 °C na Estratopausa (DOMINGUEZ, 1979). Outros autores como Ross (1995), mencionam que na camada de ozônio a temperatura chega a 50 °C, devido à absorção da radiação ultravioleta do sol, pelo ozônio (O₃), que a transforma em energia térmica. O ozônio é encontrado, de acordo com Soares e Batista (2004), em concentrações variáveis dentro desta camada nas altitudes entre 20 e 50 km, com forte concentração por volta dos 25 km de altitude. Por conseguinte, “a Estratosfera possui em suas camadas superiores, uma fonte de calor, em contraste com a Troposfera que é aquecida principalmente por baixo” (RETALLACK, 1977). Ainda de acordo com o autor, a temperatura da camada em geral, permanece constante até os 25 km aumentando então lentamente até os 32 km, após o que começa a aumentar rapidamente.
- **MESOSFERA:** Camada que se estende da Estratopausa até cerca de 80 km de altitude, apresentando queda de temperatura de -3,5 °C por quilômetro. No seu limite superior (Mesopausa) observa-se a temperatura mais baixa da atmosfera, cerca de -90 °C (SOARES e BATISTA, 2004). “No que se refere à sua composição, a Mesosfera contém uma pequena parte de ozônio e vapores de sódio, os quais desempenham um importante papel nos fenômenos luminosos da atmosfera” (DOMINGUEZ, 1979), como as auroras.
- **TERMOSFERA OU IONOSFERA:** Estende-se da Mesopausa até uns 500 km de altitude, sendo bastante rarefeita. Aqui, a atmosfera é muito afetada pelos Raios X e pela radiação ultravioleta, o que provoca a ionização ou carregamento elétrico. “As camadas inferiores da Ionosfera, desempenham um papel muito importante nas transmissões de rádio e televisão, já que refletem ondas de diversos comprimentos emitidas da Terra, o que possibilita sua captação pelas emissoras. O limite da superior denomina-se Termopausa” (DOMINGUEZ, 1979). “Aqui, a temperatura aumenta com a altitude devido à absorção da radiação ultravioleta pelo oxigênio atômico” (AYOADE, 2003).

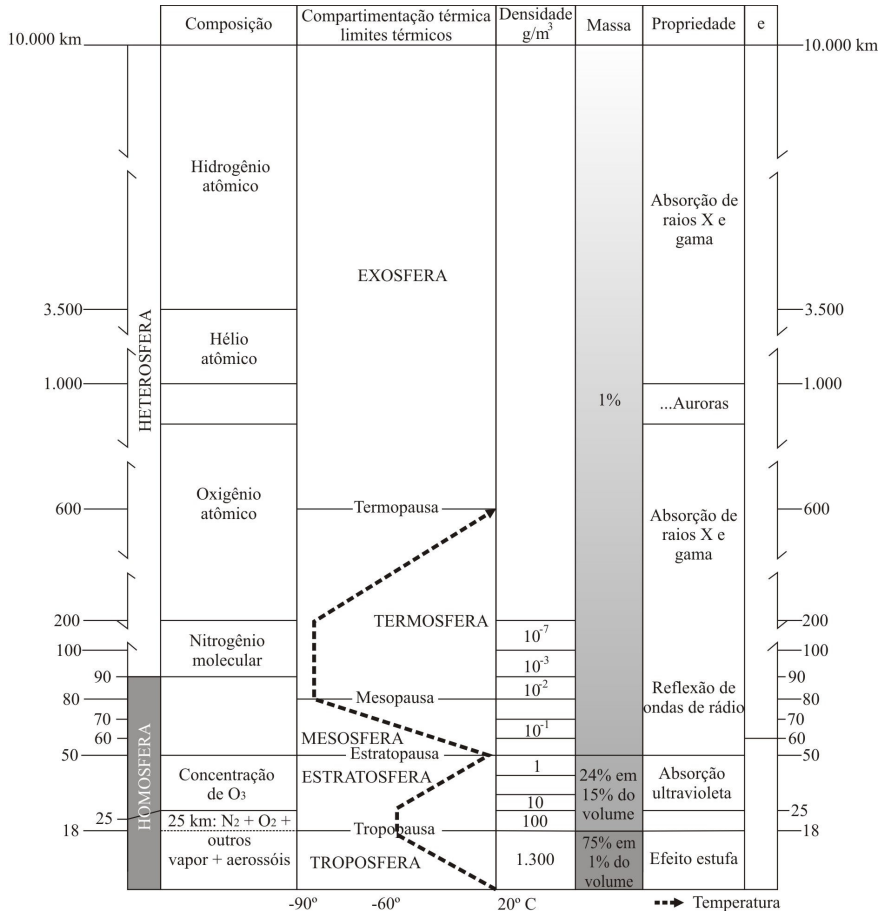


Figura 1.2 Características da atmosfera

Adaptado de: Argentiére (1960); Viers (1975); Retallack (1977); Dominguez (1979); Strahler (1982); Hardy *et al* (1983); Vianello e Alves (1991); Ayoade (2003) e Soares e Batista (2004); Mendonça e Danni-Oliveira (2007).

- **EXOSFERA:** Estende-se da Termopausa até uns 800 a 1.000 km de altitude. Predominam os átomos de Hidrogênio e Hélio (mais leves). Aqui, a atmosfera vai se rarefazendo, tendendo ao vácuo. A densidade atmosférica é igual a do gás interestelar que a circunda. Ocorrem elevadíssimas temperaturas e grande incidência de poeira cósmica.

Como observação, destaca-se que:

convencionalmente, estabeleceu-se o limite superior da atmosfera a uma altura aproximada de 1.000 km sobre o nível médio do mar. Todavia, a maioria dos cientistas, preferem considerar que o ar atmosférico chega a confundir-se com os gases raros e com a poeira do espaço interplanetário. Neste caso, não existe um limite preciso entre a atmosfera e este espaço (RETALLACK, 1977).

1.3 MASSA

De acordo com Ayoade (2003), a atmosfera, sendo uma mistura mecânica de gases, exhibe as características de todos os seus componentes. Sendo volátil, compressível e expansiva, sendo suas camadas inferiores muito mais densas que as superiores (Figura 1.3).

Ainda de acordo com o autor, a densidade média da atmosfera diminui a partir de $1,2 \text{ kgm}^{-3}$ na superfície da Terra até $0,7 \text{ kgm}^{-3}$ na altura de 5.000 metros. Cerca da metade do total da massa da atmosfera está concentrada abaixo de 5 quilômetros (Figura 1.4). “A pressão atmosférica diminui logaritmicamente com a altitude acima da superfície terrestre. A pressão em um ponto na atmosfera é o peso do ar verticalmente acima da unidade de área horizontal centralizada naquele ponto”.

A pressão atmosférica média ao nível do mar é 1013,25 mb. Cada um dos gases na atmosfera exerce uma pressão parcial independente dos outros. Sendo assim, o nitrogênio exerce uma pressão de 760 mb, o oxigênio de 240 mb e o vapor d’água de 10 mb ao nível do mar. A pressão exercida pelo vapor d’água varia com a latitude e sazonalidade. Por exemplo, é de cerca de 0,2 mb sobre a Sibéria setentrional, em janeiro, e mais do que 30 mb nos trópicos, em julho. Porém, esta variação não é refletida no padrão da pressão na superfície total. De fato, devido a fatores dinâmicos, o ar em áreas de alta pressão é geralmente seco, enquanto nas áreas de baixa pressão é usualmente úmido (BARRY e CHORLEY, 1976).

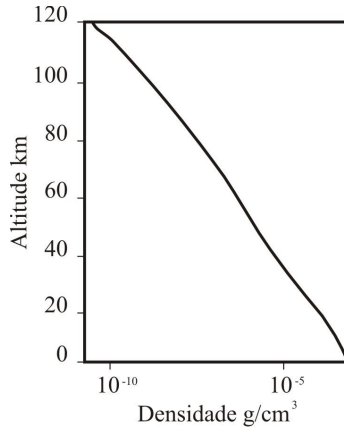


Figura 1.3 Variação da densidade atmosférica com a altitude
Adaptado de: Goody e Walker (1996)

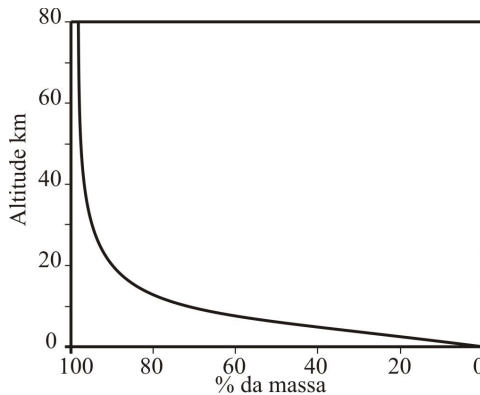


Figura 1.4 Distribuição vertical da massa da atmosfera
Fonte: Ayoade (2003)

1.4 EVOLUÇÃO DA ATMOSFERA TERRESTRE

Como outras esferas do sistema Terra (hidrosfera, biosfera e litosfera), a atmosfera, apresentou variações desde sua formação.

De acordo com Salgado-Labouriau (1994), a Terra foi formada há cerca de 4,6 bilhões de anos. Em um primeiro momento a atmosfera terrestre era formada por remanescentes da nebulosa original da qual se condensou o sistema solar. Há evidências de que nela predominavam o hidrogênio e o hélio e havia muito pouca quantidade de dióxido de carbono (CO_2), metano (CH_4), amônia (NH_3) e gases nobres.

Ainda de acordo com a autora, acredita-se que esta atmosfera inicial foi arrastada para fora da Terra á medida que ela se condensava porque a proporção que existe hoje de gases nobres é muito menor do que a que existe no Sol e nos grandes planetas (Júpiter e Saturno). Não se sabe ainda como esta atmosfera inicial foi eliminada.

Talvez foi por ser muito leve e se perdeu no espaço. Talvez foi arrastada para fora pelos ventos solares como ocorre com os cometas que, ao se aproximarem do Sol, formam caudas dirigidas para fora e constituídas por parte de sua matéria que é empurrada para o espaço pelos ventos solares. Talvez a velocidade das moléculas fosse maior que a velocidade de escape enquanto a Terra era muito mais quente.

Apesar das várias teorias sobre a formação da segunda atmosfera, há um consenso, quase que geral, de que ela tenha sido produzida em consequência do esfriamento e consolidação do planeta. A Terra deve ter funcionado como um sistema fechado e os componentes dessa nova atmosfera deveriam ter saído de suas próprias entranhas (SALGADO-LABOURIAU, 1994).

Usa-se o termo degaseamento (eliminação pelo vácuo ou pelo resfriamento) para descrever a formação da atmosfera dos planetas enquanto se esfriam e há expulsão de gases da lava vulcânica quando se solidifica.

Quando a Terra iniciou sua consolidação a temperatura deve ter aumentado tremendamente e o degaseamento deve ter começado a acelerar enquanto a temperatura aumentava. Quando a superfície se solidificou, o planeta começou a esfriar. O degaseamento diminuiu, mas não parou e este processo continua até hoje através das erupções vulcânicas (SALGADO-LABOURIAU, 1994).

Ainda de acordo com a autora, a análise dos gases desprendidos pelos vulcões atuais ainda não pode ser feita com precisão porque os métodos atuais não eliminam totalmente a contaminação da amostra por componentes gasosos da atmosfera. Porém, já se sabe que o gás mais abundante em todos eles é o vapor d'água. Por exemplo, nos vulcões do Havaí 79,31 % dos gases de erupção são constituídos por vapor d'água. Os outros gases importantes das

erupções são: SO_2 , CO_2 , CO , H_2S , NO_3 e CH_4 , os quais variam suas proporções conforme o vulcão. Acredita-se que o SO_2 e o NO_3 sejam sub-produtos do oxigênio e que não existiam na atmosfera primitiva. Entretanto, os outros gases deviam ser componentes desta atmosfera durante o Arqueano por emissão dos vulcões e degaseamento da Terra enquanto esfriava.

Esta segunda atmosfera era muito diferente da atual. Além da composição, a mistura dos gases formava uma atmosfera redutora, ao contrário da atual, que é oxidante. O oxigênio, se é que existia em estado livre, era em uma quantidade mínima (traços) resultante da fotodissociação do vapor da água pela energia solar (Figura 1.5A).

Em um determinado ponto do Arqueano, o qual durou mais de 2,5 bilhões de anos, o esfriamento gradual da Terra chegou a uma temperatura que permitia a existência da água em forma líquida. O vapor d'água atmosférico começou, em parte, a se condensar e a se acumular nas depressões da crosta sólida. Iniciou-se a formação de lagos e mares e criou-se o ciclo hidrológico conhecido hoje (SALGADO-LABOURIAU, 1994).

A evaporação da água dos oceanos e a precipitação como chuva foi pouco a pouco removendo o CO_2 da atmosfera. A água que caía dissolvia as rochas, o CO_2 reagia com o cálcio para formar íons bicarbonatados que eram levados para o fundo dos mares como carbonato de cálcio (calcário). Desta forma, a maior parte do CO_2 que existia nessa atmosfera primitiva hoje está preso na forma de calcário, e somente uma porção muito pequena ficou na atmosfera. Os sedimentos calcários mais antigos que se conhecem são do Arqueano e se depositaram debaixo de água.

Nas zonas de subdução das placas tectônicas o calcário do fundo do mar é continuamente reciclado para a astenosfera onde pelo calor e pressão muito elevados o CO_2 é liberado do calcário. Esse CO_2 sai nas erupções vulcânicas, nos gêiseres, fumarolas e outros lugares por onde o magma vem à superfície degaseando para a atmosfera. A respiração dos seres vivos também produz dióxido de carbono que vai para a atmosfera. Se não houvesse esta reciclagem, o processo de intemperismo teria removido todo o dióxido de carbono da atmosfera em alguns milhões de anos (SALGADO-LABOURIAU, 1994).

Durante o processo de reciclagem, o CO_2 se reduziu a uma proporção muito pequena (0,03%), e o nitrogênio da atmosfera primitiva passou a ser o constituinte dominante da atmosfera sob a forma de N_2 ou NH_3 (Figura 1.5B). Ele continua assim e representa 78,1 % do volume atual do ar. O efeito estufa do CO_2 e do vapor d'água fizeram com que a temperatura não baixasse muito e a água fosse mantida em estado líquido sobre a superfície. Se não fosse esse efeito, ela terminaria por se solidificar formando grandes lagos e mares gelados (SALGADO-LABOURIAU, 1994).

Na segunda atmosfera, sem O_3 e O_2 livre, a radiação ultravioleta não devia ser filtrada pela atmosfera e chegava até a superfície da Terra. Os mares

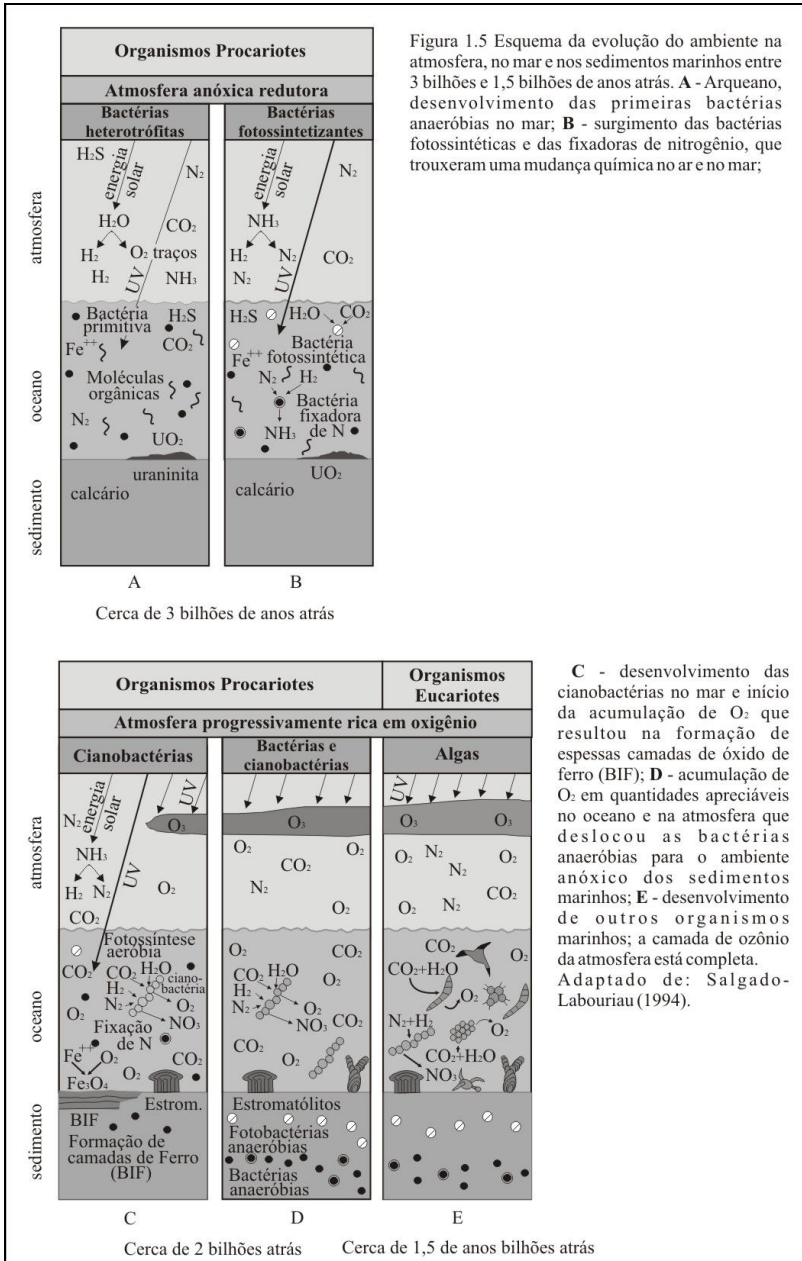
daquele tempo devem ter sido muito ricos em gases dessa atmosfera primitiva, mas a vida, que então se iniciava, só devia ser possível bem abaixo da superfície da água onde esta radiação, que é letal às formas de vida conhecidas, não penetrava. Acredita-se que bactérias e outras formas de vida anaeróbicas e fixadoras do nitrogênio deviam estar começando a aparecer nos oceanos.

Há evidências de que os organismos fotossintetizadores surgiram há pelo menos 3,5 bilhões de anos atrás. Eram cianobactérias (cianofíceas) mais abundantes em rochas calcárias até o final do Pré-cambriano. Pela utilização da energia solar estes organismos, da mesma forma que os atuais, obtinham sua energia a partir da água e do CO_2 eliminando o oxigênio. Acredita-se que a atmosfera no início não continha uma quantidade apreciável de oxigênio porque o que era produzido seria usado nos processos de oxidação (Figura 1.5B). Começaram a se formar óxidos a partir de elementos ávidos de oxigênio como, por exemplo, os óxidos de urânio e ferro. As maiores jazidas de óxido de ferro que existem hoje são de rochas do Proterozóico e esta Era é conhecida com o nome de Idade do Ferro (SALGADO-LABOURIAU, 1994).

Por este raciocínio supõe-se que até o término do Pré-cambriano toda a vida se encontrava submersa por ser impossível sua existência na superfície devido à radiação ultravioleta.

À medida que a produção de oxigênio aumentava e os elementos redutores eram saturados, começou a se acumular oxigênio livre na atmosfera. Alguns pesquisadores supõem que já havia oxigênio suficiente na atmosfera no último bilhão e meio de anos, no Proterozóico superior (Figura 1.5E) devido à grande abundância de estromatólitos e o aparecimento das algas unicelulares e multicelulares. Este aumento de oxigênio permitiu o aparecimento de organismos aeróbios e a proliferação da vida nos mares. Da mesma forma, permitiu o desenvolvimento da camada de ozônio na estratosfera, a qual é um filtro muito eficiente para a radiação ultravioleta (SALGADO-LABOURIAU, 1994).

A grande mudança ambiental, de uma atmosfera redutora a outra oxidante, obrigou os organismos anaeróbios a se refugiarem em ambientes pobres ou desprovidos de oxigênio, que para eles é letal. Provavelmente houve um grande número de extinções. Mas, como as bactérias raramente deixam registros fósseis e as diferenças entre suas espécies e gêneros estão muito mais no tipo de metabolismo do que na morfologia, não se pode avaliar a extensão de seu extermínio. Pela comparação com os ambientes em que vivem hoje, pode-se supor que passaram a viver nas águas profundas de lagos e mares e dentro de sedimentos não consolidados (Figura 1.5D-E).



Entretanto, somente muito mais tarde, no Siluriano médio (uns 140 milhões de anos depois), aparecem no registro fóssil as primeiras formas de vida terrestres. Uma das hipóteses é que não se havia formado ainda a camada de O_3 nem havia suficiente O_2 na atmosfera para filtrar eficientemente a radiação ultravioleta (SALGADO-LABOURIAU, 1994).

O início da vida na Terra e sua evolução criaram novos tipos de metabolismo que tiveram um papel fundamental na modificação da atmosfera primitiva até chegar à composição de gases que ela tem hoje. Se a vida não tivesse existido a atmosfera estaria em equilíbrio dinâmico com as rochas da superfície e seria semelhante à do Arqueano.

De acordo com Lovelock (1989), é possível conhecer se um planeta de qualquer sistema solar tem vida pela análise de sua atmosfera. A presença de vida deslocaria o equilíbrio e a composição de gases seria diferente da esperada pela análise das rochas da superfície.

CAPÍTULO 2

NOÇÕES DE COSMOGRAFIA

A Terra possui um formato denominado de GEÓIDE que se aproxima de uma circunferência, não sendo perfeitamente circular, mas apresentando diâmetros diferentes na faixa equatorial e na faixa polar. Este fato é resultado do movimento de rotação do planeta, a uma velocidade de 1.670/km/h, que pela força centrífuga, tende a salientar sua região equatorial (SALGADO-LABOURIAU, 1994).

Como citado por Dominguez (1979), “adotou-se como superfície de referência da Terra um elipsóide de revolução cujas medidas principais são: raio equatorial 6.378,38 km, raio polar 6.356,912 km, raio médio 6.371 km”. Por isso, se diz comumente que a Terra é “achatada” nos pólos e “dilatada” na faixa equatorial.

“A Terra, como os demais planetas do Sistema Solar, está submetida às leis da dinâmica celeste” (DOMINGUEZ, 1979), realizando com isso, inúmeros movimentos no espaço orbital. O movimento de rotação da Terra em torno de seu eixo é hoje de cerca de 24 horas (média de 23 horas, 56 minutos e 4 segundos). Ela gira em torno do Sol em cerca de 365 dias (média de 365 dias, 6 horas, 9 minutos e 10 segundos) (SALGADO-LABOURIAU, 1994).

A órbita de um planeta é o caminho percorrido por ele ao redor do Sol. As órbitas são elipses mais ou menos alongadas. Para a órbita da Terra, o alongamento desvia menos de 2% do círculo, ao passo que para Plutão e Mercúrio, o desvio é de mais de 20%.

Os planetas giram inclinados em relação ao plano de sua órbita. O eixo de rotação faz um ângulo de inclinação com o plano. Para a Terra, a inclinação entre o eixo de rotação com o plano perpendicular à sua órbita é de 23,5°.

Ainda de acordo Salgado-Labouriau (1994), a inclinação do eixo de rotação é fixa enquanto o planeta percorre a sua órbita ao redor do Sol. A inclinação faz com que ora um hemisfério, ora outro recebam mais energia solar resultando no ciclo das estações do ano. Esta inclinação do eixo terrestre é tão importante que está na origem da palavra clima: em grego, *klima* significa inclinação.

Corroborando, de acordo com Sadourny (1994), na Terra durante o verão, os dias são mais longos e durante o inverno os dias são mais curtos,

naturalmente, mais frios. Com isso tem-se em determinado lugar do globo variação da radiação solar recebida durante as diferentes estações do ano.

Como explicam Tubelis e Nascimento (1984), o Sol culmina no zênite (representando maior ganho energético) em locais cuja latitude é igual ao valor da inclinação do eixo da Terra (Figura 2.1). Assim, nos Equinócios (21 de março e 23 de setembro) o Sol culmina no zênite sobre o Equador, apresentando nestas datas, em todos os pontos da Terra, dias e noites com a mesma duração. No Solstício de verão no hemisfério Sul e Solstício de inverno no hemisfério Norte (21 de dezembro), o Sol culmina no zênite para a latitude - 23,5° (sul), pelo fato dessa ser a maior declinação alcançada no hemisfério Sul, essa latitude recebe o nome de Trópico de Capricórnio. De 23 de setembro a 21 de março, o Sol culmina no zênite para locais de latitude sul. De 21 de março a 23 de setembro, o Sol culmina no zênite para locais de latitude Norte. Em 21 de junho o Sol culmina no zênite para 23,5° (norte), latitude que define a posição do Trópico de Câncer, tem-se assim, o Solstício de verão no hemisfério Norte e Solstício de inverno no hemisfério Sul. Nas latitudes superiores a 23,5° o Sol não culmina zenitalmente em dia nenhum do ano. Denomina-se região tropical aquela compreendida entre as latitudes de 23,5° S e 23,5° N.

Por conta ainda da inclinação do eixo da Terra, no hemisfério que está recebendo menor quantidade de radiação solar (inverno), a luz solar só consegue chegar até um determinado ponto da superfície, este ponto é exatamente, a subtração do valor da inclinação (Figura 2.2), ou seja, $90^\circ - 23,5^\circ = 66,5^\circ$. Latitude esta, que caracteriza o Círculo Polar. Com isso, a partir do Círculo Polar, no hemisfério que está no inverno, a luz solar não consegue atingir a superfície, caracterizando 24 horas de noite ininterrupta. Por outro lado, no hemisfério que está no verão, a partir do Círculo Polar, o Sol não se põe, caracterizando 24 horas de brilho solar.

De acordo com Tubelis e Nascimento (1984) para o hemisfério sul,

no equinócio de primavera (23 de setembro), a duração do dia é igual a da noite. Na primavera, a duração do dia aumenta, sendo máxima no solstício de verão (21 de dezembro). Durante o verão, o dia passa a diminuir, mas ainda é maior que a noite. No equinócio de outono (21 de março) novamente a duração do dia torna-se igual a da noite. No outono, a duração do dia é menor que a da noite e é decrescente até o solstício de inverno (21 de junho), quando sua duração é mínima. No inverno, a duração do dia cresce, mas ainda é menor que a noite.

Se não houvesse inclinação, e a Terra girasse com eixo perpendicular a órbita, os dias e as noites seriam iguais dentro de cada faixa latitudinal e o clima seria uniforme, porque o vento e a temperatura seriam uniformes dentro de latitudes simétricas. “Isso faria com que as plantas ficassem restritas a faixas latitudinais estreitas” (SALGADO-LABOURIAU, 1994).

A variação da duração dos dias e noites de acordo com a latitude pode ser observada na Tabela 2.1.

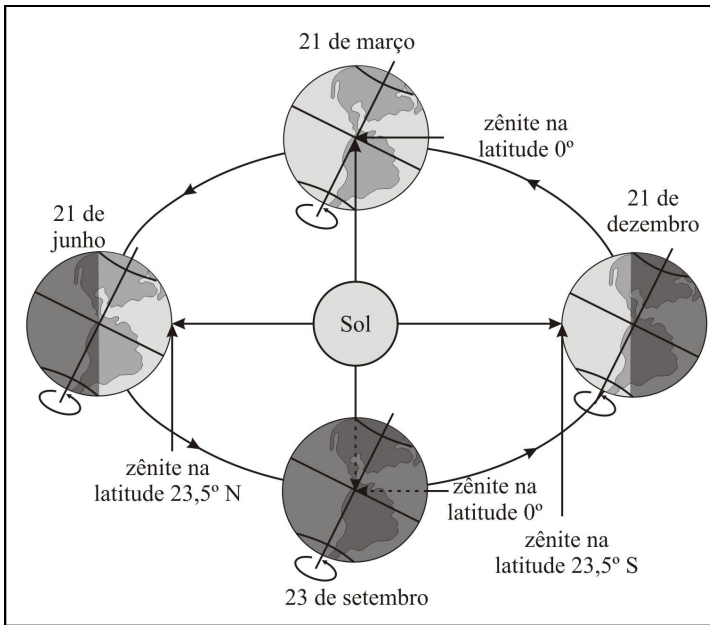


Figura 2.1 Movimento de Translação da Terra, Solstícios e Equinócios
Adaptado de: Strahler (1982)

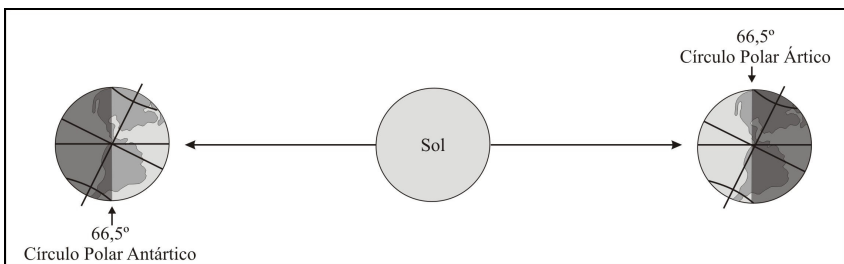


Figura 2.2 Círculo de iluminação
Adaptado de: Strahler (1982)

Tabela 2.1 Variação latitudinal da duração do dia no hemisfério sul

Latitude	23/setembro	21/dezembro	21/março	21/junho
0°	12 horas	12 horas	12 horas	12 horas
10°	12 horas	12 h 35'	12 horas	11 h 25'
20°	12 horas	13 h 12'	12 horas	10 h 48'
30°	12 horas	13 h 56'	12 horas	10 h 04'
40°	12 horas	14 h 52'	12 horas	9 h 08'
50°	12 horas	16 h 18'	12 horas	7 h 42'
60°	12 horas	18 h 27'	12 horas	5 h 33'
70°	12 horas	2 meses	12 horas	0
80°	12 horas	4 meses	12 horas	0
90°	12 horas	6 meses	12 horas	0

Fonte: Machado (2000)

Hoyle (1975) *apud* Salgado-Labouriau (1994) afirma que “se o ângulo de inclinação da Terra fosse maior que $33,5^\circ$, os invernos polares e os verões tropicais seriam muito mais fortes e haveria tempestades que chegariam a extremos que não conhecemos”.

O ângulo de inclinação da Terra hoje, como dito, é em média $23,5^\circ$, variando entre um mínimo de $22,1^\circ$ e um máximo de $24,5^\circ$ (SALGADO-LABOURIAU, 1994). Como visto na Figura 2.3.

Esta variação cíclica, chamada de precessão axial, faz com que a radiação solar recebida diminua ou aumente nas zonas polares através do tempo, tendo uma frequência de 41.000 e de 54.000 anos (Tabela 2.2).

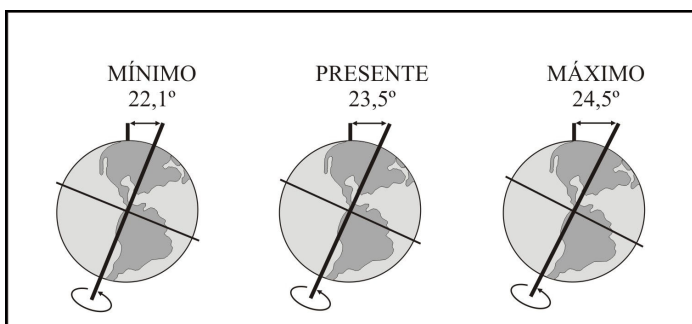


Figura 2.3 Precessão axial da Terra

Adaptado de: Salgado-Labouriau (1994)

O eixo polar da Terra atualmente aponta para a estrela Alpha Ursae Minoris (Estrela Polar – Polaris). Contudo esta condição não foi sempre assim, a Terra, assim como um pião, descreve um cone ao girar sobre si, só que o pião bamboleia no sentido de seu movimento, e a Terra no sentido inverso. A Terra

vai mudando sua direção lentamente, sempre com a mesma inclinação, descrevendo um cone duplo no espaço (Figura 2.4) (SALGADO-LABOURIAU, 1994).

Daqui a mais ou menos 14.000 anos, a estrela Alpha Lyrae (Vega) será a estrela polar, e por volta de 27.800 anos no futuro, voltará a ser a Alpha Ursae Minoris. O período de precessão deste círculo é de 25.800 anos (SALGADO-LABOURIAU, 1994) (Tabela 2.2).

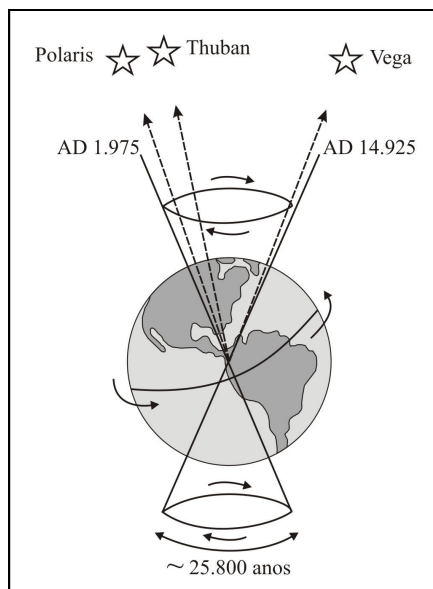


Figura 2.4 Oscilação do eixo da Terra. Em 1975 atingiu o extremo de precessão e chegará ao outro extremo em 14.925 desta era.

Adaptado de: Kerrod (1976) e Salgado-Labouriau (1994)

Tabela 2.2 Ciclos orbitais da Terra

Movimento	Duração aprox. (anos)	Variação
Oscilação do eixo	25.800	Polaris – Vega
Precessão axial (obliquidade)	41.000 – 54.000	22,1° – 24,5°
Precessão orbital (excentricidade)	95.000 – 100.000	(0,00 – 0,06%)
Precessão do equinócio	125.000 – 400.000	
	19.000 – 23.000	

Fonte: Pias e Imbrie (1987); Berger *et al* (1993) e Salgado-Labouriau (1994)

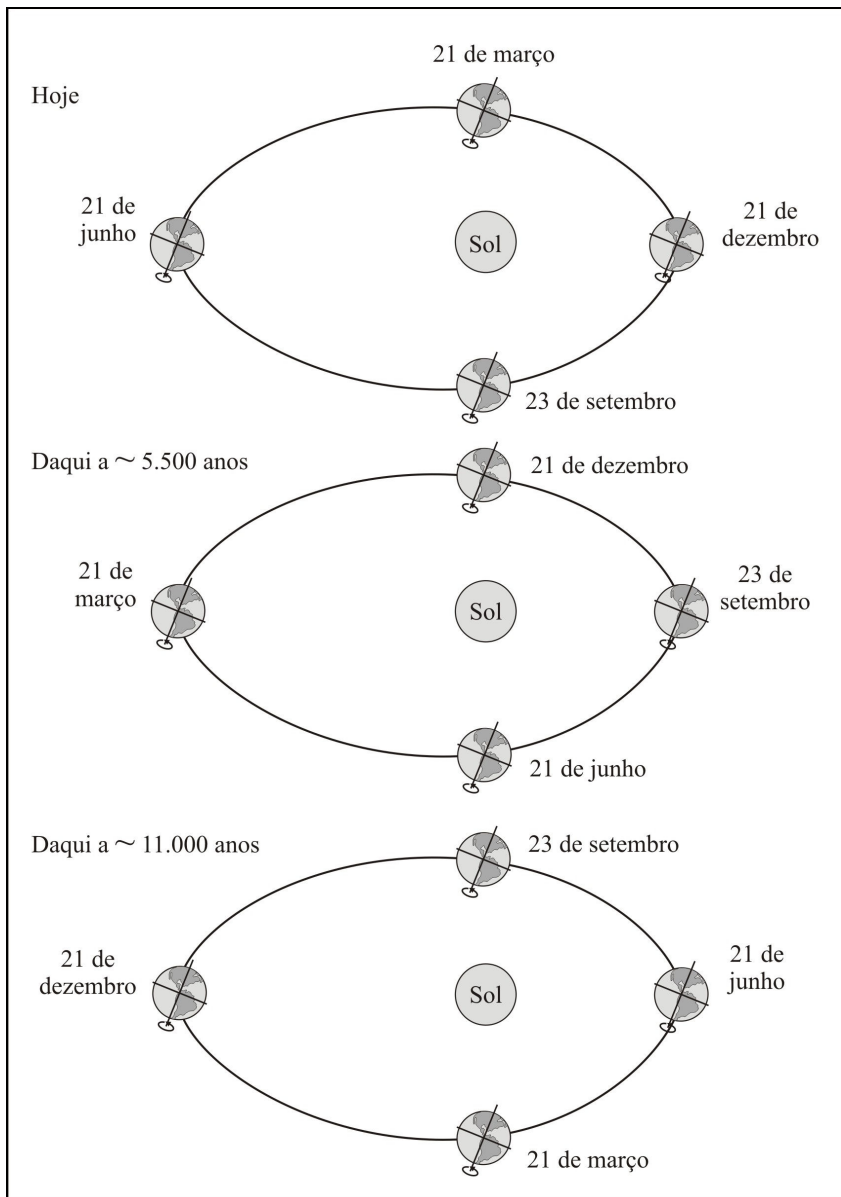


Figura 2.5 Precessão dos equinócios

Adaptado de: Pissias e Imbrie (1987) e Salgado-Labouriau (1994)

A órbita da Terra também varia de 0,00 (circular) à 0,06 de excentricidade. Esta variação é cíclica e, além dela, a própria elipse muda a posição de seu eixo maior com o tempo. Há de acordo com Salgado-Labouriau (1994), quatro ciclos, três de frequências menores, de 95.000, de 100.000 e de 125.000 anos e outro de frequência maior, de 400.000 anos (Tabela 2.2), que constituem a precessão da excentricidade. Estas variações, mudam apenas cerca de 0,1% a quantidade de radiação total recebida pela Terra. Entretanto, são importantes na modulação da amplitude dos ciclos de precessão. Quando a órbita é circular a posição em que ocorrem os equinócios e solstícios é irrelevante, mas quando é elíptica esta posição é importante e muda o total de energia solar que a Terra recebe sazonalmente.

Ainda de acordo com a autora, se as precessões (axial e da elipse) são tomadas juntas, a posição dos equinócios e solstícios mudam ao longo da órbita num ciclo total de cerca de 22.000 anos (frequência de 19.300 e 23.000 anos, Tabela 2.2). Este ciclo denomina-se precessão dos equinócios. Hoje o solstício de verão do hemisfério sul ocorre perto do periélio, que é o ponto em que a Terra passa mais perto do Sol (Figura 2.5). Há 11.000 anos atrás ele ocorreu do lado oposto da elipse. Atualmente, a Terra está mais longe do Sol durante o verão no hemisfério norte (afélio), e nesta estação recebe menor radiação solar do que o verão do hemisfério sul. Mas esta situação se inverterá daqui a cerca de 11.000 anos devido à precessão dos equinócios (Figura 2.5).

A precessão dos equinócios, portanto, modifica ciclicamente a quantidade de energia recebida pela Terra no inverno e no verão, diminuindo ou aumentando a temperatura da estação climática, embora seus efeitos absolutos sejam diminuídos pela repartição dos continentes e oceanos como poderá ser visto no capítulo 5. A precessão é causada pelas influências gravitacionais da Lua e do Sol e também dos outros planetas, principalmente os dois gigantes, Júpiter e Saturno.

CAPÍTULO 3

PRINCIPAIS ELEMENTOS DO CLIMA

3.1 RADIAÇÃO SOLAR E INSOLAÇÃO

De acordo com Tubelis e Nascimento (1984), existe uma diferença entre estes dois conceitos. Enquanto a *insolação* é a duração do período do dia com luz solar ou a duração do brilho solar, a *radiação solar* é a energia recebida pela Terra na forma de ondas eletromagnéticas, provenientes do Sol. Ela é a fonte de energia que o globo terrestre dispõe.

Para Ayoade (2003), a distribuição latitudinal da insolação (Figura 3.1), indica que as maiores quantidades de insolação são recebidas nas zonas subtropicais sobre os principais desertos do globo, graças à baixa nebulosidade em comparação com a região equatorial. Os valores de insolação diminuem em direção aos Pólos, atingindo seu mínimo em torno das latitudes de 70° – 80° no hemisfério Norte e de 60° – 70° no hemisfério Sul. Esta diferença entre os dois hemisférios, é decorrente da maior proporção de oceanos em relação aos continentes do hemisfério Sul, ou seja, maior quantidade de água evaporando, significando maior nebulosidade.

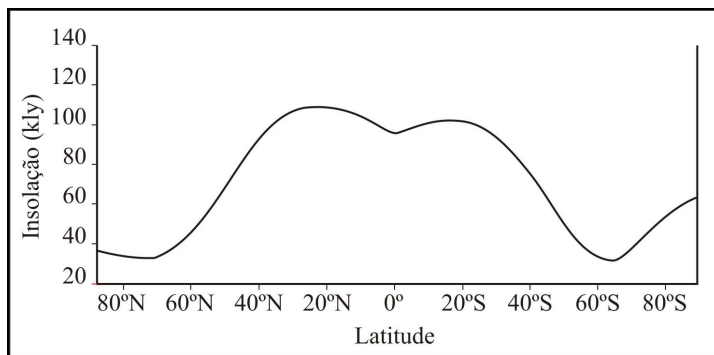


Figura 3.1 Distribuição latitudinal da insolação anual
Adaptado de: Ayoade (2003)

Para Soares e Batista (2004), “radiação é uma forma de energia que emana, sob forma de ondas eletromagnéticas, de todos os corpos com temperaturas superiores ao zero absoluto (-273 °C)”.

Ainda de acordo com os autores, o Sol fornece 99,97% da energia utilizada no sistema Terra/Atmosfera, sendo direta ou indiretamente responsável por todas as formas de vida encontradas no planeta.

A cada minuto o Sol emite 56×10^{26} calorias de energia propagadas em todas as direções, no entanto a intensidade da radiação diminui inversamente ao quadrado das distancias do Sol, com isso o planeta recebe apenas dois bilionésimos da energia que sai da fonte (SOARES e BATISTA, 2004).

Apesar de ser considerada como constante, as diferenças da incidência de raios solares de acordo com as estações do ano promovem uma interferência nos valores reais de energia ($\text{cal.cm}^{-2} \cdot \text{min}^{-1}$) que chega à superfície como observado na Tabela 3.1.

Tabela 3.1 Quantidade de energia ($\text{cal.cm}^{-2} \cdot \text{min}^{-1}$) recebida pela Terra observados nos dias 15 de cada mês no hemisfério Sul

ESTAÇÃO	MÊS	ENERGIA
Verão	Jan.	2,046
	Fev.	2,029
Outono	Mar	2,002
	Abr.	1,967
	Mai.	1,937
Inverno	Jun.	1,928
	Jul.	1,916
	Ago.	1,930
Primavera	Set	1,958
	Out.	1,991
	Nov.	2,024
Verão	Dez	2,044

Fonte: Soares e Batista (2004)

Além do aspecto inerente à distância, de acordo com Retallack (1977), a radiação solar ao atravessar a atmosfera é atenuada por 3 processos: **difusão** – espalhamento pelas partículas da atmosfera, tais como gases, cristais e impurezas. “Uma parte dessa radiação difundida é, portanto, devolvida ao espaço, enquanto que outra parte atinge a superfície e é chamada de radiação difusa”; **absorção** – absorção seletiva por certos constituintes atmosféricos para certos comprimentos de ondas, como por exemplo a absorção da radiação ultravioleta pelo ozônio (O_3); **reflexão** – a reflexão pelas nuvens depende principalmente de sua espessura, estrutura e constituição.

De acordo com Tubelis e Nascimento (1984), em média dos 100% da energia do Sol que chega à atmosfera, como visto na Figura 3.2, cerca de 40% incidem sobre as nuvens e desse total são absorvidos 1% e refletidos 25%, que se perdem para o espaço, chegando apenas 14% à superfície. Dos outros 60% que incidem sobre áreas sem cobertura de nuvens, 7% são refletidos/difundidos por aerossóis, 16% absorvidos por gases atmosféricos, chegando 37% à superfície. Destes 51% que chegam à superfície, subtrai-se ainda 5% que são refletidos por esta, com isso, tem-se que cerca de 46% da energia que incide sobre a atmosfera é absorvida pela a superfície terrestre.

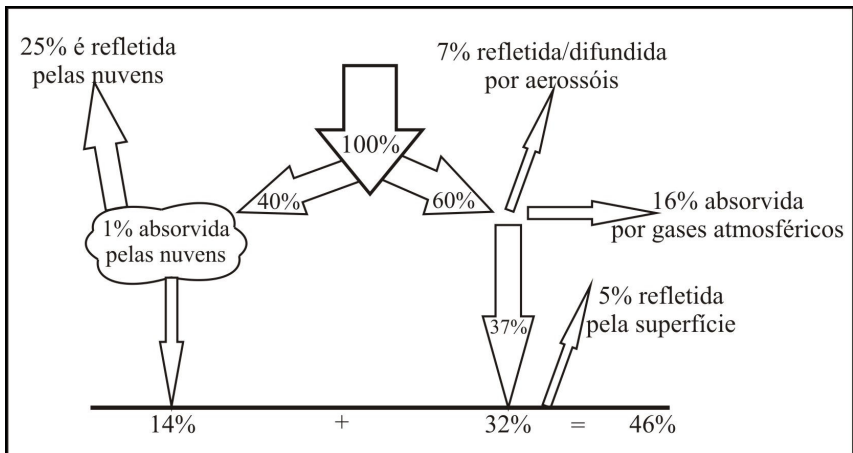


Figura 3.2 Esquema geral do balanço de radiação solar médio
Adaptado de: Tubelis e Nascimento (1984)

É importante ressaltar, que a energia absorvida ou refletida depende da superfície onde incide a radiação, assim tem-se a importância de alguns conceitos, definidos por Soares e Batista (2004), como: *Albedo* (Tabela 3.2) indica a refletividade total de uma superfície iluminada pelo Sol. *Absortividade* (Tabela 3.3) que é a fração de energia incidente absorvida pelo material. *Refletividade* sendo a fração da energia incidente refletida pelo material; *Transmissividade* que é a fração da energia incidente transmitida pelo material. Estes coeficientes variam de 0 a 1, onde a soma dos mesmos é igual a 1, visto que toda energia incidente sobre qualquer material deve ser absorvida, refletida e/ou transmitida. *Emissividade* (Tabela 3.3) é o coeficiente que indica a eficiência de um corpo em emitir energia.

Tabela 3.2 Albedo de algumas superfícies

SUPERFÍCIE	ALBEDO	SUPERFÍCIE	ALBEDO	SUPERFÍCIE	ALBEDO
Água	5%	Areia seca	18%	Areia úmida	9%
Asfalto	7%	Concreto	22%	Culturas	15/25%
Floresta	16/37%	Gramma seca	16/19%	Solo claro	27%
Solo escuro	10%	Solo úmido	15%	Nuvens	50/55%

Fonte: Soares e Batista (2004)

Tabela 3.3 Absortividade (ondas curtas) e emissividade (ondas longas) de algumas superfícies em relação à radiação total

SUPERFÍCIE	ABSORTIVIDADE (%)	EMISSIONIVIDADE (%)
Areia seca	83	90
Areia úmida	91	95
Coníferas	95	95
Floresta de <i>Pinus</i> spp	86	90
Gramma seca	68	90
Ferro galvanizado	65	13

Fonte: Fonte: Soares e Batista (2004)

A quantidade de radiação solar, bem como a insolação incidente sobre a superfície, depende de alguns fatores, como o período do ano (estações); período do dia (manhã ou noite); latitude (nas latitudes entre 35° N e 35° S, ocorre excesso de energia (Figura 3.3), pois a energia absorvida é maior que a irradiada ao espaço, enquanto fora destas latitudes, há um déficit energético) (RETALLAK, 1977); cobertura de nuvens (a insolação no Nordeste, em qualquer época do ano, é muito superior que na região Norte, evidenciando ser a região de maior disponibilidade de insolação relativa no Brasil. Destacando-se que a cobertura do céu – nebulosidade – é o complemento da insolação relativa, verifica-se que, em termos médios anuais, o céu fica encoberto 52% do período diurno na região Norte, 49% na região Sul, 41% no Sudeste e no Centro Oeste, e apenas 34% no Nordeste) (TUBELIS e NASCIMENTO, 1984).

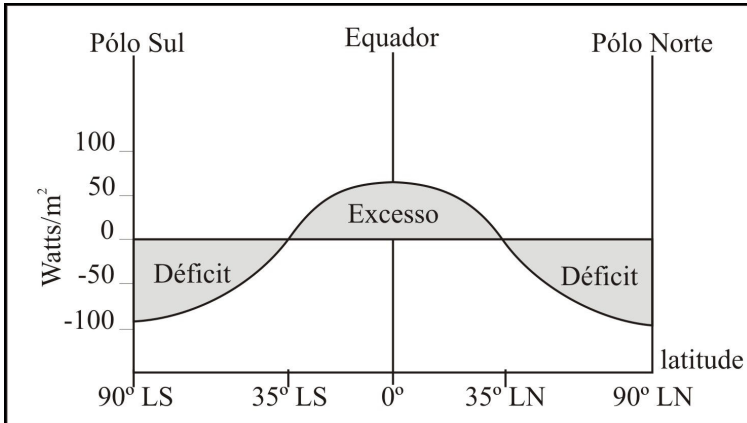


Figura 3.3 Balanço energético da Terra

Adaptado de: Ayoade (2003)

A energia absorvida pela superfície terrestre em ondas curtas é reirradiada, através de ondas longas, promovendo o aquecimento do ar atmosférico. A parte absorvida é usada no aquecimento da superfície do Planeta (terras e água). Dessa forma, a atmosfera (ou o ar) não é aquecida diretamente pelos raios solares, que passam por ela, mas sim, pelo calor irradiado da Terra, ou seja, de forma indireta.

3.2 TEMPERATURA

Por definição, *calor* “é uma forma de energia que pode ser transferida de um sistema para outro, sem transporte de massa e sem execução de trabalho mecânico” (VIANELLO e ALVES, 1991).

De acordo com Ayoade (2003), a temperatura pode ser definida em termos do movimento de moléculas, onde quanto mais rápido este movimento mais elevada a temperatura. Podendo ser definida também tomando por base o grau de calor que um corpo possui. “A temperatura é a condição que determina o fluxo de calor que passa de uma substância para outra”. O calor desloca-se de um corpo de maior temperatura para outro com menor temperatura. A temperatura de um corpo é determinada pelo balanço entre a radiação que chega (ondas curtas) e a que sai (ondas longas) e pela sua transformação em calor latente e sensível. “Calor sensível é o calor que se detecta, estando associado à mudança de temperatura. Já o calor latente é o calor que deve ser

absorvido por uma substancia para que ela mude seu estado físico” (VIANELLO e ALVES, 1991).

Dentro da Meteorologia, têm-se três modalidades principais de temperatura: do ar, da água e do solo. Este importante elemento do clima sofre influência de diversos fatores, mas principalmente da altitude, latitude e dos efeitos da maritimidade e continentalidade.

De forma geral, a temperatura diminui em função do aumento da latitude, ou seja, a temperatura diminui à medida que se afasta do Equador, indo em direção aos Pólos. Essa modificação na temperatura é basicamente decorrente de dois efeitos: a primeira causa está ligada à forma como se dá a incidência dos raios solares na superfície terrestre, que é “perpendicular” na faixa equatorial e de forma mais oblíqua em direção aos Pólos. Destaca-se ainda, como citado por Sadourny (1994), que a temperatura é mínima nos pólos, não só porque os raios solares incidem com uma grande obliquidade, mas também devido à grande capacidade de reflexão (albedo) da neve que cobre a superfície destas regiões. Menor absorção implicará em menor aquecimento do ar atmosférico.

Leva-se em consideração, ainda, que a atmosfera tem uma espessura menor sobre o Equador e maior sobre os Pólos, o que favorece uma incidência maior e mais intensa na faixa tropical, e em especial, na faixa equatorial.

Por outro lado, têm-se a influência do fator altimétrico agindo sobre os valores térmicos. De um modo geral, na Troposfera, a temperatura diminui à medida que se aumenta a altitude. Em média, a temperatura do ar diminui cerca de 0,6 °C para cada 100 metros de altitude, sendo que esse gradiente pode variar de 1 °C para cada 105 metros quando o ar esta ligeiramente úmido até 1° C para cada 200 metros quando o ar está saturado. Isto se dá, pois, a atmosfera é aquecida de forma indireta, como dito, através do calor que é irradiado pela superfície e logo, tem-se que as regiões mais aquecidas são aquelas em contato mais direto com a “fonte” de irradiação (a superfície terrestre e as águas).

Como o aquecimento da atmosfera se dá a partir da superfície terrestre, tem-se que o mesmo se processa de baixo para cima, resultando na observação de Tubelis e Nascimento (1984) que diz:

a temperatura máxima do ar em contato com o solo ocorre simultaneamente com a temperatura máxima da superfície do solo; à medida que se afasta do solo, a temperatura máxima se atrasa continuamente indo ocorrer a dois metros de altura, cerca de duas horas depois.

Além disso, sabe-se que o ar é mais rarefeito nas regiões mais elevadas, e daí, quanto menos ar, menor quantidade de calor possível de ser contida nesse ar, ou seja, menor a temperatura.

Com isso, tira-se a seguinte conclusão de acordo com a Figura 3.4: a hora em que há maior ganho energético do Sol é justamente a hora do dia em que ele está mais próximo à superfície, ou seja, a hora em que ele está à pino no horizonte (fazendo zênite), sendo esta hora o meio dia (12:00 horas), e analisando os primeiros 2 metros de superfície como área de maior atividade biológica, tem-se que o horário de maior temperatura do dia é por volta de 14:00 horas. Por outro lado, sabendo-se que depois do pôr do Sol a superfície perde sua fonte de energia e que, com isso, o ar começa a perder temperatura culminando nos instantes anteriores ao primeiro raio solar do outro dia, aí é atingida sua temperatura mínima, variando o horário de acordo com a época do ano e latitude.

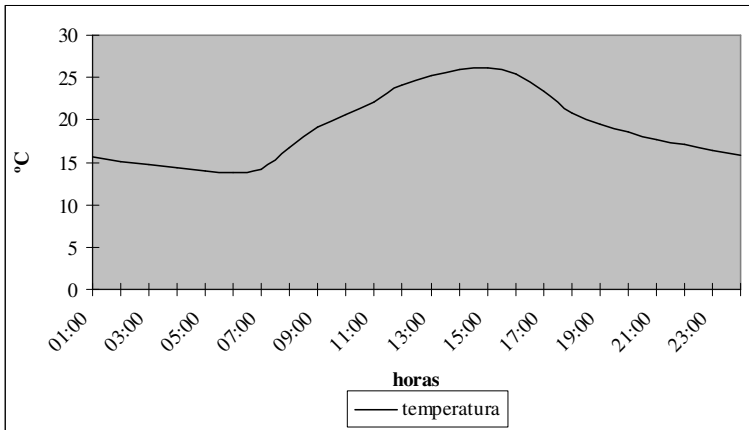


Figura 3.4 Variação diária da temperatura do ar em Juiz de Fora (MG) (1973-2005)

Fonte dos dados: Laboratório de Climatologia e Análise Ambiental - UFJF

A influência dos fatores continentalidade e maritimidade sobre a temperatura do ar, se dá devido, basicamente, à diferença de calor específico entre a terra e as superfícies hídricas.

As regiões próximas à grandes corpos hídricos, apresentam temperaturas mais regulares devido ao efeito amenizador das brisas e das correntes marítimas, mas principalmente pela propriedade que tem a água de manter o calor absorvido por mais tempo e misturá-lo a maiores profundidades que o solo. No continente, de acordo com Toppmair (2004), a partir de determinada profundidade (aproximadamente 1,5 metros) a temperatura mantém-se

constante, ou seja, o solo tem uma capacidade menor de transportar calor. Além disso, o calor específico da superfície terrestre (solo, rocha, vegetação) é bastante diferente do da água. “O calor específico de uma substância é a quantidade de calor necessário para elevar em um grau centígrado a temperatura de sua unidade de massa” (RETALLACK, 1977).

Ayoade (2003), afirma que o calor específico da água do mar é, por exemplo, cerca de 0,94, enquanto que o do granito é 0,2. “No geral, a água absorve 5 vezes mais calor afim de aumentar a sua temperatura em quantidade igual ao aumento do solo”.

Concluindo, regiões próximas à grandes corpos hídricos têm um gradiente térmico menor que o de regiões longe destes corpos, visto que como a água ganha calor mais lentamente, o perde lentamente também, assim, mesmo com o pôr do Sol, o ar atmosférico apesar de parar de receber calor da superfície terrestre, continua ganhando das superfícies hídricas.

Equador Térmico

O equador térmico, não acompanha a linha do equador geográfico, de acordo com Varejão-Silva (2006), a distância entre o equador térmico e o geográfico é normalmente maior sobre os continentes que sobre os oceanos. Sobre os continentes, a oscilação do equador térmico em torno do geográfico amplia-se consideravelmente e, dependendo da região e época do ano, chega a ultrapassar os trópicos. Sobre os oceanos, há áreas em que o equador térmico permanece, durante o ano todo, ao norte do equador geográfico, graças à influência das correntes marítimas. A posição média do equador térmico pode ser observada na Figura 3.4.

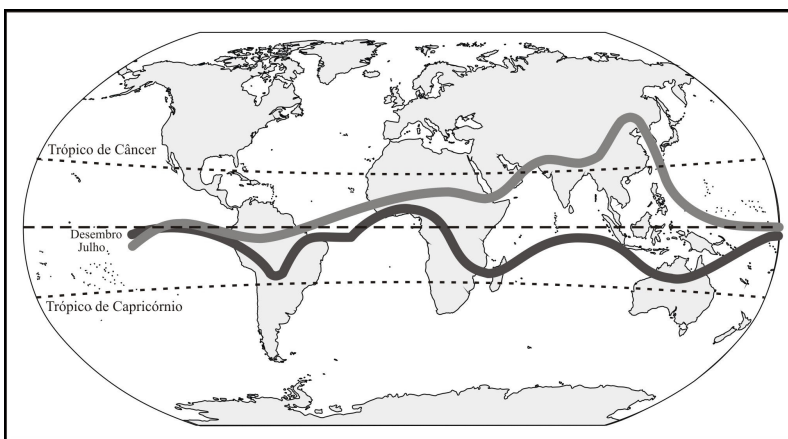


Figura 3.4 Posição média do equador térmico durante o ano
Adaptado de: Varejão-Silva (2006)

3.3 UMIDADE DO AR

De acordo com Ayoade (2003), embora o vapor d'água represente somente 2% da massa total da atmosfera e 4% de seu volume, ele é o componente atmosférico mais importante na determinação do tempo e do clima. A quantidade de vapor d'água contida na atmosfera varia de lugar para lugar e no transcurso do tempo em determinada localidade. Ela pode variar de quase zero, em áreas quentes e áridas, até um máximo de 3% nas latitudes médias e 4% nos trópicos úmidos.

Umidade do ar é o termo utilizado para representar a quantidade de vapor d'água contido na atmosfera. A umidade do ar resulta da evaporação das águas a partir das superfícies terrestres e hídricas e da evapotranspiração de animais e vegetais, e portanto, depende de calor para produzir a evaporação da água e, logicamente, necessita de água para ser evaporada. Assim, por exemplo, um deserto tem calor suficiente para promover o processo de evaporação, mas não dispõe de água para ser evaporada e a umidade do ar permanece baixa.

Uma forma de se expressar a concentração de vapor d'água no ar é através da *Umidade Absoluta*, que é a massa do vapor d'água existente na unidade de volume de ar, sendo expressa em g/m^3 .

Diz-se que o ar está *saturado* quando ele apresenta a concentração máxima de vapor d'água que pode conter.

Geralmente, o ar encontra-se com uma concentração de vapor d'água menor que a de saturação. A relação percentual entre a concentração de vapor d'água existente no ar e a concentração de saturação (concentração máxima), na pressão e temperatura em que o ar se encontra, é definida como Umidade Relativa do Ar (TUBELIS e NASCIMENTO, 1984).

Essa concentração máxima de vapor d'água ou saturação cresce com o aumento da temperatura, ou seja, com maior temperatura, logo com maior grau de calor, o ar se torna mais quente e se expande, podendo assim, conter maior quantidade de vapor d'água. Portanto, quanto maior a temperatura, maior a capacidade do ar em reter o vapor d'água.

O ar poderá também chegar à saturação, mesmo sem ocorrer aumento da quantidade de vapor d'água, se a temperatura diminuir. A Umidade Relativa pode variar mesmo se o conteúdo de vapor d'água permanecer constante. Isso ocorre quando muda a temperatura da amostra de ar. Por isso a Umidade Relativa alcança seus valores máximos pela madrugada (Figura 3.6), quando

ocorre a temperatura mínima do ar. Nesse caso, o ar pode atingir a saturação. Durante o dia, a temperatura aumenta e isto implica numa diminuição da Umidade Relativa, pois o ar se dilata podendo conter mais vapor d'água, sendo assim, pode-se dizer que a Umidade Relativa é inversamente proporcional à temperatura.

Assim, as várias formas de se produzir a saturação do ar ambiente, podem ser resumidas em: “1 – pelo decréscimo da temperatura, reduzindo assim a capacidade do ar atmosférico para conter vapor d'água; 2 – aumentando a quantidade de vapor d'água presente no ar; 3 – reduzindo a temperatura e, paralelamente, aumentando a quantidade de vapor” (VIANELLO e ALVES, 1991).

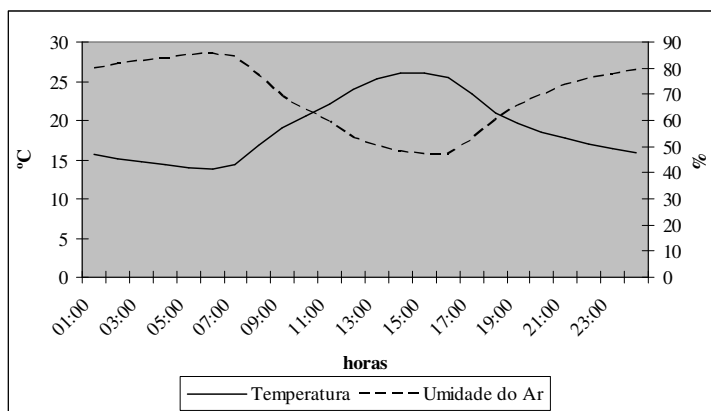


Figura 3.6 Cursos diários da temperatura e umidade relativa do ar em Juiz de Fora (MG) (1973-2005)

Fonte dos dados: Laboratório de Climatologia e Análise Ambiental – UFJF

A temperatura na qual ocorrerá a saturação, se o ar se esfriar à uma pressão constante, sem aumento ou diminuição do vapor d'água, é chamada de *temperatura do ponto de orvalho* (SOARES e BATISTA, 2004). Sendo assim, de acordo com Vianello e Alves (1991), a temperatura do ponto de orvalho é definida como a temperatura na qual a saturação ocorreria se o ar fosse resfriado à pressão constante e sem adição ou remoção de vapor d'água. Em outras palavras, é a temperatura na qual a quantidade de vapor d'água presente na atmosfera estaria em sua máxima concentração. Em condições normais, a temperatura do ponto de orvalho, é uma temperatura crítica entre o estado de vapor e a condensação d'água na atmosfera, ou seja, acima da Temperatura do ponto de orvalho, a água mantém-se na forma de vapor e abaixo dela, passa gradativamente à fase líquida.

Como já dito, a temperatura diminui com o aumento da altitude, e sabe-se que quanto menor a temperatura, menor o volume de vapor d'água contido no ar. Assim, pode-se concluir, que quanto maior a altitude, menor será a temperatura e menor será o volume de vapor d'água contido no ar (Umidade Absoluta), mesmo que assim, esteja mais próximo à saturação (maior Umidade Relativa).

Verifica-se também, que a umidade relativa média anual apresenta uma estreita correlação com o total anual de precipitação, como visto na Tabela 3.4, pois que a precipitação é o processo de alimentação das fontes naturais de vapor d'água.

Tabela 3.4 Relação entre umidade relativa do ar e precipitação em alguns estados

ESTADOS	UMIDADE RELATIVA (%)	PRECIPITAÇÃO (mm/ano)
Ceará	70	971
Bahia	72	1.203
Mato Grosso	75	1.404
Minas Gerais	76	1.421
Rio Grande do Sul	77	1.555
Amazonas	87	2.705

Fonte: Tubelis e Nascimento (1984)

O vapor d'água desempenha um papel muito importante no balanço térmico da atmosfera, principalmente na manutenção da temperatura junto às camadas mais baixas. Como absorve parte do calor reirradiado da superfície terrestre, sua presença na atmosfera evita perdas mais substanciais desse calor. A cobertura da nuvens, por exemplo, “impede a propagação do calor que a Terra irradia, mantendo as temperaturas suaves durante a noite” (SADOURNY, 1994). Esse fato é especialmente importante nas áreas desérticas, onde a perda de energia é máxima. “Nos desertos, onde a evaporação é quase nula, toda energia solar recebida durante o dia serve para aquecer a superfície, que restitui quase imediatamente este calor às camadas inferiores da atmosfera por simples condução térmica, ativada pela turbulência”. Durante a noite, a ausência de nuvens e a secura do ar, fazem com que a superfície terrestre se resfrie rapidamente, o que faz com que a “variação entre as temperaturas do dia e da noite seja muito elevada (a amplitude do ciclo diurno pode atingir cerca de 30 graus)”.

Fenômeno semelhante ocorre mesmo em latitudes tropicais – naturalmente mais úmidas – por ocasião do inverno. Com a menor quantidade de energia recebida durante esse período, a atmosfera se apresenta com menor quantidade de vapor d'água, sendo comum as noites de céu limpo. Contudo, esta ausência de nebulosidade acaba favorecendo, como no caso dos desertos,

uma perda maior e mais rápida do calor irradiado pela superfície, arrefecendo as noites e tornando mais destacadas as amplitudes térmicas diárias.

Em certa medida, a menor quantidade de vapor também é responsável pelas baixas temperaturas em altitude. Como nas áreas mais elevadas ocorre menor concentração de vapor (ar mais rarefeito), e este, é um dos responsáveis pela diminuição das perdas de radiação da superfície, menos calor estará disponível nessa atmosfera. Isso acaba se tornando um ciclo: mais elevado o lugar = menor temperatura = sendo mais frio o ar, ele retém menos vapor d'água = com menos vapor, mais calor é perdido.

3.4 PRESSÃO ATMOSFÉRICA

Como já dito, a Terra acha-se completamente envolvida por uma grande camada de ar, a Atmosfera. O ar, como todos os corpos, tem peso. Sendo assim, qualquer ponto dentro da superfície está sujeito a uma pressão correspondente ao peso da coluna de ar que lhe fica sobreposta. Esta pressão, chamada de pressão atmosférica, representa papel muito importante no clima, pois suas variações estão intimamente relacionadas aos diferentes estados do tempo. Em outras palavras, de acordo com Soares e Batista (2004), o ar atmosférico tem peso e este se manifesta sob a forma de uma pressão que a atmosfera exerce em todas as direções, especialmente sobre a superfície terrestre.

A pressão, em qualquer lugar da superfície, se deve ao peso do ar sobre este lugar. Para as áreas de menor pressão, utiliza-se a denominação *baixa pressão* (BP) e, ao contrário, para áreas onde ocorrem maiores pressões atmosféricas, *alta pressão* (AP).

A pressão atmosférica altera-se em função da temperatura e também vai sofrer alterações em função da latitude e altitude (AYOADE, 2003).

A temperatura faz variar a pressão atmosférica por que o calor “dilata” o ar, tornando-o mais leve e determinando, por consequência, uma menor pressão do ar sobre a superfície (baixa pressão), ou seja, para uma mesma condição de altitude entre dois pontos quaisquer, a pressão sofrerá variação desde que a temperatura entre esses dois pontos seja diferente. Assim, por exemplo, a faixa equatorial, por ser uma zona de altas temperaturas, determina a existência de uma área de BP e, ao contrário, nos pólos, bem mais frios, com o ar mais denso e pesado, ocorrem áreas de AP. Daí pode-se concluir que em regra geral, a pressão atmosférica aumenta do Equador em direção aos Pólos, ou seja, a pressão atmosférica aumenta com o aumento da latitude.

A pressão atmosférica também sofre variações em função da altitude, pois quanto mais elevado for o local, menor será a camada de ar a pesar sobre

ele, como visto na Figura 3.7 (além de se ter o ar mais rarefeito em altitude) e logicamente, menor será o peso exercido por este ar sobre a superfície terrestre. Assim, pode-se dizer que a pressão atmosférica diminui com a altitude, em decorrência da diminuição da densidade do ar, da aceleração da gravidade e da temperatura do ar (TUBELIS e NASCIMENTO, 1984).

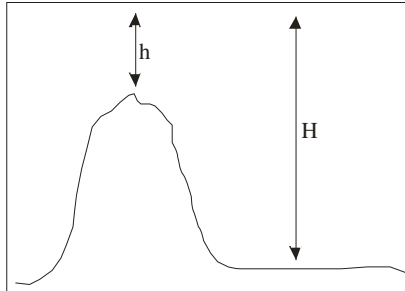


Figura 3.7 Diminuição da altura da camada de ar com a altitude

Contudo deve-se ressaltar que de acordo com Retallack (1977), o grau de diminuição da pressão com a altitude não é constante. Próximo ao nível do mar, por exemplo, a pressão diminui 1 mb aproximadamente, quando se sobe 8,5 m. Enquanto que entorno de 5.500 metros de altitude, é necessário subir 15 metros para se obter a mesma queda de pressão e, à altitudes maiores será necessário um desnível ainda maior para que o barômetro acuse a mesma diminuição. “Estes valores são apenas aproximados, já que a temperatura afeta a queda de pressão com a altitude”. O fato pode ser observado também na Figura 3.8 de acordo com Soares e Batista (2004).

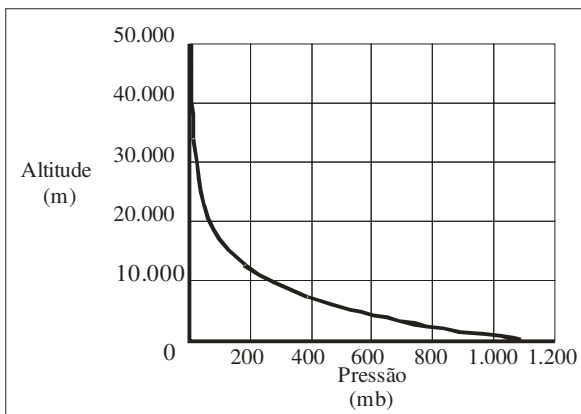


Figura 3.8 Variação da pressão atmosférica com a altitude

Fonte: Soares e Batista (2004)

A influência da temperatura sobre a pressão atmosférica, também pode ser notada quando se compara a variação anual da pressão atmosférica com o desenvolvimento das temperaturas no decorrer das estações do ano, como pode ser observado na Figura 3.9.

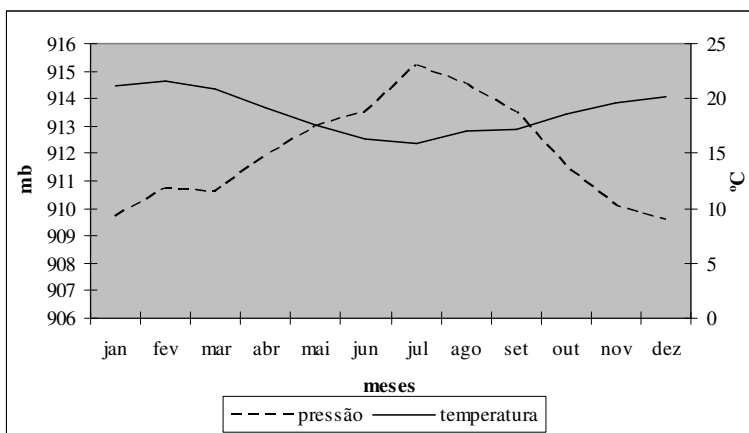


Figura 3.9 Variação anual da pressão atmosférica e temperatura em Juiz de Fora (MG) (1973-2005)

Fonte dos dados: Laboratório de Climatologia e Análise Ambiental – UFJF

As áreas de baixa pressão (BP) são denominadas *ciclones* ou *áreas ciclônicas* e são receptoras de ventos. As áreas de alta pressão (AP) são denominadas de *anticiclones* ou *áreas anticiclônicas* e são áreas dispersoras de ventos. No hemisfério Sul, em uma região de baixa pressão, o ar apresenta um movimento para o interior do núcleo, no sentido horário (Figura 3.10B). Em uma região de alta pressão, o ar se move para fora do núcleo, no sentido anti-horário (Figura 3.10A). O oposto ocorre no hemisfério Norte.

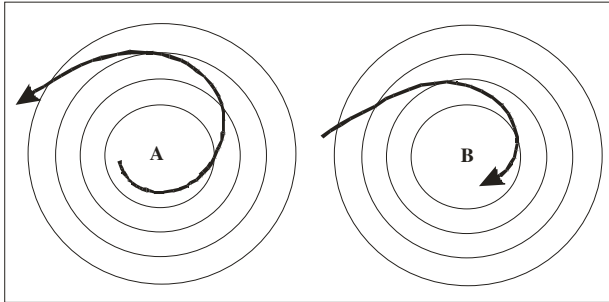


Figura 3.10 Direção resultante do vento em uma célula de alta (A) e baixa pressão (B) no hemisfério Sul
Fonte: Soares e Batista (2004)

Isto ocorre em função dos mecanismos de Convergência e Divergência do ar, que se correlacionam com as variações de temperatura e consequentemente, de pressão. As regiões onde o ar faz o movimento ascendente são denominadas de zonas de baixa pressão e as regiões onde o ar faz o movimento descendente são chamadas de zonas de alta pressão, como observado na Figura 3.11.

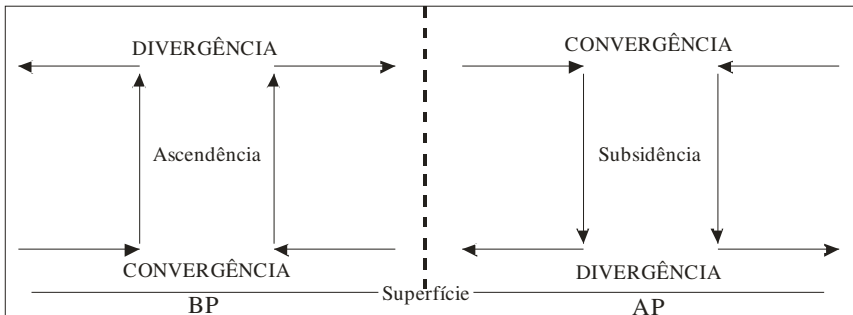


Figura 3.11 Relação entre padrões divergentes, movimentos verticais e pressão
Adaptado de: Ayoade (2003)

Em outras palavras, pode-se dizer que os ventos sopram porque o ar é comprimido para fora por massas de ar frio descendentes, e sugado de baixo de massas de ar quente em elevação. Ou seja, os ventos sopram, no nível do solo, de lugares frios para lugares quentes. Por outro lado, em altitude, há uma corrente de ar que segue o caminho oposto, formando uma *célula de circulação*.

3.5 VENTO

O vento é o movimento do ar em relação à superfície terrestre, movimento este, que se processa tanto no sentido horizontal, quanto no sentido vertical (AYOADE, 2003).

“O aquecimento diferencial de locais próximos ou distantes da superfície terrestre gera diferenças de pressão atmosférica” (TUBELIS e NASCIMENTO, 1984). Dessa forma, o vento é geração de gradientes de pressão atmosférica, ou seja, é gerado em função da existência de pressões diferentes, mas sofre influências modificadoras do Movimento de Rotação da Terra, da Força Centrífuga ao seu movimento e do atrito com a superfície terrestre. Assim, para estabelecer o equilíbrio destas pressões diferentes, o vento se desloca, como já dito, das áreas de Alta Pressão para as Áreas de Baixa Pressão, mantendo em geral, características próprias da atmosfera de onde procede (frio, quente, úmido, seco, etc).

Com maior temperatura, ou seja, com maior grau de calor, o ar é aquecido, se expande, fica mais leve e sobe (ascende) dando “lugar” a outro ar (vento), em geral de características mais frias, que vem para ocupar o “espaço” então criado.

Assim, nota-se que o ar quente “viaja” pelas camadas superiores da Troposfera, enquanto o ar mais frio (mais denso e mais pesado) se desloca pelas partes mais baixas.

Em geral, o vento é mais forte e de maior velocidade nas partes mais altas, pois a velocidade próxima ao solo é diminuída pela fricção ou atrito do mesmo com os obstáculos da superfície (LEINZ e AMARAL, 1989). De acordo com Soares e Batista (2004), se a superfície for coberta por vegetação, o perfil do vento só se estabelece a partir de uma determinada altura acima do solo, isto é, a velocidade do vento se anula na altura da vegetação, como pode se observar na Figura 3.12.

Para Soares e Batista (2004), a velocidade do vento é uma grandeza vetorial, da qual se medem, normalmente, parâmetros da sua componente horizontal. Os parâmetros medidos são: velocidade, direção e força do vento.

Direção do vento, ainda de acordo com os autores, é o ponto cardeal de onde o vento vem. No Brasil, são adotadas oito direções fundamentais: N, NE, S, SE, W, NW, E e “calmaria”, para a ausência de qualquer movimento.

A força do vento é a força exercida pela massa de ar, em decorrência de sua velocidade sobre um obstáculo perpendicular à sua direção.

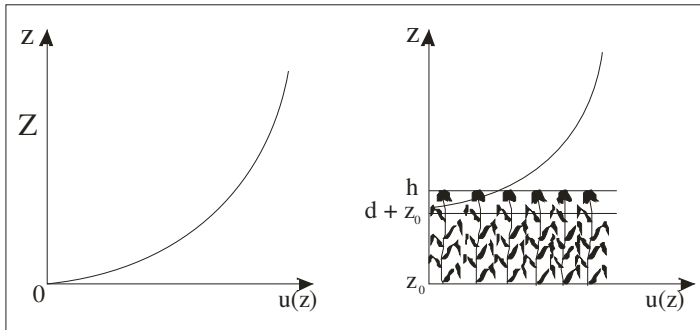


Figura 3.12 Perfil da velocidade do vento (u_z) sobre uma superfície não vegetada (esquerda) e cobertura com vegetação com altura h (direita)

Fonte: Soares e Batista (2004)

3.5.1 BRISAS

As brisas terrestres e marítimas são ventos locais que ocorrem principalmente nas costas tropicais, são causadas pela diferença de pressão existente entre o continente e o mar, e esta, por sua vez, tem origem nas diferenças térmicas (calor específico) entre a superfície terrestre e a superfície hídrica.

Durante o dia, a terra se aquece mais rapidamente que o mar, e assim, o ar sobre o continente se aquece mais rapidamente, se expandindo, tornando-se mais leve e determinando uma área de Baixa Pressão, receptora de ventos. Dessa forma, durante o dia, o continente funciona como um centro de baixa pressão e os ventos sopram do mar (ou de grandes lagos) para a terra, é a brisa Marítima ou Lacustre.

À noite, ocorre um fenômeno oposto, ou seja, a terra se resfria rapidamente, enquanto o mar (ou um grande lago) permanece mais tempo aquecido, havendo assim uma inversão dos centros de pressão, funcionando o oceano como área de Baixa Pressão, receptora de ventos, e o vento, agora mais fraco, sopra da terra para o mar, é a brisa Terrestre.

3.5.2 VENTOS DE VALE E DE MONTANHA

Esses ventos também, em parte, são de origem térmica. Durante o dia, quando a radiação do Sol é intensa, algumas vertentes montanhosas mais expostas, são aquecidas mais rapidamente que os fundos dos vales, formando-se assim, uma área de Baixa Pressão receptora de ventos nas partes mais elevadas e, com isso, os ventos deslocam-se vertente acima, são os ventos de Vale ou *Anabáticos*. “Que são muitas vezes acompanhados pela formação de nuvens cúmulos sobre as montanhas ou perto delas” (AYOADE, 2003).

Com o decorrer das horas do dia, ocorre o inverso, ou seja, as áreas mais elevadas esfriam-se, perdem calor muito rapidamente em função das perdas de radiação. Assim, forma-se no vale uma área mais aquecida, de Baixa Pressão, e então, o ar se desloca vertente abaixo, em direção às depressões e vales, são ventos frios, conhecidos como ventos de Montanha ou *Catabáticos*.

3.5.3 ALÍSIOS

Os alísios são ventos constantes que provém das regiões subtropicais, áreas de alta pressão e dispersoras de ventos, para a faixa equatorial, área quente, de baixa pressão e receptora de ventos.

De acordo com Sadourny (1994), as temperaturas sendo mais elevadas na faixa equatorial, formam aí, uma constante área de baixa pressão, assim como também provocam uma ascensão das massas de ar que se tornam mais leves. Nas áreas extratropicais, por volta de 30° de latitude (horse latitud), de pressões mais altas que a região equatorial, formam-se centros dispersores de vento. Para substituir as massas de ar da região equatorial que ascenderam em virtude das temperaturas elevadas, para lá convergem massas de ar menos quentes (tépidos), originadas nas regiões temperadas, são os ventos Alísios, também denominados *Passat*, (Figura 3.13). Os alísios vêm das regiões subtropicais (do norte e do sul) para a região equatorial (Zona de Convergência), “viajando” pelas camadas mais baixas da Troposfera. Como viajam pelas camadas inferiores, são fortemente “travados” pela fricção com a superfície, pelo que a velocidade dos Alísios, normalmente não ultrapassa 5m/s.

Após perderem sua característica inicial (tépido), e provocarem chuvas na região equatorial, eles se aquecem, ficam mais leves e ascendem, voltando para as regiões de origem, “viajando” agora pelas partes mais altas da Troposfera, e com o nome de Contra-Alísios. São ventos permanentes devido à formação constante dos ciclones no Equador e dos anticiclones nas regiões subtropicais.

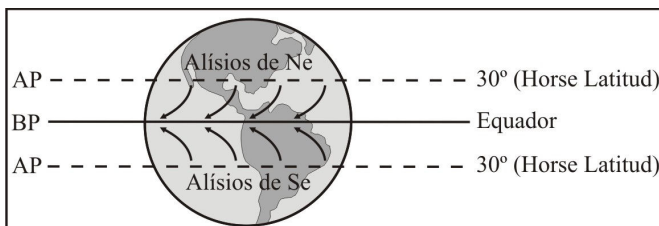


Figura 3.13 Esquema geral dos Ventos Alísios

Adaptado de: Soares e Batista (2004)

Devido ao Movimento de Rotação da Terra, os ventos Alísios, no Hemisfério Norte, sopram de nordeste para sudoeste (Alísios de Nordeste), e no Hemisfério Sul, sopram de sudeste para noroeste (Alísios de Sudeste), e não de norte para sul e de sul para norte, respectivamente, como deveria ser se a Terra estivesse imóvel. Isso se deve à Força ou *Efeito de Coriolis*, que “atua à direita do vetor velocidade no Hemisfério Norte e atua à esquerda no Hemisfério Sul” (VIANELLO e ALVES, 1991). A ação dessa força se aplica à qualquer corpo móvel em um meio giratório. Observa-se pela Figura 3.14 A, que o “desvio” aparente na trajetória dos ventos ocorre à direita e/ou à esquerda, em relação ao observador. No mesmo sentido, na Figura 3.14 B, (à direita ou à esquerda do observador), os Contra-Alísios, nos dois hemisférios, sofrem um desvio na sua trajetória.

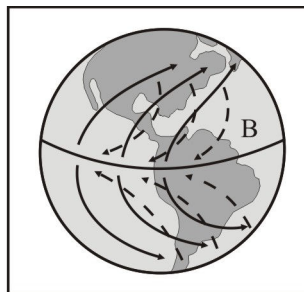
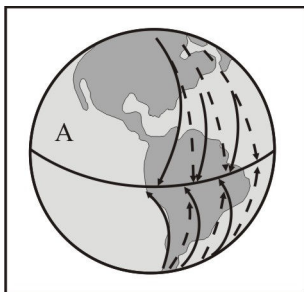


Figura 3.14 Efeito da Força de Coriolis sobre os ventos Alísios (A) e Contra-Alísios (B)

Adaptado de Argentiére (1960) e Vianello e Alves (1991).

A velocidade do vento pode ser estimada, empiricamente, através da escala de Beaufort, que associa a velocidade com observações visuais do efeito do vento (Tabela 3.5).

Tabela 3.5 Escala de Beaufort para estimativa da velocidade do vento

VEL. (km/h)	ESCALA	TERMO	EFEITOS
≤ 2	0	Calmaria	A fumaça sobe verticalmente; as folhas das árvores não se movem.
2 a 5	1	Muito fraco	A direção do vento é mostrada pela inclinação da fumaça; os pequenos galhos se movem lentamente; as gramíneas altas se inclinam suavemente.
6 a 12	2	Fraco	Árvores isoladas de até 5 m se inclinam suavemente; sente-se o vento contra o rosto; pequenos galhos se movem.
13 a 20	3	Suave	Árvores de até 5 m se inclinam; ramos maiores são sacudidos; as copas das árvores em bosques densos se movem.
21 a 29	4	Moderado	Árvores isoladas de até 5 m se inclinam violentamente; árvores em bosques densos se inclinam; poeira se levanta.
30 a 39	5	Moderadamente forte	Pequenos ramos se quebram; resistência ao andar contra o vento.
40 a 60	6	Forte	Árvores são danificadas; dificuldade ao se andar contra o vento; pode haver danos às construções

Fonte: Soares e Batista (2004)

3.6 NEBULOSIDADE

De acordo com Suguio e Suzuki (2003), entre 4,5 e 3 bilhões de anos atrás, a Terra ainda estava muito quente, o que impedia os gases suspensos no ar de se transformarem em líquido. Conforme foi esfriando, entre 3 e 2 bilhões de anos atrás, as primeiras nuvens apareceram. Além da água, tinham metano, amônia, hidrogênio, hélio e gás carbônico, eram carregadas. Bem mais leves, as nuvens atuais são compostas de gotículas de água e impurezas encontradas no ar.

Uma nuvem pode ser definida como “um conjunto visível de partículas de água líquida e/ou de gelo, em suspensão na atmosfera” (TUBELIS e NASCIMENTO, 1984). O vapor d’água presente no ar atmosférico pode passar (ou voltar) para a fase líquida pelo processo de *condensação*, processo este que dá origem às nuvens. Esta condensação do vapor d’água no interior de uma massa de ar inicia-se quando esta atinge a saturação, processo este, como já

dito, pode dar-se, principalmente, pelo resfriamento (redução da temperatura) ou pela adição de vapor d'água.

Ainda de acordo com os autores, a saturação por resfriamento ocorre devido à diminuição da capacidade de retenção de vapor d'água da massa de ar com a diminuição da temperatura. A saturação ocorre quando o teor de vapor d'água existente no ar torna-se igual à sua capacidade de retenção. “A saturação de uma massa de ar pode ainda ser atingida pela adição de vapor d'água, causando a elevação do seu teor até a sua capacidade máxima de retenção, na temperatura em que a massa de ar se encontra”.

O principal processo de formação de nuvens é o resfriamento por *expansão adiabática* (SOARES e BATISTA, 2004), que ocorre quando uma massa de ar se eleva na atmosfera. À medida que a mesma se eleva, ela se expande, em decorrência da diminuição da pressão atmosférica com a altura e resfria-se à medida que se eleva. Como consequência, o resfriamento provoca uma diminuição da capacidade de retenção de vapor d'água, então ocorre a saturação e a condensação sobre os núcleos de condensação, constituídos por impurezas sólidas que servem de superfícies de contato. A Lei Adiabática estabelece a “relação entre a temperatura e a pressão de uma parcela de gás que se expande independentemente do calor externo” (SADOURNY, 1994), ou seja, não há troca de calor com o ar atmosférico em entorno.

O nascimento de uma nuvem pode assim ser resumido: em dias quentes, o Sol aquece o solo com maior intensidade em alguns lugares. As bolhas de ar quente que se formam nos locais de maior incidência sobem impulsionadas pelo ar mais denso e mais frio em volta delas. Quando encontram uma pressão atmosférica mais baixa, as bolhas se expandem e resfriam – uma nuvem se forma quando o ar sobe e esfria tanto que o vapor d'água que ele contém se condensa em gotículas.

De acordo com Tubelis e Nascimento (1984), tendo atingido o nível de condensação, a nuvem formada é constituída de gotículas de água que pelas suas pequenas dimensões, de 2 a 20 microns, permanecem em suspensão na atmosfera. Cada gotícula fica sujeita à Força Gravitacional, ao Empuxo e à ação das correntes ascendentes de ar. Enquanto predominam as forças ascendentes sobre a Força Gravitacional, as gotículas se elevam na atmosfera. Quando a componente gravitacional predomina, as gotículas descendem na atmosfera, dando origem à precipitação. A predominância da gravidade ocorre quando as gotículas crescem até uma dimensão suficiente para sobrepujar as correntes ascendentes. Como citado por Forsdyke (1969) “milhares de gotículas invisíveis são necessárias para formar uma só gota de chuva”.

De acordo com Tubelis e Nascimento (1984), também ocorre o processo inverso ao da expansão adiabática. O ar ao descer na atmosfera, sofre uma compressão adiabática em decorrência do aumento da pressão. O processo provocado pelo aumento da temperatura da massa de ar, com consequente

aumento da capacidade de retenção de vapor diminui a umidade relativa do ar. Sob a ação desses mecanismos, uma nuvem pode dissolver-se.

Da mesma forma pode-se concluir que a dissipação das nuvens ocorre quando cessa o processo que lhe deu origem, ou seja, quando ocorre o reaquecimento do ar, após as precipitações ou pela “mistura” (encontro) com uma massa de ar mais seco.

A identificação dos diversos tipos de nuvens é às vezes, de grande dificuldade, seja pelas formas de transição, seja pela estimativa visual da altura das nuvens. Assim, para uma melhor identificação pode-se classificá-las segundo dois critérios: altitude e aparência (SOARES e BATISTA, 2004).

De acordo com a altitude, as nuvens são classificadas em quatro grupos: baixas, médias, altas e de desenvolvimento vertical como observado na Tabela 3.6.

A maior parte das nuvens se encontra na Troposfera, ou seja, entre a superfície terrestre e a Tropopausa (limite superior da Troposfera, variável conforme a latitude).

As observações têm demonstrado que as nuvens estão geralmente situadas a alturas compreendidas entre o nível do mar e 18 km nas regiões Tropicais, 13 km nas regiões Temperadas e 8 km nas regiões Polares. De um modo convencional, a parte da atmosfera em que as nuvens se apresentam habitualmente, foi dividida verticalmente em 3 camadas, chamadas Camada Superior (Ch), Camada Média (Cm) e Camada Inferior (Ci). Cada camada será definida pelo conjunto dos níveis em que as nuvens de certo gênero apresentam-se mais frequentemente (MINISTÉRIO DA AGRICULTURA, 1956).

Como pode ser observado com a Tabela 3.7.

Tabela 3.7 Variação da altura das nuvens de acordo com a latitude

CAMADA	REGIÃO		
	Tropical	Temperada	Polar
Superior	6 a 18 km	5 a 13 km	3 a 8 km
Média	2 a 8 km	2 a 7 km	2 a 4 km
Inferior	< 2 km	< 2 km	< 2 km

Adaptado de: Soares e Batista (2004)

Numa observação meteorológica, a Nebulosidade, “definida como a fração do céu que se apresenta coberta por nuvens no momento da observação” (TUBELIS e NASCIMENTO, 1984), ou seja, a parcela do céu encoberta por nuvens, é dada em décimos (1/10 a 10/10), como observado na Tabela 3.8. Estas frações decimais são posteriormente transformadas, para mensagem sinóptica, em oitavos (Oktas), com o auxílio de uma tabela de conversão, de 1/8 a 8/8 (neste último caso, com o céu totalmente encoberto por nuvens).

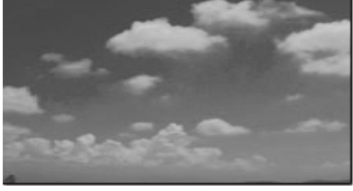
Tabela 3.8 Tipos de céu, segundo a cobertura de nuvens

DENOMINAÇÕES	PARTES DO CÉU COBERTAS
Céu limpo	de 0 a 2/10
Céu nublado	de 3/10 a 7/10
Céu encoberto	de 8/10 a 10/10

Fonte: Tubelis e Nascimento (1984)

Concluindo, pode-se notar como a Nebulosidade relaciona-se com a Radiação Solar, com a Insolação e, indiretamente, com a temperatura do ar e com o aquecimento da atmosfera. A cobertura de nuvens pode refletir, difundir e mesmo absorver a radiação solar. Como já dito, observa-se que dos 100 % da energia do Sol que se introduzem na atmosfera, uns 40 % incidem sobre as nuvens, e destes, elas absorvem cerca de 1 % (pequena absorção) e refletem uns 25 %, que se perdem para o espaço exterior. A reflexão dos raios solares depende de sua cor, espessura, estrutura e constituição.

Tabela 3.6 Tipos ou gêneros de nuvens segundo a classificação da Organização Meteorológica Mundial

Altas (6 a 18 km)		
		
Cirrus - Ci	Cirrostratus - Cs	Cirrocumulus - Cc
Médias (2 a 6 km)		
		
Altostratus - As	Altostratus - As	Altostratus - As
Baixas (≤ 2 km)		
		
Stratus - St	Stratocumulus - Sc	
Desenvolvimento vertical (0,6 a 18 km)		
		
Nimbostratus - Ns	Cumulus - Cu	Cumulonimbus - Cb

Fonte: CPTEC/INPE (<http://www.cptec.inpe.br/glossario/>)

3.7 PRECIPITAÇÃO

A água é sem dúvidas, um dos principais, senão o mais importante elemento natural da manutenção da vida no Planeta.

De acordo com Soares e Batista (2004), a precipitação é o resultado de um estado avançado de condensação. Ela ocorre quando a força gravitacional supera a força que mantém a umidade suspensa e esta atinge o solo sob a forma líquida (chuva ou chuvisco/garoa) ou sólida (granizo, saraiva e neve).

Inicialmente, torna-se necessário destacar o ciclo hidrológico (Figura 3.15), que de forma geral, pode-se dizer, tem origem na evaporação das águas, com posterior formação de nuvens (condensação) e finalmente, a precipitação quando novamente o ciclo tem início.

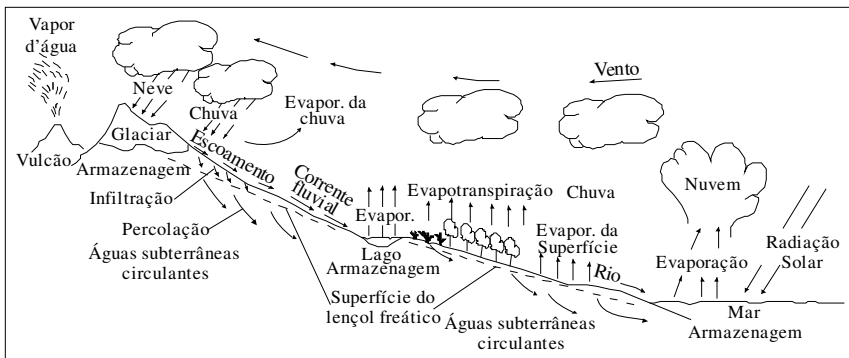


Figura 3.15 Ciclo Hidrológico
Fonte: Salgado-Lauborlau (1994)

3.7.1 O CICLO HIDROLÓGICO

I – Evaporação: A evaporação ou vaporização é a passagem da água do estado líquido para o de vapor. Aqui se inclui a evapotranspiração, ou seja, a evaporação, por transpiração, das águas presentes nos seres vivos (animais e vegetais). Para haver evaporação, como já dito, dois agentes são fundamentais: água para ser evaporada e temperatura (calor) para promover a passagem da água do estado líquido para o gasoso.

II – Condensação: A condensação é o processo pelo qual o vapor d'água contido no ar atmosférico é novamente transformado em água líquida. O início do processo de condensação é visualizado pela formação de uma nuvem

no céu. A condensação do vapor d'água no interior de uma massa de ar tem início quando esta atinge a saturação. Na verdade, a saturação acarreta uma diminuição da capacidade de retenção de vapor d'água.

A condensação resulta, normalmente, do resfriamento do ar úmido, isto é, do ar que contém vapor d'água. Assim, quanto menor for a temperatura, menor será a quantidade de água necessária para saturar o ar. A condensação pode ainda resultar do aumento de vapor d'água ou ainda da “mistura” (ou encontro) com uma outra massa de ar de temperatura menor.

Como já observado, a nuvem é formada por microgotículas de água e/ou microcristais de gelo. O crescimento das gotas de água, para que ocorra uma precipitação, se dá, basicamente por *colisão* e *coalescência*. “O crescimento gelo com gelo é chamado de *agregação*, gelo com água é chamado *acreção* e água com água, *coalescência*” (ATKINSON e GADD, 1990).

A *agregação*, quando cristais de gelo colidem e se colam uns aos outros, é particularmente eficiente à baixas temperaturas, sendo o principal processo explicativo para a neve e as chuvas extratropicais. A *acreção*, “crescimento de uma partícula gelada (isto é, cristal de gelo ou floco de neve) pela colisão com uma gota líquida sobrefundida que congela devido ao contato” (ATKINSON e GADD, 1990), é o processo fundamental por que se formam os grãos de saraiva: um embrião de gelo que capta gotículas de água que gelam ao chocarem com ele. A *coalescência*, processo em que “gotas maiores, caindo pelas gotinhas que se formam mais lentamente, colidem com elas e, por assim dizer, capturam-nas, para formar gotas ainda maiores” (FORSDYKE, 1969), funciona nas regiões tropicais para a precipitação das nuvens onde não há gelo.

Todavia, o ar na realidade está cheio de partículas minúsculas em suspensão – “óxidos de enxofre, nitrogênio ou fósforo e outros produtos gerados em centros urbanos e industriais” (SOARES e BATISTA, 2004). Por vezes são milhares destas partículas e algumas delas favorecem a condensação e estimulam a formação de gotas d'água à sua volta. São os chamados *Núcleos de Condensação*, que por terem uma afinidade especial pela água, são denominados *Núcleos Higroscópios*. As partículas de sal provenientes do mar pertencem a esta categoria e podem provocar a condensação antes que a umidade relativa do ar alcance os 100%.

A indução artificial de chuva é uma prática que visa acelerar o processo de desenvolvimento de nuvens com a finalidade de se conseguir chuva. Na prática da indução artificial de chuvas são usados iodeto de prata e cloreto de sódio como núcleos de condensação (TUBELIS e NASCIMENTO, 1984).

III – Precipitação: a precipitação, como já dito, é o processo pelo qual a água condensada na atmosfera atinge a superfície terrestre, sob a forma líquida (chuva ou chuveiro) ou sólida (granizo, saraiva ou neve).

Chuva – é a precipitação de partículas de água líquida sob a forma de gotas com diâmetro mínimo de 0,5 mm e velocidade de queda de 3 m.s^{-1} (SOARES e BATISTA, 2004).

De acordo com Tubelis e Nascimento (1984), a chuva inicia-se quando é atingido o nível de condensação, e se prolonga até o nível em que a temperatura do ar torna-se igual a -12°C . Neste estágio, a nuvem é caracterizada por vapor d'água e gotículas de água líquida, e se resfria na ascensão segundo o gradiente adiabático úmido que se estabelece. A precipitação que se forma, a partir de nuvens até este estágio é sempre pluvial. As gotículas da nuvem, entre as temperaturas de 0°C e -12°C não se solidificam e por esta razão são denominadas gotículas de água super-resfriadas, ou seja, a água é resfriada a uma temperatura inferior a seu ponto de congelamento (0°C à pressão normal) e permanece, todavia, no estado líquido, em função, basicamente, das condições atmosféricas diferenciadas em altitude, onde se destaca, principalmente, a menor pressão atmosférica.

Chuveiro – precipitação de gotas de água muito pequenas, com diâmetros inferiores a 0,5mm dispersas uniformemente, parecendo flutuar no ar acompanhando o movimento da brisa. O chuveiro cai de nuvens Stratus (SOARES e BATISTA, 2004). Convém ressaltar que o chuveiro é a precipitação líquida inferior a 1 mm/hora (RETALLACK, 1977).

Granizo – precipitação de grãos redondos ou cônicos de gelo (SOARES e BATISTA, 2004). Quando a solidificação é muito rápida, ou seja, quando ocorre a *Sublimação* (passagem do estado gasoso diretamente para o estado sólido), ou quando se produz em um meio contendo pequenas gotas superresfriadas, como resultado de um resfriamento muito rápido à temperaturas entre -12°C e -40°C , o gelo se forma em massas amorfas ou apresenta pequenos traços de cristalização, precipitando em forma de granizo.

Saraiva – precipitação de pedras de gelo mais ou menos ovais, com diâmetros entre 0 e 50 mm ou mais (SOARES e BATISTA, 2004), e que caem ora separados uns dos outros, ora aglomerados em blocos irregulares. “Os grânulos de saraiva ocorrem quando se formam gotas de chuva em Cumulonimbos, porque podem ser arrastadas para cima e ultrapassar o nível de congelamento por várias vezes. Adquirem assim camadas sucessivas de gelo até que o peso adquirido as faça finalmente cair” (ATKINSON e GADD, 1990).

Uma outra forma de Saraiva forma-se quando a temperatura da nuvem de que provém está acima de 0°C, enquanto que as camadas inferiores de ar se acham ainda abaixo do ponto de congelamento. Resulta daí, que o pingo da chuva congela-se na queda, alcançando o solo na forma de saraiva.

Neve – se a condensação (sublimação) se dá à temperaturas muito baixas (em torno ou abaixo de -40°C) e de forma lenta e progressiva, o vapor d'água também passa diretamente para o estado sólido, e aqui o gelo toma formas cristalinas mais ou menos regulares, simples ou complexas, constituem a neve. Observa-se que a precipitação de neve demanda mesmo junto à superfície, temperaturas bastante baixas (0°C ou menor) e por isso este tipo de precipitação é mais comum em áreas de altas latitudes e altas montanhas. Caso contrário “se a temperatura entre o nível das nuvens e o solo estiver suficientemente elevada, a neve derreterá na sua queda e será transformada em chuva” (FORSDYKE, 1969). Como citado por Atkinson e Gadd (1990) “a formação da neve é diferente da formação da chuva. As gotículas de água juntam-se e congelam sobre cristais de gelo microscópicos que, assim, aumentam de tamanho. Estes cristais formam então agregados característicos que caem no solo em forma de flocos de neve”.

As chuvas podem ser classificadas em 3 tipos principais, de acordo com sua gênese: Chuvas Convectivas ou de Convecção, Frontais ou Ciclônicas e Chuvas Orográficas ou de Relevo.

I – Chuvas Convectivas: as nuvens de convecção (grandes Cúmulos ou Cumulonimbos) são formadas a partir da ascensão de uma massa de ar úmido em regiões quentes, sendo pois, comuns em áreas quentes e úmidas. Com o aumento da concentração de vapor d'água ou com o resfriamento dessa massa de ar (seja em função da altitude, seja pela presença de ventos mais frios), ocorre a saturação do ar, resultando em chuvas pesadas e intensas, embora de duração mais curta. Nas regiões equatoriais, onde ocorrem baixas pressões e a evaporação é constante e intensa, devido às elevadas temperaturas, ocorrem, comumente, chuvas de convecção, também provocadas pela ação dos ventos Alísios oriundos das áreas de alta pressão das latitudes dos 30°C na região Tropical. Estas chuvas são comuns no verão, quando, depois de atingida a temperatura máxima do dia, com o decréscimo da mesma no final da tarde ou início da noite, “despencam” um forte aguaceiro, em geral de curta duração e acompanhadas de raios, relâmpagos e trovões.

II – Chuvas Frontais: este tipo de chuva, também chamada de ciclônica, está associada à instabilidade causada pelo encontro de duas massas de ar de características térmicas diferentes (uma massa de ar quente e outra de

ar frio). É uma precipitação moderadamente intensa, contínua e que afeta áreas bastante extensas. São comuns nas áreas de médias latitudes, onde ocorrem, normalmente (principalmente no período do inverno) o encontro de massas de ar de característica opostas. Com o lento resfriamento do ar, ocorre a saturação e posterior condensação do vapor d'água, e consequentemente, as chuvas frontais.

III – Chuvas Orográficas: as chuvas orográficas (orogênicas ou de relevo) ocorrem devido à ascensão forçada de ventos úmidos ante um obstáculo do relevo. O ar, obrigado a se elevar para transpor o obstáculo, resfria-se (com a altitude), podendo saturar-se. As vertentes do obstáculo voltadas para o vento, ficam cobertas de nuvens das quais cai a chuva. Do outro lado do obstáculo, o ar descendente é seco e, em geral, frio, com suas características iniciais modificadas.

A quantidade de chuvas não é o único aspecto importante, mas também a distribuição dessa chuva. Em geral, “verifica-se que a quantidade de chuva que cai, diminui do Equador para os Pólos, da costa para o interior e da base para o alto da montanha” (MARTINS, 1970).

De acordo com Ayoade (2003), em muitas partes dos trópicos, a precipitação ocorre principalmente durante o verão e abrangendo metade do ano, sendo a outra estação relativamente seca, principalmente no inverno. Pelo fato de que a temperatura e outros elementos climáticos são muito mais uniformes, a distribuição sazonal da precipitação pluvial constitui a base para a maioria das classificações ou subdivisões dos climas tropicais.

A distribuição sazonal da precipitação também é elemento importante do tempo atmosférico e do clima nas latitudes médias e altas. Enquanto nos trópicos a precipitação pluvial é efetiva para o crescimento da planta, qualquer que seja a época do ano em que ocorra, nas latitudes médias somente a precipitação que cai durante a estação isenta de congelamento pode ser efetiva. A precipitação no inverno ocorre principalmente na forma de neve, que não pode ser utilizada pelas plantas até que venha a se derreter. Além disso, nessa época as temperaturas freqüentemente são muito baixas para que haja o crescimento das mesmas.

Principais Elementos do Clima

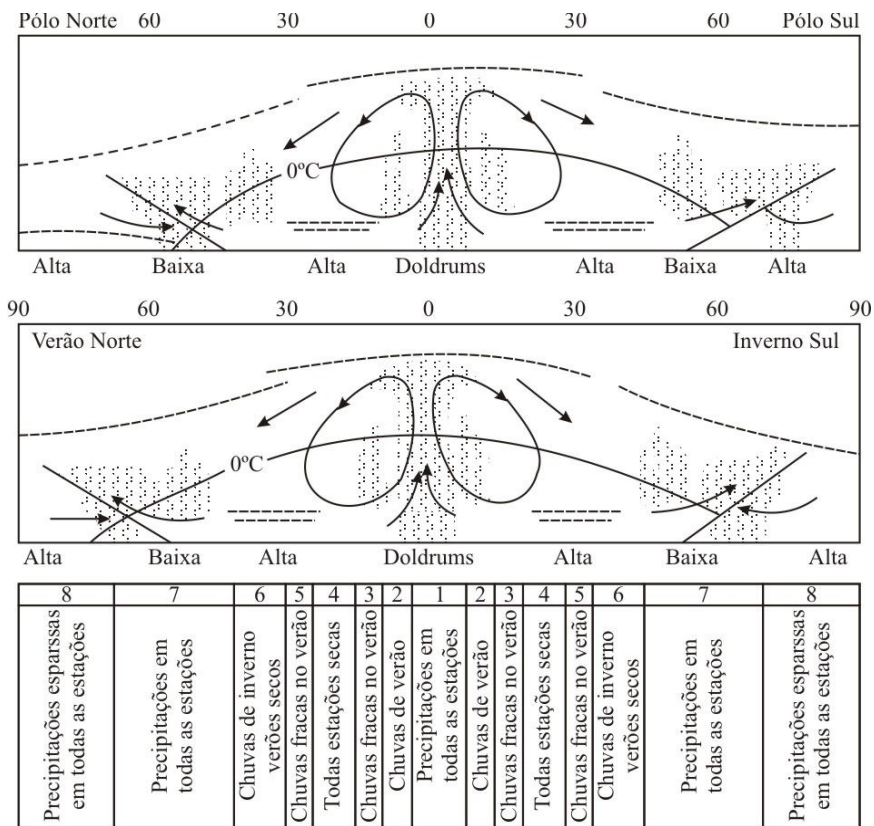


Figura 3.16 Padrões da variação sazonal da precipitação na superfície do globo
Fonte: Pettersen (1969) *apud* Ayoade (2003)

A precipitação tende a ser mais sazonal em sua incidência nos trópicos, em comparação com as áreas extratropicais. A marcha sazonal da precipitação nas latitudes baixas é controlada principalmente pela migração norte - sul do cinturão de ventos que, juntamente com suas zonas associadas de convergência e divergência, segue o curso do Sol. Da mesma forma, o padrão de distribuição da precipitação sazonal é mais zonal nas latitudes baixas do que nas latitudes médias. Nestas últimas áreas, os continentes e os oceanos exercem considerável influência sobre o padrão de distribuição da precipitação. Finalmente, as áreas oceânicas não somente recebem mais precipitação durante o ano do que as áreas continentais, como também a precipitação é menos sazonal em sua incidência. A Fig. 3.16 mostra o padrão geral das variações na precipitação sobre o globo. A ênfase nesse diagrama esquemático está na migração norte -

sul das zonas de convergência e de divergência. As variações sazonais na precipitação, que surgem de fatores não sazonais, como a distribuição continental e hídrica, a disposição das terras altas e das variações longitudinais na circulação atmosférica, não são consideradas (AYOADE, 2003).

Em geral, podem-se reconhecer, ainda de acordo com o autor, os seguintes regimes principais de precipitação pluvial, isto é, padrões de precipitação pluvial sazonal:

1. precipitação pluvial equatorial - a precipitação pluvial é abundante, ocorre durante todo o ano e é amplamente convectiva quanto à origem;
2. precipitação pluvial de savana - a precipitação pluvial é amplamente convectiva e ocorre durante o verão;
3. precipitação pluvial de deserto tropical - a precipitação é baixa em todas as estações;
4. precipitação pluvial mediterrânea - a precipitação é principalmente ciclônica (isto é, frontal) e ocorre no inverno. O verão é seco;
5. precipitação do oeste europeu - a precipitação é abundante, com mais chuvas no inverno do que no verão. A precipitação é principalmente ciclônica quanto à origem;
6. precipitação pluvial continental - a chuva cai principalmente no verão;
7. precipitação pluvial costeira de leste - a precipitação pluvial é elevada, provinda de ventos marítimos em baixas latitudes; nas latitudes médias a precipitação é derivada a partir de massa de ar úmida e moderadamente quente que se dirige para o interior no verão, e de tormentas ciclônicas no inverno;
8. precipitação pluvial polar - a precipitação é baixa com a precipitação máxima ocorrendo no verão, quando há mais umidade no ar e a influência ciclônica pode alcançar a área circunvizinha aos pólos.

CAPÍTULO 4

PRINCIPAIS METEOROS

Segundo a maior parte dos dicionários, os meteoros são os fenômenos visíveis na atmosfera. Os meteoros astronômicos, originados por corpos que procedem do espaço e penetram na atmosfera fazem com que as pessoas pensem nas estrelas cadentes quando se emprega a palavra meteoro.

Todavia, os meteoros não astronômicos são os mais freqüentes. Por esta razão, os meteorologistas dão a esta palavra uma definição particular, para evitar confusões com o significado astronômico (RETALLACK, 1977).

Sendo assim, em Meteorologia, ciência que se ocupa de estudar os meteoros, eles são entendidos como os fenômenos ou eventos que se manifestam na atmosfera terrestre.

Para um meteorologista, um meteoro é um fenômeno, além das nuvens, observado na atmosfera ou na superfície da Terra. Este fenômeno pode consistir em uma precipitação, uma suspensão ou um depósito de partículas líquidas ou sólidas, constituindo-se também numa manifestação de natureza ótica ou elétrica.

Os meteoros apresentam características muito diversas. Todavia, considerando a natureza de suas partículas constituintes ou os processos físicos que intervêm em sua formação, é possível classificá-los em quatro grupos principais. A Organização Meteorológica Mundial (OMM) define estes grupos de meteoros da seguinte maneira geral:

- Hidrometeoro: É um meteoro que consiste num conjunto de partículas de água líquida ou sólida, em queda ou em suspensão na atmosfera, ou levantadas da superfície pelo vento ou ainda, depositadas sobre os objetos do solo ou na atmosfera livre;
- Litometeoro: Consiste em um conjunto de partículas que, em sua maioria, são sólidas e não aquosas. Estas partículas estão mais ou menos em suspensão na atmosfera ou são levantadas do solo pelo vento;
- Fotometeoro: Fenômeno luminoso produzido pela reflexão, refração ou interferência da luz solar ou lunar;

- **Eletrometeoro:** Manifestação visível ou audível de eletricidade atmosférica.

A maioria dos meteoros pode ser avaliada quanto à sua intensidade (fraco, forte ou moderado), período (início e término do fenômeno), caráter (contínuo, intermitente, em pancadas ou em combinações) e direção. Os principais meteoros que ocorrem na atmosfera terrestre são:

4.1 HIDROMETEOROS

Chuva: é a precipitação de partículas de água líquida, sob a forma de gotas de diâmetro superior a 0,5 mm. A chuva apresenta-se como tal quando ocorre, no mínimo, com um volume superior a 1 mm/hora;

Garoa ou Chuvisco: precipitação bastante uniforme, constituída exclusivamente de finas gotas d'água, de diâmetro inferior a 0,5 mm e muito unidas entre si. Diferencia-se da chuva por ser uma precipitação líquida de volume inferior a 1 mm/hora;

Neve: precipitação de cristais de gelo, na maioria das vezes ramificados ou algumas vezes estrelados. É resultado da sublimação do vapor d'água (passagem do vapor para sólido), mediante baixas temperaturas, cuja redução, como visto anteriormente, se dá de forma lenta e progressiva (típica de áreas de grandes altitudes e/ou latitudes);

Granizo: precipitação de grãos redondos ou cônicos de gelo;

Saraiva: é a precipitação de glóbulos ou pedaços de gelo, cujo diâmetro atinge de 5 a 50mm, ou às vezes mais.

Nevoeiro: suspensão na atmosfera de pequenas gotas d'água, reduzindo a visibilidade horizontal na superfície da Terra a menos de 1 km. Um mesmo conjunto de partículas em suspensão pode ser considerado como um nevoeiro por um observador instalado na montanha e, como uma nuvem por outro observador instalado na planície.

Quando suficientemente iluminadas, as gotículas são visíveis a olho nu, parecendo se deslocar de uma maneira desordenada. No nevoeiro, o ar dá a impressão de ser úmido e pegajoso. Este hidrometeoro forma um céu

esbranquiçado que encobre a paisagem. Entretanto, quando contém partículas de poeira ou de fumaça pode adquirir uma coloração amarelada.

Os nevoeiros constituídos de partículas pequenas, menores que 60 microns, não conseguem molhar os objetos em contato com ele. As partículas, pela sua pequena dimensão, contornam os objetos sem se chocar com sua superfície. Os nevoeiros de partículas maiores que 60 microns, promovem o molhamento dos objetos, porque suas partículas não conseguem contorná-los e chocam-se com sua superfície. Nevoeiros deste tipo são muitas vezes denominados de Neblina pelo molhamento que causam (TUBELIS e NASCIMENTO, 1984).

Da mesma maneira que as nuvens, os nevoeiros se formam quando a massa de ar se torna saturada de vapor d'água. Sob condições de nevoeiro, a umidade relativa do ar é de 100% e a Temperatura do Ponto de Orvalho, ou seja, a temperatura de condensação ou Temperatura Úmida (temperatura do termômetro de bulbo úmido) é igual à temperatura do ar (termômetro de bulbo seco).

Como explicado por Atkinson e Gadd (1990):

o vapor d'água também se condensa sobre núcleos extremamente pequenos, no próprio ar, por exemplo, partículas de fumo (fumaça industrial), sal, aerossóis de sulfato e dióxido de enxofre, para formar gotículas minúsculas de água suficientemente pequenas para permanecerem suspensas no ar em vez de caírem para o solo. Assim se formam as nuvens que vemos ou, se contactarem o solo, a neblina ou nevoeiro.

“A ocorrência combinada do nevoeiro com elevadas concentrações de fumaça dá origem ao fenômeno conhecido como SMOG, que ocorre em grandes centros urbanos e industriais, mormente no outono e no inverno” (TUBELIS e NASCIMENTO, 1984).

Normalmente, a atmosfera terrestre contém impurezas (Litometeoros) ou está carregada de umidade na forma de vapor ou precipitação (Hidrometeoros). Esses meteoros reduzem o grau de transparência da atmosfera

num valor proporcional à intensidade com que se apresentam. O grau de transparência da atmosfera é o que determina a visibilidade. Ou seja,

frequentemente toma-se difícil distinguir objetos a grandes distâncias durante o dia, bem como luzes distantes durante à noite, devido a presença, no ar, de pequenas partículas que podem incluir hidrometeoros (nevoeiro, névoa úmida, chuva, neve, etc.) ou Litometeoros (névoa seca, poeira, fumaça, areia, óleos, partículas de sal, etc.) (RETALLACK,1977).

Névoa Úmida: suspensão na atmosfera de microscópicas gotículas d'água ou de partículas higroscópicas úmidas, reduzindo a visibilidade horizontal na superfície da Terra.

Nos códigos internacionais empregados para as mensagens de observações, o termo Névoa Úmida é usado quando o hidrometeoro névoa não reduz a visibilidade horizontal na superfície a menos de 1 km, diferenciando-se do nevoeiro. Em oposição à Névoa Seca, utiliza-se como elemento diferenciador a umidade relativa do ar: na Névoa Úmida, uma umidade relativa superior a 80% e na Névoa Seca, um percentual inferior a este. Ou seja, sob condições de Névoa Úmida, a umidade relativa do ar está entre 80% e 100% e a visibilidade horizontal é superior a 1.000 m.

Escuma: conjunto de gotículas d'água levantadas pelo vento, de uma vasta superfície líquida (lago, mar, etc.), geralmente das cristas das ondas e levadas à pequena distancia na atmosfera.

Orvalho: Quanto mais frio estiver o ar, menor quantidade de vapor pode conter. O arrefecimento do ar conduz, afinal, à saturação e o vapor d'água condensa-se em gotículas. Estas gotículas podem ser depositadas na superfície do Globo sob a forma quer de orvalho, quer de geada - dependendo da temperatura - como sucede frequentemente depois do arrefecimento noturno (ATKINSON e GADD, 1990).

O Orvalho é, por definição, “o depósito de gotas d'água sobre objetos que se encontram no solo ou próximo do solo, oriundas da condensação do vapor d'água contido no ar ambiente” (Ministério da Agricultura, 1969).

O Orvalho se forma quando:

A) a superfície dos objetos se resfria abaixo do Ponto de Orvalho (Temperatura de condensação) do ar ambiente. Tal resfriamento se deve à radiação noturna e o Orvalho se deposita principalmente sobre os objetos do solo ou próximos do solo;

B) o ar quente e úmido entra em contato com uma superfície mais fria, cuja temperatura é inferior a do Ponto de Orvalho do ar.

Resumindo, “o Orvalho é a condensação do vapor d’água atmosférico sobre uma superfície sólida. Essa condensação Inicia-se quando a temperatura da superfície torna-se, ou permanece, igual ou inferior à temperatura do Ponto de Orvalho do ar adjacente” (TUBELIS e NASCIMENTO, 1984).

Como bem explica Argentiére (1960), durante as noites claras, os objetos expostos ao ar ficam recobertos por gotículas d’água; durante a manhã eles estão molhados como se tivessem apanhado chuva, conquanto a noite tenha sido tranqüila: é o fenômeno do orvalho ou *rocio*. Estas gotículas de água formam-se sobre a superfície quando o ar úmido adjacente torna-se saturado, isto é, quando sua temperatura cai abaixo do ponto de orvalho. Em geral, isso se produz quando a temperatura da superfície diminui sob o efeito da radiação noturna.

O orvalho e a geada somente podem formar-se em tempo calmo: céu claro, solo seco.

Quando um corpo é mal condutor de calor, o resfriamento por radiação é superficial e, por conseguinte, mais intenso do que para um bom condutor. É por essa razão que o orvalho particularmente abundante sobre as ervas. É difícil dar uma idéia exata da quantidade de água que estes hidrometeoros podem produzir. Nas regiões tropicais a deposição de orvalho atinge á ordem de 3 mm em uma só noite, o que, na verdade, constitui uma precipitação.

Geada: Depósito de gelo, de aspecto cristalino, apresentando mais comumente a forma de escamas, penas ou leques. A Geada é o orvalho gelado e forma-se quando a temperatura abaixa o suficiente (inferior a 0°C) para provocar a condensação (sublimação) da umidade atmosférica sobre os objetos na forma sólida, ou converter em tal, aquela que já tiver sido depositada.

A ocorrência de gelo sobre a superfície em condição de geada depende do teor de umidade do ar. Se ocorrer a igualdade entre a temperatura da superfície e à temperatura do Ponto de Orvalho do ar, à uma temperatura superior a 0°C, ocorre, inicialmente, a formação de orvalho, o qual se congela quando a temperatura da superfície cai a 0°C. Como consequência, toda a superfície fica coberta por uma camada de gelo. Se aquela igualdade se der a uma temperatura inferior a 0°C, o vapor d’água sublima-se sobre a superfície, cobrindo-a com uma camada de cristais de gelo (TUBELIS e NASCIMENTO, 1984).

De forma resumida, Argentiére (1960), caracteriza a geada como “um depósito de cristais de gelo que nasce de maneira análoga ao orvalho, por temperatura inferior a 0°C”.

Quando a geada provém do congelamento das gotas d’água de um nevoeiro, recebe a denominação de *Escarcha*.

4.2 LITOMETEOROS

O Litometeoro é um meteoro que consiste num conjunto de partículas, na maioria sólidas e não aquosas. Estas partículas estão mais ou menos em suspensão na atmosfera ou são elevadas do solo pelo vento. As partículas que formam os Litometeoros têm as mais variadas origens, como sejam fumaças de cidades industriais, queimadas, organismos microscópicos vivos, poeiras de terras secas e desertos, partículas de sal marinho, cinzas vulcânicas etc. Os Litometeoros podem ser transportados a grandes distâncias pelos ventos em altitude.

Névoa Seca: Suspensão na atmosfera de partículas secas, extremamente pequenas, invisíveis a olho nu e suficientemente numerosas para dar ao ar um aspecto opalescente.

A Névoa Seca é o nome genérico dado aos Litometeoros quando a visibilidade horizontal é de 1.000 metros ou mais. Este fenómeno produz um véu uniforme sobre a paisagem, modificando as cores. Adquire uma tonalidade azul-chumbo quando visto na direção de um fundo escuro (montanhas, por exemplo), mas torna-se amarelo ou alaranjado quando visto de encontro a um fundo claro (sol, nuvens, etc.).

A Névoa Seca difere-se da Névoa Úmida, para efeito de observação, pela menor percentagem de umidade relativa do ar. Normalmente, precede à formação desta, quando se reduz a umidade relativa. Por definição, quando a umidade relativa ultrapassar 80%, a Névoa Seca passa a denominar-se Névoa Úmida. Da mesma forma, Quando a umidade relativa cai a menos de 80%, a Névoa Úmida passa a denominar-se Névoa Seca. No Brasil, a Névoa Seca tem origem, principalmente, numa mistura de fumaça de queimadas com as poeiras levantadas pelo vento, durante os dias sem chuvas no interior do país.

Quando a atmosfera apresenta-se carregada com partículas sólidas minerais de pequena dimensão, e com umidade relativa abaixo de 80%, ocorre redução da visibilidade por Névoa Seca. À visibilidade é maior que 1.000 metros e o Sol toma uma aparência avermelhada. Quando às partículas são de

maior tamanho e a visibilidade é reduzida para menos de 1.000 metros, diz-se que ocorre Poeira, o Sol adquire uma aparência amarelada.

4.3 FOTOMETEOROS

Um fotometeoro é um fenômeno luminoso decorrente da reflexão, refração ou interferências da luz solar ou lunar.

Arco-íris: O arco-íris é um arco circular de luz colorida que mostra as cores do espectro visível, desde o violeta, no interior, até o vermelho, no exterior. O centro do círculo é um ponto oposto ao sol (no céu, considerado como uma esfera cercando a Terra). Assim, o centro nunca se encontra acima do horizonte e o arco-íris nunca é maior que um semicírculo; quanto mais alto o sol estiver no céu, menor é o arco-íris. Obviamente, o sol deve estar brilhante com a chuva caindo ao mesmo tempo. Dessa forma, o arco-íris só é visto em tempo de chuviscos. Certos reflexos adicionais produzem, por vezes, um arco secundário mais difuso que o principal, fora deste e com as cores numa ordem invertida (Figura 4.1). Por vezes, um arco-íris é visto ao luar, embora seja, então, muito vago e as cores não possam ser diferenciadas. (FORSDYKE, 1969)

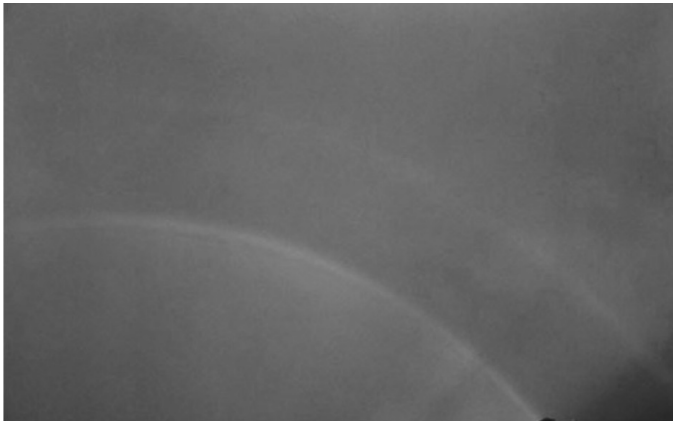


Figura 4.1 Arco-íris principal e secundário

É assim,

um grupo de arcos concêntricos cujas cores vão do violeta ao vermelho, produzidos pela luz solar ou lunar sobre um écran (tela) de gotas d'água na atmosfera (gotas de chuva, gotículas de garoa ou de nevoeiro). No arco-íris principal, o violeta está no interior (com um raio de 40 graus) e o vermelho no exterior (com um raio de 42 graus); no arco-íris secundário, muito menos luminoso que o principal, o vermelho está no interior (com um raio de 50 graus) (MINISTÉRIO DA AGRICULTURA, 1969).

Resumindo, o Arco-íris é um fenômeno luminoso em forma de arco de círculo, visível às vezes no céu durante ou após precipitação. Visível na parte oposta ao sol, o arco-íris apresenta as cores do espectro e resulta da dispersão da luz solar por refração e reflexão em gotículas d'água que se formam quando uma nuvem se desfaz em chuva. As sete cores convencionais do arco-íris são: vermelho, alaranjado, amarelo, verde, azul, anil e roxo (violeta).

Foi Descartes que deu, em 1636, a primeira explicação do arco-íris, um fenômeno devido à refração e à reflexão total dos raios solares pelas gotas de chuva. O fenômeno pode ser explicado em poucas palavras. O raio solar penetra entre as gotas e aí se refrata e ao mesmo tempo se decompõe em luz simples. Estes raios refletidos no interior da gota e reenviados para o outro Hemisfério saem, depois de uma segunda refração, decompostos em suas cores primitivas. Elas dão ao olho do espectador a impressão de uma irização. Um cálculo muito complexo explica a forma em arco do conjunto de impressões luminosas recebidas pelo olho do observador, bem como as outras particularidades do fenômeno. Quanto ao arco exterior, é produzido pelos raios que sofrem duas reflexões no interior da gota de chuva; o cruzamento, a saída do raio penetrante e do raio que sai explicam a inversão das cores que se manifestam no arco exterior. A experiência e a teoria demonstram que o arco-íris interior somente pode ser observado quando a altura do sol acima do horizonte ultrapassar 42 graus de ângulo; o arco exterior não pode ser observado senão quando a altura do astro é de um mínimo de 53,4 graus (ARGENTIÉRE, 1960).

Halo: Fenômeno ótico apresentando a forma de anéis, arcos, colunas ou focos luminosos, produzidos pela refração ou pela reflexão da luz solar (Figura 4.2) ou lunar (Figura 4.3) por cristais de gelo em suspensão na atmosfera (nuvens cirriformes).



Figura 4.2 Halo solar

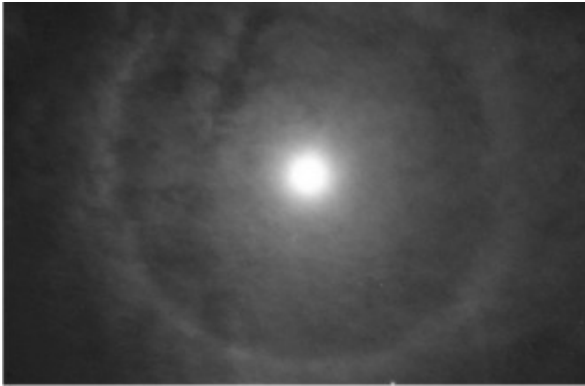


Figura 4.3 Halo lunar

Coroa: Uma ou mais séries (raramente mais de três) de anéis coloridos centralizados sobre o Sol ou sobre a Lua e de raio relativamente fraco.

Irisação: são cores que aparecem nas nuvens, umas vezes misturadas outras vezes em forma de faixas, sensivelmente paralelas aos bordos das nuvens. Predominam o verde e o cor de rosa, muitas vezes, com tonalidade pastel. As linhas de separação entre as cores não formam círculos com o Sol no centro, mas sim faixas que acompanham os contornos da nuvem (Figura 4.4).



Figura 4.4 Irisação

Glória: Uma ou mais séries de anéis coloridos vistos pelo observador em redor da sua própria sombra projetada ou sobre uma nuvem constituída de numerosas gotículas d'água, ou sobre um nevoeiro, ou mais raramente, sobre o orvalho.

Observadores aéreos vêem uma glória em redor da sombra projetada de sua aeronave (Figura 4.5).



Figura 4.5 Glória

Aurora polar: Também classificado como eletrometeoro. Fenômeno óptico observado nos céus em regiões próximas a zonas polares. Em latitudes do hemisfério norte é conhecida como aurora boreal, nome batizado por Galileu Galilei, em referência à deusa romana do amanhecer Aurora e ao seu filho Bóreas, representante dos ventos nortes. Em latitudes do hemisfério sul é

conhecida como aurora austral, nome batizado por James Cook, uma referência direta ao fato de estar ao Sul (Figura 4.6).

Os ventos solares são atraídos por depressões no campo eletromagnético terrestre situadas sobre os pólos magnéticos. Estes ventos, atravessando a atmosfera, atingem a mesosfera, onde bombardeando os gases que a compõem promovem os efeitos ópticos luminosos (Figura 4.7).



Figura 4.6 Aurora boreal

Fonte: Teixeira *et al* (2000)

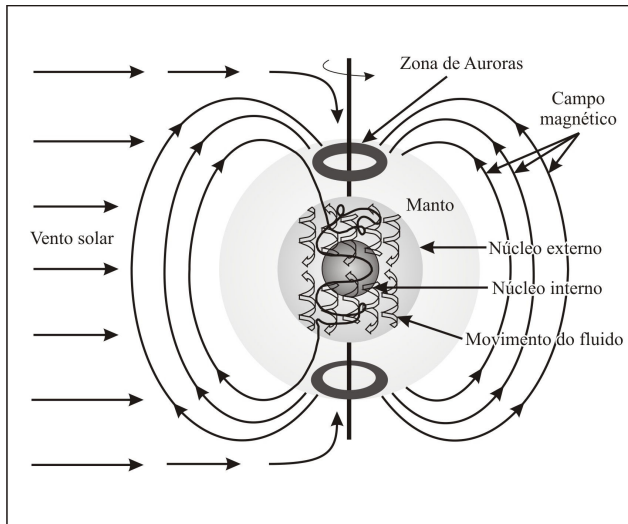


Figura 4.7 Formação das auroras

Adaptado de: Teixeira *et al* (2000)

4.4 ELETROMETEOROS

Um eletrometeoro é uma manifestação visível ou audível de eletricidade atmosférica.

Relâmpago: Por definição o relâmpago é “a manifestação luminosa que acompanha uma descarga brusca de eletricidade atmosférica” (MINISTÉRIO DA AGRICULTURA, 1969).

Nas condições turbulentas dentro da nuvem, às gotas de chuva são desintegradas: as gotinhas menores são levadas para o cimo da nuvem enquanto as maiores permanecem nos níveis inferiores. As gotas também poderão gelar, liberando pequenas espículas de gelo, que são levadas para o cimo da nuvem. Esses processos de separação conduzem à separação de cargas elétricas. Quando a separação do ar se desfaz, o resultado é um relâmpago, por vezes inteiramente dentro da nuvem e, outras vezes, dirigido da nuvem à terra (FORSDYKE, 1969).

Uma analogia pode dar idéia da intensidade da corrente elétrica liberada por um relâmpago. Para se acender uma lâmpada é necessária uma corrente em torno de um ampère. Os fusíveis usados no quadro de eletricidade das casas suportam, geralmente, 30 ou 60 ampères. Uma descarga elétrica de um relâmpago pode atingir alguns milhares de ampères, suficientes para acender milhares de lâmpadas ou uma pequena cidade, ao mesmo tempo.

A duração média de um relâmpago é de meio segundo. Durante esse tempo, cerca de um trilhão de bilhão (o número um seguido de vinte zeros) de elétrons (partículas atômicas de carga negativa) são transferidos entre a base da nuvem e o solo. Isso equivale à potência de 100 milhões de lâmpadas comuns acesas. Uma nuvem cúmulonimbus típica produz, em média, 3 relâmpagos por minuto.

Na maioria dos casos, a descarga é formada por uma corrente negativa de centenas de ampères para o solo (*stepped leader*) e por uma positiva, no sentido contrário, com milhares de ampères (*return stroke*). Os relâmpagos que os olhos humanos enxergam são a luminosidade desta última.

Correntes de ar violentas atiram-se para cima e para baixo dentro da nuvem, dilacerando as gotículas de água e os cristais de gelo e fazendo-os colidir novamente. Essas colisões carregam as partículas da nuvem com uma carga de eletricidade estática. O relâmpago é a liberação súbita da carga que se forma em milhões de partículas no interior da nuvem de trovoadas.

“O cimo de uma nuvem de trovoadas acumula cargas positivas e a sua base contém cargas negativas. Pressões elétricas de milhões de volts formam-se então” (FORSDYKE, 1969).

Vale destacar que muitas vezes, o relâmpago vai até o solo, positivamente carregado.

Os relâmpagos são atraídos por pontas agudas que se elevam na direção das nuvens. Os edifícios mais altos, portanto, são protegidos por pára-raios, que são hastes ligadas a placas de metal que conduzem as descargas elétricas com segurança para a terra. As árvores altas que estão isoladas atraem os relâmpagos, sendo perigoso abrigar-se debaixo delas durante um temporal (FORSDYKE, 1969).

Foi o brilhante estadista e inventor norte americano Benjamim Franklin (1706/1790) quem descobriu a verdadeira natureza do relâmpago. Sabendo que se podia criar uma faísca de eletricidade estática esfregando vidro em enxofre, ele se perguntou se o mesmo processo não acontecia com os relâmpagos. Para testar sua idéia, soltou uma pipa no ar durante uma tempestade, com uma chave de metal amarrada ao fio da pipa por uma linha de seda. A eletricidade estática das nuvens percorreu o fio molhado, a linha de seda e chegou à chave. Depois, quando Franklin pôs a mão na chave sentiu um pequeno choque elétrico e viu faíscas - exatamente como aquelas criadas pelos geradores de eletricidade estática. Ele provou seu ponto de vista, mas correu sério risco de vida. Alguns meses mais tarde, em 1752, Franklin inventou o pára-raios, uma vareta de ferro colocada no alto de edifícios e ligada ao chão por um fio elétrico, que protege os edifícios, descarregando os relâmpagos.

Resumindo, pode-se dizer que a vida elétrica de um relâmpago se divide em 7 etapas:

1. No início da descida para o solo, a faísca é chamada de “líder escalonado”;
2. O “líder escalonado” continua a descer e no caminho vai se ramificando;
3. Ao se aproximar do solo, outra faísca, chamada “descarga conectante” sai da terra;
4. As duas faíscas se encontram. É a “descarga de retorno”. É o que, de fato, enxergamos;
5. A “descarga de retorno”, então, começa a subida em direção às nuvens;
6. Quando chega lá, a faísca atinge o máximo de sua luminosidade;
7. A “descarga de retorno” termina e a faísca com pouca eletricidade não é mais vista.

Trovão: Ao passar através do ar, o relâmpago dá origem, momentaneamente, a um grande calor. A expansão e a contração súbita do ar estabelecem ondas sonoras, que são escutadas como trovão. O som de partes diferentes do

Principais Meteoros

relâmpago (não é escutado todo ao mesmo tempo e isto gera ecos) cria a repercussão típica da trovoada. Ou seja, o trovão é “o ruído seco ou rolamento surdo que acompanha o relâmpago” (MINISTÉRIO DA AGRICULTURA, 1969).

Sendo assim, pode-se concluir que o Raio é a descarga elétrica aérea, representada pelo Trovão (som, estrondo) e pelo Relâmpago (luz, luminosidade visível).

CAPÍTULO 5

PRINCIPAIS FATORES DO CLIMA

5.1 LATITUDE

Como já observado anteriormente, existe uma correlação entre a variação da latitude e a modificação geral dos valores da temperatura, da pressão atmosférica (e conseqüentemente do processo de formação dos ventos), e ainda a radiação solar, uma vez que, como já visto sua perpendicularidade só se dá na zona intertropical, incidindo tanto mais obliquamente quanto maior for a proximidade dos pólos. Em conseqüência disso, os climas terão seus valores térmicos na razão inversa da latitude. Quanto à precipitação, há um máximo principal no Equador (Figura 5.1) e dois secundários na altura das latitudes médias, ambos coincidindo com áreas de baixa pressão; dois mínimos nas latitudes em torno dos 30° e nos pólos Norte e Sul, correspondendo às zonas de alta pressão.

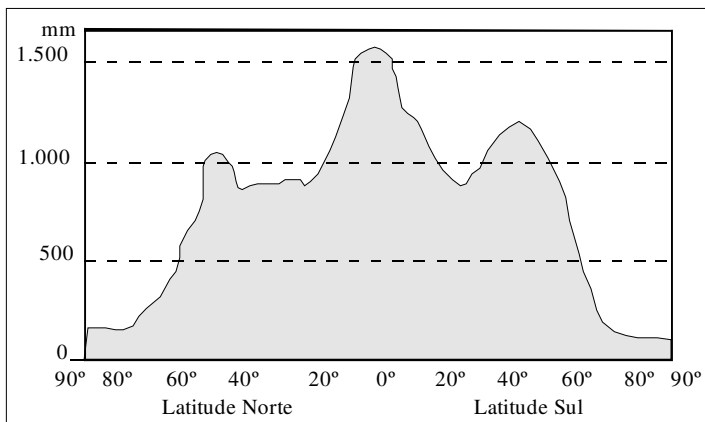


Figura 5.1 Distribuição das precipitações de acordo com a latitude
Fonte: ROSS (1995)

Principais Fatores do Clima

Concluindo, pode-se observar com a Figura 5.2, a variação de alguns elementos do clima de acordo com a latitude.

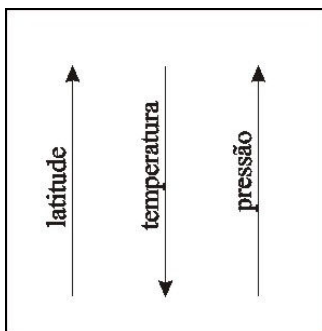


Figura 5.2 Esquema geral representativo da variação de alguns elementos climáticos com a latitude

5.2 ALTITUDE

De igual maneira, como também visto anteriormente, existe uma relação entre a variação altimétrica e os elementos climáticos como temperatura e pressão. A Figura 5.3 tenta esquematizar estas relações gerais.

Embora no território brasileiro predominem as baixas altitudes, em algumas áreas a altitude determina diferenciações sensíveis nas temperaturas. A região brasileira que mais sofre influência da altitude é a Sudeste, por apresentar o conjunto de terras mais elevadas do país. Diz-se que a altitude corrige a latitude, afirmação correta apenas no que tange a temperatura, visto que as características climáticas das regiões elevadas são completamente diferentes das regiões de alta latitude.

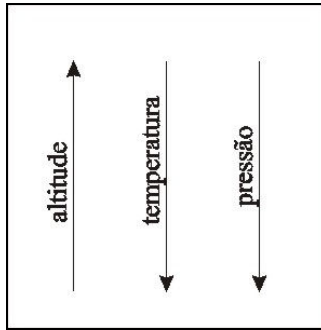


Figura 5.3 Esquema geral da variação de elementos climáticos com a altitude

Pode-se verificar ainda uma importante correlação motivada pelas grandes altitudes. Como a altitude modifica os valores de temperatura, e esta é um forte determinante da localização e distribuição de espécies vegetais (TROPPMAIR 2004), pode-se entender que a variação altimétrica da vegetação, que em linhas gerais, se dá quase da mesma forma que a variação latitudinal.

A Figura 5.4 tenta representar esta variação altimétrica e latitudinal das espécies vegetais. Observa-se que a distribuição altimétrica é, em geral, a mesma encontrada quando se observa a variação latitudinal das espécies vegetais, quando da distribuição uniforme entre continentes e oceanos.

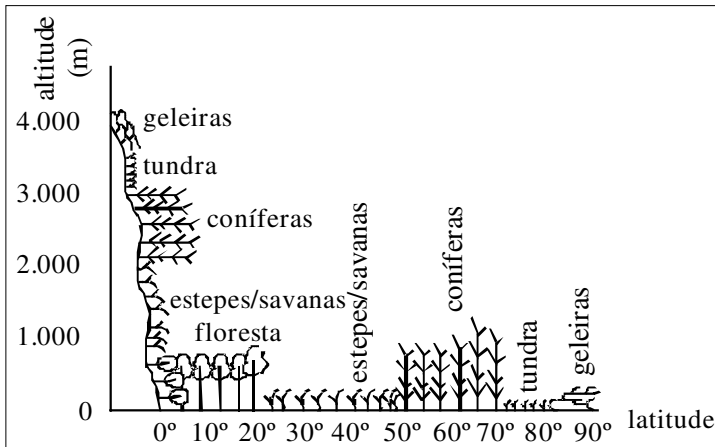


Figura 5.4 Esquema geral da distribuição vegetal com a altitude e a latitude

5.3 CONTINENTALIDADE E MARITIMIDADE

Merece destaque a diferença de calor específico entre a superfície terrestre e as massas de água. Assim, e como visto anteriormente, o continente se aquece e se esfria mais rapidamente que as superfícies aquáticas, sendo que estas superfícies hídricas possuem a propriedade de “misturar” o calor recebido a maiores profundidades, ao contrário do solo, de forma geral, muito mais opaco. Isso gera, direta e/ou indiretamente, inversões dos centros de alta e baixa pressões, alterando, por consequência, a direção dos ventos, como pode ser observado nos casos das brisas marítimas e terrestres. Como poeticamente citado por Bloom (1996):

esses fenômenos podem ser ilustrados pelo alívio que se sente quando após atravessar com os pés descalços uma calçada ou uma praia arenosa extremamente quente pela brilhante luz solar, chega-se a uma poça d'água ou ao oceano. Sob o mesmo banho de radiação solar, a água parece deliciosamente mais fria do que a rocha ou a areia. Como alívio temporário para os pés dolorosamente quentes, pode-se afundá-los uns poucos centímetros para dentro da areia. A areia, mesmo à ligeira profundidade, é mais fria do que a camada superficial, à qual absorve quase toda energia.

Assim, o efeito da *Maritimidade* atenua as diferenças térmicas, homogeneizando as temperaturas costeiras. Já o efeito da *Continentalidade*, é inverso, ou seja, nas áreas “interioranas”, mais afastadas da costa, as amplitudes térmicas diárias, sazonais e anuais tendem a ser maiores.

Como citado por Molion (1988), “a Terra é formada por cerca de 70% de oceanos e 30% de continentes, sendo que o Hemisfério Norte possui 60% de oceanos e 40% de continentes e o Hemisfério Sul 80% e 20% respectivamente”.

Essa desigual repartição entre as terras e os mares nos dois hemisférios, caracteriza o Hemisfério Norte (maior efeito da continentalidade) como tendo invernos mais longos e rígidos e verões mais curtos e quentes do que os do Hemisfério Sul (maior influência da Maritimidade).

5.4 VEGETAÇÃO

Nas palavras de Sadourny (1994), “entre o clima e a vegetação existe uma estreita Simbiose”. O clima exerce influência marcante e decisiva na vida vegetal, sobretudo através de seus elementos: umidade, precipitação, temperatura, radiação solar, insolação e ventos.

Miller (1982) destaca que o clima é o principal determinante do tipo de vegetação, sendo a presença de matas, bosques ou campos, por exemplo, decidida em geral pela quantidade de chuvas, mas por sua vez, a vegetação age poderosamente sobre o clima. Tem-se assim que a densa vegetação das áreas intertropicais, por exemplo, com sua enorme evapotranspiração, aumenta a umidade do ar, facilitando a produção de chuvas. As matas influem na temperatura, especialmente nas máximas, que são mais moderadas em função da sombra que proporcionam, do calor que absorvem e da evaporação da água que transpiram.

Vários estudos poderiam ser citados para melhor ilustrar a estreita relação existente entre a vegetação e o clima. Nas áreas de grande densidade de vegetação, “a transpiração das folhas chega a representar 50% do volume de água transferido dos solos para a atmosfera” (BRANCO, 1993). Na Amazônia, como ilustrado por Ross (1995) “56% das chuvas locais e regionais dependem da floresta”. A evapotranspiração devolve para a atmosfera cerca de 1.400 toneladas de água por hectare de floresta. É isso que possibilita novas chuvas de acordo com o autor.

A presença de vegetação aumenta a quantidade de húmus o que segundo Lepsch (2002) aumenta a umidade do solo. Isto pode ser explicado devido a que o húmus derivado da decomposição das folhas funciona como material aglutinante, gelatinoso, produzindo a agregação das pequenas partículas de argila de modo a formar grumos ou grãos maiores de terra, como maiores espaços entre eles, facilitando a penetração da água.

5.5 SOLOS

De acordo com Miller (1982) a formação geológica e a resultante natureza do solo figuram também entre os fatores que determinam o clima. As superfícies de cores escuras absorvem os raios solares mais do que as claras estando, em geral, mais quentes durante o dia, aquecendo o ar sobre elas. Os terrenos secos, tais como as areias, têm um calor específico baixo e variam

rapidamente de temperatura, ao contrário dos úmidos, como os argilosos, que retém a umidade e tendem a conservar o calor e o frio.

Nota-se assim, que “a radiação que chega à superfície da Terra sofre diversas influências. Pode ser refletida em sua totalidade ou quase inteiramente absorvida. Essas influências dependem em muito da natureza da superfície que recebe radiação” (RETALLACK, 1977).

Bloom (1996) diz que o solo reflete porcentagem maior de energia incidente do que a água. Enquanto a superfície do mar pode refletir somente 2% da radiação que chega, o chão nu pode refletir 7% a 20%. As terras cultivadas ou os campos de grama refletem, normalmente, 20% a 25% da luz solar, enquanto as florestas somente 3% a 10%.

5.6 DISPOSIÇÃO DO RELEVO

Os acidentes do relevo desempenham um importante papel nos climas e nos tipos de tempo. A orientação das linhas do relevo contribui eficazmente para determinar, por exemplo, a direção dos ventos. Além disso, a altitude, como já dito, é um importante fator que influencia as temperaturas, a pressão atmosférica e as precipitações.

A influência das elevações do relevo dependerá, em muito, de sua disposição e orientação geral, norte/sul (como os Andes) ou leste/oeste (como o Himalaia). Tubelis e Nascimento (1984) chamam a atenção a este respeito, correlacionando disposição do relevo, radiação solar e vegetação:

... superfícies com orientações e inclinações diferentes recebem quantidades diferentes de radiação solar global em comparação com uma superfície horizontal, em uma mesma localidade e época do ano. A importância desse fato é que a produção de matéria vegetal é condicionada pela disponibilidade de energia solar.

Ross (1995) diz que os maciços montanhosos apresentam uma variedade de microclimas graças a diferentes exposições das vertentes à incidência dos raios solares e os ventos dominantes. “As características paisagísticas refletem esses contrastes”. As que recebem os ventos úmidos (barlavento) são chuvosas e recobertas por florestas exuberantes, “ao contrário das que se encontram em situação inversa (vertentes a sotavento) são mais secas e apresentam cobertura

vegetal menos exuberante”. A Mata Atlântica, que recobre a Serra do Mar é um bom exemplo de floresta de encosta a barlavento.

No nordeste do estado de São Paulo ocorrem chuvas provocadas pela freqüente chegada de ar polar (chuvas frontais), mas também, o relevo, representado por elevadas encostas voltadas para o Atlântico (Serra do Mar), ocasiona intensas chuvas orográficas. Por isso, nesta região está o lugar de maior pluviosidade do Brasil: Itapanhaú, com 4.514 mm/ano. Corroborando, Ross (1995) diz que de fato “as médias pluviométricas mais elevadas aparecem no trecho paulista da Serra do Mar, onde se assinala a isoietas de 4.000 mm/ano na região entre Bertioga e Itaipuçupeba”.

Huguet (1995) destaca que no hemisfério Sul, encostas orientadas para o norte recebem maior insolação do que as voltadas para o sul, que, por sua vez, recebem maiores precipitações devido aos ventos carregados de umidade vindos do mar (SW, S e SE). Oliveira et al (1995), em estudos conduzidos no Maciço da Tijuca (Rio de Janeiro), encontraram diferenças significativas para as duas vertentes no que diz respeito a parâmetros como temperatura, precipitação e umidade. Segundo esses autores, as encostas voltadas para o sul possuem serapilheira em média 41,9% mais úmida que as voltadas para o norte. Além disso, esses autores ainda afirmam que a perda desta umidade também se dá muito mais rápido nas encostas voltadas para o norte, pois as voltadas para o sul retêm a umidade 1,6 vezes mais que a norte. Consequentemente, a umidade do solo se comporta da mesma maneira apenas variando de acordo com o tipo de cobertura vegetal a que está associada.

Esta variação de umidade se reflete basicamente em função dos diferentes índices de temperatura destes dois tipos de encosta, visto que as encostas voltadas para o norte são significativamente mais quentes, devido a maior incidência de calor que as voltadas para o sul, com 98% de ocorrência de temperaturas máximas naquelas encostas. As temperaturas mínimas também ocorrem em grande maioria nas encostas norte (86%), o que deve ser atribuído a maior umidade relativa nas de sul, face ao maior período de deposição de orvalho que atua como um efeito “tampão” reduzindo as temperaturas extremas (OLIVEIRA et al, 1995).

5.7 INTERVENÇÃO ANTRÓPICA

O impacto do Homem no clima se faz sentir através de suas várias atividades, podendo ter influência local, regional e até mesmo global sobre as condições climáticas, ou seja, influências sobre o microclima, o mesoclima ou sobre o clima.

Principais Fatores do Clima

O Homem pode influenciar o clima deliberadamente ou inadvertidamente, mas em dúvidas, um dos maiores impactos antrópicos sobre o clima, são as cidades, ou seja, o meio urbano. O Homem tem exercido um impacto tão grande nestas áreas, que o *clima urbano* é totalmente distinto, em suas características, do clima das áreas rurais circundantes.

De acordo com Mota (1981), o processo de urbanização pode causar alterações sensíveis no ciclo da água, como aumento da precipitação; diminuição da evapotranspiração, como consequência da redução da vegetação; aumento do escoamento superficial; diminuição da infiltração da água, devido à impermeabilização do solo; mudanças no nível freático, podendo haver redução ou esgotamento do mesmo; maior erosão do solo e consequente assoreamento dos corpos hídricos; aumento da ocorrência de enchentes; poluição das águas superficiais e subterrâneas.

A velocidade dos ventos é menor nas cidades, em consequência das barreiras (edificações). As calmarias são também mais frequentes nas áreas urbanas (TORRES, 2003). Devido aos “corredores urbanos” formados por ruas e avenidas, pode ocorrer, no entanto, que quando a velocidade dos ventos em toda área for muito baixa, nas cidades ela poderá ser maior.

Nas cidades observa-se maior precipitação pluvial do que nos campos e áreas periféricas, pois as atividades humanas nesse meio produzem maior número de núcleos de condensação (poluentes). Soma-se a isso, o fato das temperaturas serem maiores nas cidades:

as temperaturas mais elevadas nos centros das cidades desempenham as funções de um centro de baixa pressão que atrai o ar circundante. Este ar, pelo processo de convecção alcança grande altitude, atinge o ponto de orvalho (temperatura de saturação e condensação) e provoca precipitação (TROPPMAIR, 2004)

Corroborando, Torres (2003) diz que:

as alterações ambientais causadas por processos antrópicos tendem a produzir modificações em alguns elementos climáticos, originando fenômenos como o da “Ilha de Calor”, responsáveis por temperaturas mais elevadas na área central da cidade, além de pluviosidades quantitativamente maiores nas áreas urbanizadas.

Tabela 5.1 Total de dias de chuva e total pluviométrico, no período de maio de 1990 à março de 1991

POSTOS PLUVIOMÉTRICOS	Nº. DE DIAS DE CHUVA	TOTAL PLUVIOMÉTRICO
Torreões	88	1584,6
Valadares	87	1299,0
Juiz de Fora (centro)	159	1960,1
Caeté	74	1956,4
Dias Tavares	118	1499,0
Filgueiras	54	914,8

Fonte: Torres (2003).

Tabela 5.2 Mudanças médias em características climáticas causadas pela urbanização

CARACTERÍSTICAS CLIMÁTICAS	ALTERAÇÕES
Radiação	
Global	15% a 20% menor
Ultravioleta (inverno)	30% menor
Ultravioleta (verão)	5% menor
Duração de exposição ao Sol	5% a 15% menor
Temperatura	
Média anual	0,5°C a 1,0°C maior
Média das mínimas no inverno	1,0°C a 2,0°C maior
Contaminantes	
Núcleos de condensação	10 vezes maior
Misturas gasosas	5 a 25 vezes maior
Velocidade do vento	
Média anual	20% a 30% menor
Rajadas extremas	10% a 20% menor
Calmarias	5% a 20% maior
Precipitação	
Total	5% a 10% maior
Dias com menos de 5 mm	10% maior
Nebulosidade	
Cobertura	5% a 10% maior
Nevoeiro (inverno)	100% maior
Nevoeiro (verão)	30% maior
Umidade Relativa	
Inverno	2% menor
Verão	8% menor

Adaptado de: Mota (1981); Ayoade (2003)

Ainda de acordo com o autor, em estudo realizado na cidade de Juiz de Fora, no período de maio/1990 a março/1991, onde foram instalados 6 postos pluviométricos: um no centro da cidade e outros 5 localizados em diferentes pontos da área rural do município, os resultados (Tabela 5.1) comprovaram, além do maior índice pluviométrico registrado na área central, um maior número de dias de chuva, também no centro urbano.

A visibilidade nas cidades, em geral, é menor que no campo. Normalmente, há nas cidades mais partículas de pó em suspensão na atmosfera, resultando em mais neblina e nevoeiros (TORRES, 2003).

O desmatamento e/ou a retirada da vegetação urbana também pode provocar várias alterações climáticas, pois a vegetação é responsável pela regularidade das temperaturas, da umidade e da evaporação, contribuindo ainda para uma maior ventilação.

Podem-se observar com a Tabela 5.2 algumas modificações ocorridas com alguns elementos climáticos, motivadas, essencialmente, pela intervenção do elemento humano, notadamente nas áreas urbanas. Os dados apresentados resultam de uma comparação entre as medidas de alguns elementos feitas nas áreas urbanas e outras em áreas rurais.

5.8 CORRENTES MARÍTIMAS

De acordo com Miller (1982) “muitos aspectos dos climas marítimos e continentais não podem ser explicados adequadamente pelos contrastes entre terra e mar, geralmente se devem às correntes oceânicas”.

Assim como os ventos, elas influenciam na temperatura do ar, pois pode transportar ou transmitir “calor” ou “frio” de uma área para outra, dependendo de suas características e das características térmicas junto às áreas onde influenciam. Por exemplo, áreas costeiras banhadas por correntes frias têm temperaturas mais baixas do que outras situadas na mesma latitude, mas que não são afetadas por elas.

Em linhas gerais, no globo, tem-se um vasto movimento de leste para oeste na zona equatorial compensado por um movimento no sentido inverso na zona temperada, completando a circulação por um movimento em direção ao Pólo nas bordas orientais dos continentes e outro em direção ao Equador, ao longo das costas ocidentais dos continentes (Figura 5.5). O resultado, nas baixas latitudes, é um aquecimento das costas orientais dos continentes e um resfriamento das costas ocidentais. (MILLER, 1982).

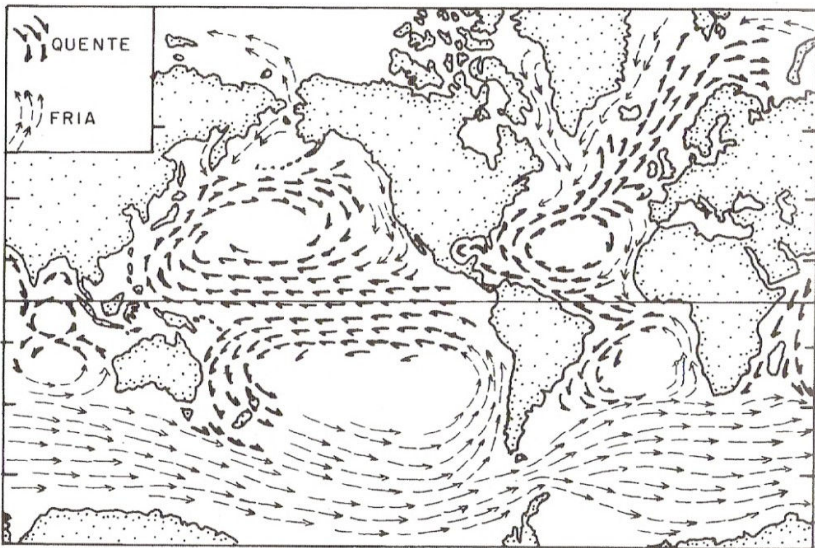


Figura 5.5 Principais correntes marítimas de superfície no presente

Fonte: Salgado-Lauborlaur (1994)

As causas principais das correntes marítimas, de acordo com Leinz e Amaral (1970), são agrupadas em duas categorias: as intrínsecas à água do mar e as extrínsecas. As causas intrínsecas são representadas pela temperatura e salinidade, fatores que alteram a densidade da água, tornando-a mais pesada ou mais leve. Por outro lado, a flutuação da própria salinidade é consequência de causas extrínsecas, como o vento e a chuva. De acordo com Strahler (1982), nas áreas subtropicais de alta pressão, a maior evaporação da água promove um aumento relativo da salinidade tornando essa mais densa. Por outro lado, nas áreas de baixa pressão, como a equatorial, a maior precipitação promove um aumento relativo da quantidade de água em relação à de sal, tornando essa menos densa, produzindo o movimento superficial da água (Figura 5.6). “A salinidade da água do oceano guarda estreita relação com o quociente entre a evaporação e a chuva e varia de uma maneira sistemática com a latitude”.

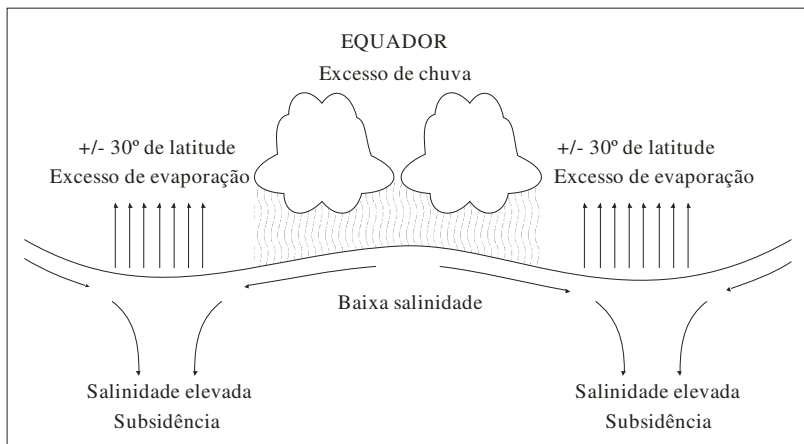


Figura 5.6 Esquema geral representativo da combinação dos processos extrínsecos na salinidade da água

Adaptado de: Strahler (1982)

Quanto às causas extrínsecas, consideram-se os ventos, as diferenças de pressão e a força das marés. Há ainda a considerar dois tipos de forças que modificam a direção das correntes. Uma é a Força de Coriolis, análoga ao vento, e outra é a exercida pelo atrito da água contra si mesma, ou contra as partes sólidas.

As correntes marinhas são “imensos volumes d’água que se acham em circulação, sendo que a conhecida Gulfstream movimenta em certos trechos muito mais água do que todos os rios do mundo reunidos” (LEINZ e AMARAL, 1970). Ainda de acordo com os autores, a velocidade das correntes são pequenas, cerca de 5 cm/s, contudo quando se trata da citada Gulfstream, sua velocidade atinge 5km/h. A mesma é responsável pelo transporte de água quente a altas latitudes, amenizando o clima do norte europeu ocidental.

Segundo Ross (1995) as correntes quentes, que estimulam a evaporação e a condensação, produzem climas chuvosos, ao passo que as frias estabilizam o ar, sendo responsáveis por áreas mais secas. Estas diferenças na quantidade de água no sistema vão promover diferenças também na vegetação, onde com maior quantidade de água, mais favorável o aparecimento de áreas com maior biodiversidade, e menor quantidade de água, menor biodiversidade. Como exemplo, pode-se citar o enclave fitogeográfico das caatingas de Macaé-Cabo Frio (RJ) (AB’ SABER, 2003), área de ressurgência da Corrente de Falkland (Malvinas), corrente fria que ajuda na manutenção da referida área de caatinga rodeada pela Mata Atlântica.

De acordo com Gonçalves e Barbosa (1989), principais correntes que atuam sobre o clima brasileiro são as correntes quentes da Guiana e do Brasil

originadas da Corrente da Guiné e a Corrente fria das Malvinas (ou Corrente das Falkland). Esta corrente advinda dos mares do Sul encontra com a Corrente do Brasil formando a Corrente de Benguela indo até o Golfo da Guiné onde se transforma na Corrente da Guiné. “Aí, recomeça o ciclo destas correntes” (Figura 5.7).

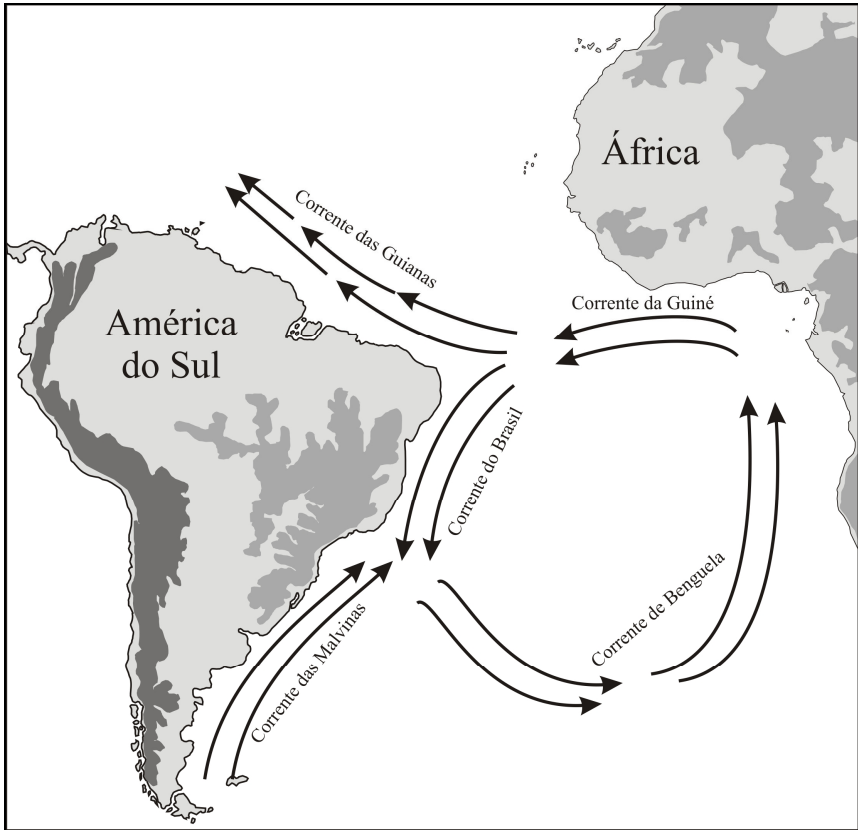


Figura 5.7 Correntes Marinhas com atuação direta no Brasil
Adaptado de: IBGE (2006).

CAPÍTULO 6

CIRCULAÇÃO GERAL DE AR NA ATMOSFERA

De acordo com Forsdyke (1969), as diferenças climáticas são causadas pelas quantidades diferentes de radiação solar recebidas em áreas distintas da superfície terrestre. Contudo, se a radiação solar fosse o único fator em questão, todos os lugares na Terra de mesma latitude teriam a mesma temperatura média.

As diferenças no balanço da radiação solar, ou seja, a incidência diferenciada dos raios solares na superfície da Terra (que varia de acordo com as latitudes), associadas à heterogeneidade da superfície terrestre (formas e disposição do relevo, repartição diferenciada entre as superfícies continentais e oceânicas, bem como as diferenças de calor específico da terra e das águas), aliadas ao próprio Movimento de Rotação da Terra, geram diferenças de pressão que mantém a atmosfera em constante movimento. Esse movimento do ar (vento) tende a eliminar ou equilibrar estas diferenças de pressão. Em seus deslocamentos, as massas de ar interagem entre si e/ou com a superfície do Planeta, gerando alterações nas condições meteorológicas locais. A maior frequência dessas condições meteorológicas específicas é que vai determinar o clima local.

Como resumido por Molion (1988), “a circulação geral da atmosfera é a forma como as massas de ar se deslocam ou escoam sobre o planeta, provocando ventos com direções distintas nas regiões tropicais, temperadas e polares”. Assim, tem-se que de certa forma, a alquimia planetária começa na atmosfera, pois no seu interior ocorrem os fenômenos meteorológicos que, por sua vez, configuram o clima geral do planeta.

Com isso, nota-se que a circulação atmosférica é realmente muito complexa, devido aos vários fatores envolvidos. Essas complexidades e os problemas colocados pelos dados de observação inadequados sobre a atmosfera, tanto horizontal como verticalmente, têm impedido o desenvolvimento de um modelo satisfatório da circulação atmosférica. Vários modelos conceituais dessa circulação foram apresentados em várias épocas, por diferentes pesquisadores, mas a compreensão da atmosfera ainda é incompleta. De acordo com Ayoade (2003), o desenvolvimento de modelos matemáticos da circulação atmosférica tem recebido grandes impulsos da computação e da

tecnologia espacial. Estão sendo obtidas atualmente informações de áreas inóspitas e inacessíveis graças aos satélites meteorológicos. “Tais modelos experimentais e matemáticos melhoram bastante o nosso conhecimento da circulação geral da atmosfera”.

Como já dito, o balanço médio da radiação anual do Globo (Figura 3.3), mostra que a região intertropical apresenta valor positivo, crescente à medida que se aproxima do Equador. O balanço é negativo para as regiões temperadas, ocorrendo os menores valores nas calotas polares. Como consequência, a massa de ar no equador sofre aquecimento, diminuição de densidade e se eleva na atmosfera (ascendência). Por outro lado, massas de ar nas calotas polares sofrem resfriamento, aumento de densidade e descendem na atmosfera (subsistência).

A condição de aquecimento de massas de ar no Equador cria aí uma região de Baixa Pressão (BP), enquanto que a constante condição de resfriamento do ar nos pólos gera uma região de alta pressão (AP).

Se a Terra não tivesse movimento de rotação e apresentasse uma superfície homogênea, estabelecer-se-ia, **teoricamente**, um gradiente contínuo de pressão dirigido dos pólos para o Equador, junto à superfície do solo. Formar-se-iam “células” de circulação, constituídas de massas frias dirigindo-se dos pólos para o Equador, viajando pelas partes mais baixas da Troposfera e massas de ar quentes dirigindo-se do Equador para os pólos, pelas partes superiores da Troposfera. O vento de superfície seria então, de sul no Hemisfério Sul e de norte no Hemisfério Norte, já que, nesse caso, não se levou em consideração o Movimento de Rotação da Terra e nem, o desvio causado pela Força Defletora de Coriolis.

Entretanto, o globo terrestre não está parado, mas gira de oeste para leste (rotação), fazendo com que toda massa de ar em deslocamento sofra um desvio na sua trajetória por efeito da Força de Coriolis. Em suma, desde que o ar seja obrigado a se mover pela força do gradiente de pressão, ele é imediatamente afetado pela Força Defletora, que se deve ao Movimento de Rotação da Terra.

Por causa do Movimento de Rotação da Terra, há um desvio aparente dos objetos que se movem, inclusive do ar: para a direita de sua trajetória de movimentação no Hemisfério Norte e para a esquerda de sua trajetória de movimentação no Hemisfério Sul, se olhado por qualquer observador sobre a superfície da Terra. Portanto, há um desvio em relação ao observador.

A Força de Coriolis se deve, como dito, ao Movimento de Rotação da Terra.

A Terra executa o seu movimento de Rotação, girando de oeste para leste, com velocidade angular constante de 2π radianos por dia. Embora a velocidade angular de todos os pontos

sobre a superfície terrestre seja constante, a velocidade linear desses pontos diminui do Equador para os pólos (TUBELIS e NASCIMENTO, 1984).

Ou seja, a velocidade de Rotação da Terra não é igual em todos os pontos. Um ponto localizado no Equador gira com uma velocidade de aproximadamente 1.600 km/h. Nos pólos, a velocidade é zero.

Ainda de acordo com os autores, a variação da velocidade linear da superfície faz com que todos os corpos, que se movem em ralação à ela, tenham continuamente modificada a direção de seu movimento sem alteração de sua velocidade. É como se o movimento recebesse continuamente a ação de uma força perpendicular à direção do movimento.

A Força de Coriolis, representada por “D”, tem a seguinte expressão matemática:

$$D = 2.M.V.\Omega.\text{sen}\Phi$$

Onde: M (massa de ar); V (velocidade do vento); Ω (velocidade angular da Terra) e Φ (latitude do lugar).

De acordo com a equação anterior, tem-se que a Força de Coriolis é máxima nos pólos e mínima no Equador. Contudo, a atuação dessa força nos centros de altas e baixas pressões é contrária para os dois hemisférios.

Os ciclones, ou depressões, são áreas de baixa pressão em torno das quais o vento sopra no sentido contrário ao dos ponteiros do relógio no Hemisfério Norte e no sentido do movimento dos ponteiros do relógio no Hemisfério Sul. Os anticiclones são áreas de alta pressão em torno das quais o vento sopra no sentido do relógio no hemisfério Norte e em sentido contrário no Hemisfério Sul.

Assim sendo, pode-se considerar os principais aspectos da circulação geral do ar na atmosfera. Os padrões dos sistemas de pressão dos ventos globais, próximos à superfície terrestre, são mostrados na Figura 6.1. Os efeitos do aquecimento diferencial das superfícies terrestres e aquáticas são negligenciados, mas o efeito produzido pela Força de Coriolis é levado em consideração, de modo que os ventos mostrados são desviados em relação à sua trajetória inicial.

Pode-se observar com a Figura 6.1 que há zonas de baixa pressão (BP) em torno do Equador e em torno das latitudes de 60°, nos dois hemisférios. As zonas de alta pressão (AP) ocorrem em torno dos pólos e em torno das latitudes de 30° nos dois hemisférios.

Circulação Geral de Ar na Atmosfera

A zona de baixa pressão em torno do Equador, também chamada de Zona de Convergência Intertropical (Zcit), tem origem essencialmente térmica, ou seja, é causada pelo forte aquecimento solar nesta área.

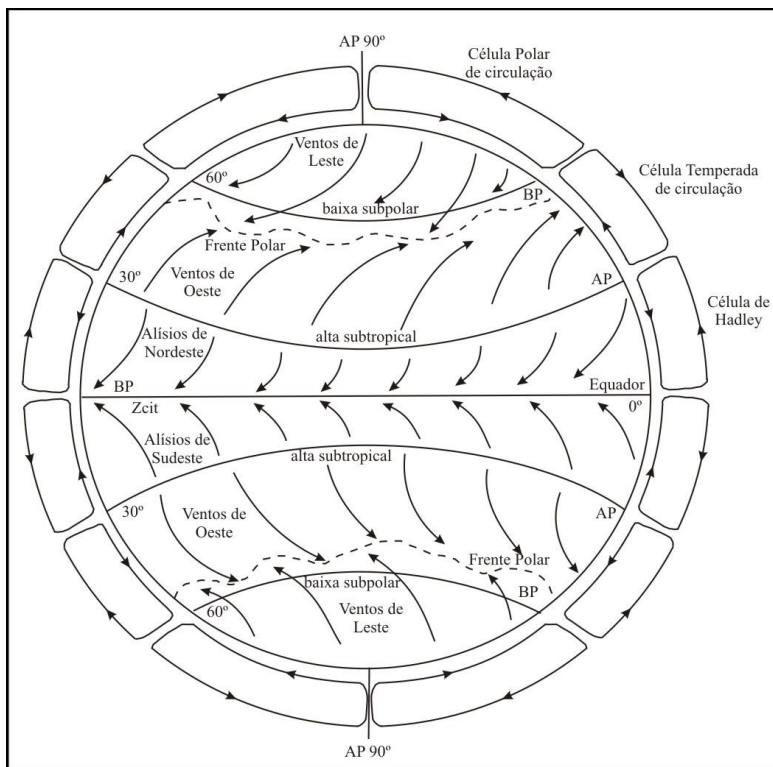


Figura 6.1 Zonas de pressão e ventos num globo em Rotação, mas com superfície homogênea.

Adaptado de: Forsdyke (1969); Retallack (1977); Strahler (1982); Tubelis e Nascimento (1984) e Ayoade (2003).

As zonas de altas pressões polares têm igualmente origem térmica, devido à incidência menor e mais oblíqua dos raios solares.

As zonas de baixas pressões subpolares, em torno das latitudes de 60°, em ambos os hemisférios, são essencialmente de origem dinâmica. De acordo com Ayoade (2003), elas são causadas pelo Movimento de Rotação da Terra que provoca um turbilhão polar e, assim, uma tendência para baixa pressão em torno dos pólos. “Entretanto, por causa do frio intenso nos pólos, o efeito dinâmico é mascarado pelo efeito térmico”.

As zonas de altas pressões subtropicais, próximas à latitude de 30°, em ambos os hemisférios, têm sido explicadas como decorrência dos efeitos do mecanismo de “mergulho” de correntes dirigidas para os pólos, por resfriamento, ou como enuncia Forsdyke (1969), “a acumulação de ar nessas latitudes produz uma faixa de alta pressão na superfície”.

A massa de ar que se eleva no Equador desloca-se, na parte superior da atmosfera, em direção aos pólos. Ao se deslocar em direção ao Pólo Sul, por exemplo, deflete à esquerda, originando ventos de noroeste em altitude (Contra-Alísios). À medida que a massa de ar se desloca em direção ao Pólo Sul, resfria-se (pelo aumento da latitude) e desce gradativamente na atmosfera, indo atingir a superfície do solo (“mecanismo de mergulho”) na latitude aproximada de 30° sul. Esse fluxo descendente de ar na atmosfera gera uma região de alta pressão junto à superfície terrestre. Parte dessa massa de ar que descendeu na atmosfera, na região dos 30° sul, encaminha-se para o norte (Equador) e outra parte para o sul (Pólo Sul). A massa de ar que se orienta para o Equador passa a sofrer deflexão para a esquerda, por efeito da Força de Coriolis. Consta-se que entre a latitude de 30°S e o Equador, os ventos predominantes de superfície são ventos de sudeste, constituindo os Alísios de Sudeste. A circulação do ar, elevando-se no Equador, descendendo na latitude aproximada de 30°S, dando origem aos ventos sudeste de superfície (Alísios de Sudeste) e noroeste em altitude (Contra-Alísios), constitui a “Célula Tropical de Circulação Meridional” ou “Célula de Hadley”, uma homenagem ao cientista inglês George Hadley, que em 1735, lançou as bases para a identificação desse modelo de circulação. O mesmo raciocínio aplica-se para a mesma área no Hemisfério Norte (Alísios de Nordeste e Contra-Alísios de Sudoeste).

A outra parte da massa de ar que descendeu na faixa dos 30° de latitude sul, orienta-se para o sul (Pólo Sul), defletindo para a esquerda pela ação da Força de Coriolis (ventos de noroeste) e propiciando “Ventos de Oeste” em tomo da latitude de 60° (Sul) - área de baixa pressão de origem dinâmica. Esta massa de ar encontra-se com as massas polares mais densas, elevando-se na atmosfera. O contato entre estas massas de ar dá origem a uma DESCONTINUIDADE, conhecida como “Frente Polar”. Parte da massa de ar que se eleva na Frente Polar (em tomo dos 60° de latitude) adquire a orientação sul/norte (rumo à latitude de 30° sul), por influência da baixa pressão na alta atmosfera, criada pela descendência do ar nos 30° sul. Esta massa de ar, sofrendo a ação da Força Defletora, dá origem a ventos de sudeste em altitude. A circulação de massas de ar, elevando-se na Frente Polar e descendendo na latitude aproximada de 30°, interligada por ventos noroeste de superfície e sudeste em altitude, constitui a chamada “Célula Temperada de Circulação Meridional”.

Parte da massa de ar que foi elevada na Frente Polar é induzida a apresentar deslocamento norte/sul (rumo ao Pólo Sul), em consequência da baixa pressão que se estabeleceu na alta atmosfera pela descendência de ar sobre o Pólo Sul. Esta massa de ar dá origem a ventos de noroeste em altitude. A circulação constituída pela elevação do ar na Frente Polar, ventos noroeste em altitude, descendência de ar no Pólo Sul e ventos de sudeste em superfície, constituem a “Célula Polar de Circulação Meridional”.

No Hemisfério Norte, ocorre uma circulação semelhante à descrita para o Hemisfério Sul, com padrões de deslocamentos do ar “opostos” em relação ao observador.

Em resposta a esses padrões de distribuição de pressão, há seis sistemas principais de ventos em superfície, sendo três em cada hemisfério. No Hemisfério Norte, estão os Ventos Alísios de Nordeste, os Ventos Dominantes de Oeste e os Ventos Polares de Leste, enquanto no Hemisfério Sul ocorrem os Ventos Alísios de Sudeste, os Ventos Dominantes de Oeste e os Ventos Polares de Leste.

O modelo de Circulação Geral da Atmosfera, descrito anteriormente para a Terra em Rotação e com superfície uniforme, permite explicar a existência das grandes zonas climáticas do globo terrestre. Contudo, a pronunciada diferença no balanço da radiação entre os continentes e os oceanos (e ainda, outros vários fatores climáticos), modifica de maneira acentuada a circulação na atmosfera, principalmente junto à superfície terrestre. O padrão médio da circulação descrito anteriormente, está submetido, ainda, à diversas variações importantes, que ocorrem regularmente em ciclos sazonais e/ou diurnos, promovendo alterações nos centros de alta e de baixa pressão (como as brisas, as monções, etc.) e, sendo assim, a direção dos ventos descrita no modelo de Circulação Geral sofre modificações locais.

Observando a Figura 6.2, podem-se extrair algumas conclusões importantes sobre a distribuição e localização das espécies vivas do Planeta (especialmente as vegetais), bem como das correlações entre tais distribuições e localizações com a ocorrência das diversas áreas planetárias de altas e baixas pressões observadas.

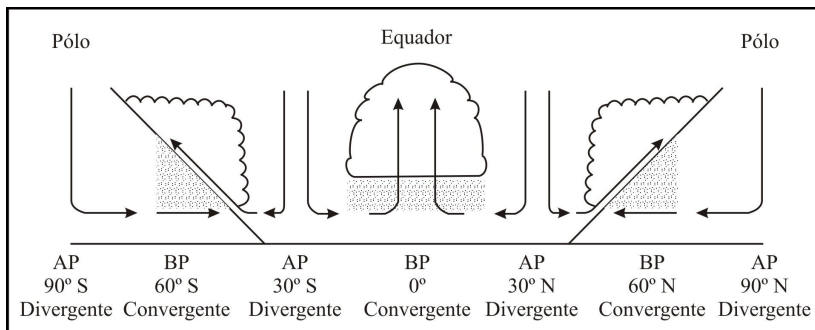


Figura 6.2 Zonas de altas e baixas pressões e sua relação com a precipitação

Com base no esquema geral apresentado nas Figuras 6.1 e 6.2 e levando-se em consideração os conhecimentos sobre a Circulação Geral de ar na atmosfera, podem-se compreender algumas importantes situações climáticas (e fitogeográficas) do Planeta.

Na região do Equador, ocorre a convergência dos ventos Alísios dos dois hemisférios, de Nordeste (Ne) e de Sudeste (Se), criando a Zona de Convergência Intertropical (Zcit). Nesta região, (de baixas pressões junto à superfície e receptora de ventos), os ventos são fracos, as calmarias são constantes e as correntes de ar ascendentes originam nuvens convectivas e precipitações freqüentes: é, segundo Nimer (1989), a “zona de aguaceiros e trovoadas”. A Zcit forma uma faixa em torno do globo terrestre que corresponde à região chuvosa equatorial, dela se “aproveitando” para seu desenvolvimento, uma rica, variada e exuberante biodiversidade, principalmente, vegetal.

Nas proximidades da latitude dos 30° (tanto no Hemisfério Norte quanto no Hemisfério Sul), ocorre ausência de nebulosidade e pouca precipitação. Essa região define uma faixa em torno do globo terrestre que corresponde à região seca subtropical (áreas de altas pressões junto à superfície terrestre e dispersoras de ventos), caracterizando-se por pouca vegetação, com destaque para a ocorrência de áreas desérticas e semidesérticas.

Em torno das latitudes de 60°, o encontro das massas de ar de características opostas, vistas anteriormente (Frente Polar), cria uma zona de descontinuidade. Nesta área, ocorre um “relativo aumento” da nebulosidade e da precipitação (área de baixa pressão dinâmica próxima à superfície e, pois, receptora de ventos), definindo uma faixa em torno da Terra que corresponde à região “úmida fria”. A vegetação característica é a Floresta de Coníferas, que se estende entre, aproximadamente, 55° e 70° de latitude (norte).

O clima rude (...) é responsável pela seleção de espécies resistentes a estas condições; assim, predominam poucas, geralmente aciculiformes (adaptadas à precipitação de neve), formando florestas homogêneas. Esse tipo de paisagem domina uma larga faixa do Canadá e da Eurásia (...) de porte avantajado, constituem a principal fonte de madeira mole do globo - como Pinheiros, Taiga, Pinus, Coníferas (TROPPMAIR, 2004).

Na região polar, outra área de alta pressão próxima à superfície terrestre (e, pois, caracterizada pela dispersão de ventos), de clima muito frio e precipitação muito reduzida (inferior a 100 mm/ano), predominam, ainda de acordo com o autor, quando muito, líquens, musgos e fungos, que constituem essencialmente a vegetação de Tundra, arbustos que atingem a altura máxima de um metro e que possui um “ciclo de vida ativo” muito curto durante o ano.

6.1 ZONA DE CONVERGÊNCIA INTERTROPICAL E ZONA DE CONVERGÊNCIA DO ATLÂNTICO SUL

A Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) forma-se na área de baixas latitudes (Fig. 3.4), onde o encontro dos ventos alísios provenientes de sudeste com aqueles provenientes de nordeste cria uma ascendência das massas de ar, que são normalmente úmidas. Essa zona limita a circulação atmosférica entre o hemisfério Norte e o hemisfério Sul, sendo também chamada de Equador Meteorológico (EM), Descontinuidade Tropical (DI), Zona Intertropical de Convergência (ZIC) e Frente Intertropical (FIT), entre outros (MENDONÇA e DANNI-OLIVEIRA, 2007).

Ainda de acordo com os autores, os conceitos de Descontinuidade Tropical (DI) e de Equador Meteorológico (EM) trazem implícita uma perspectiva de divisão da atmosfera entre os dois hemisférios, enquanto as noções de convergência (ZCIT e ZIC) vinculam-se mais à descrição da ascendência do ar e à decorrente formação da expressiva massa de nuvens que caracterizam a cintura equatorial do Planeta. A idéia de Frente Intertropical (FIT) relaciona-se diretamente ao encontro das massas de ar em um plano inclinado – sub-horizontal – e na mudança rápida do ponto de orvalho que aí ocorre.

A ZCIT acompanha o Equador Térmico (ET) em seus deslocamentos sazonais. O ET corresponde, como já visto, à isoterma de máxima temperatura

do globo, que, sobre os oceanos, acerca-se da linha do Equador, aprofundando-se sobre os continentes.

A ZCIT configura um divisor entre as circulações atmosféricas celulares que se localizam nas proximidades do Equador, sejam as células norte ou sul de Hadley. Ela é móvel, uma vez que se desloca durante o ano sob a ação do movimento aparente do Sol. Ela apresenta sua posição mais ao Sul em março e mais ao Norte em setembro, com uma diferença temporal de cerca de 50 dias. A sua disposição diária e sazonal está condicionada a vários fatores, dentre os quais se destacam a continentalidade ou a maritimidade, o relevo e a vegetação.

Sobre a América do Sul, a ZCIT apresenta seus deslocamentos em uma área entre os 5° S em março, e os 10° N em setembro. No oeste do oceano Índico, a ZCIT situa-se próxima de 15 a 18° S, em fevereiro, e de 18 a 20° N em agosto. Na África Central, entre 0° em janeiro e 25° N em agosto.

A Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) apresenta características comuns à Zona de Convergência do Pacífico Sul (ZCPS), que se forma sobre o oceano Pacífico, e à Zona Frontal de Baía, parte oceânica (Pacífico Oeste cruzando o Japão) e Meiyu parte continental (China). Elas são chamadas, de maneira geral, de Zonas de Convergência Subtropical (ZCST) e estão associadas a processos pluviométricos convectivos das áreas sobre as quais se formam.

A ZCAS pode ser facilmente identificada em imagens de satélite por meio de uma alongada distribuição de nebulosidade de orientação NW/SE (Fig. 6.3), tal qual a Linha de Instabilidade (IT), de Edmond Nimer. A ZCAS resulta da intensificação do calor e da umidade provenientes do encontro de massas de ar quentes e úmidas da Amazônia e do Atlântico Sul na porção central do Brasil. Em geral, uma ZCAS estende-se desde o sul da região Amazônica até a porção central do Atlântico Sul (MENDONÇA e DANNI-OLIVEIRA, 2007).

Para os autores, as características comuns a essas três zonas de convergência são explicitadas a seguir.

- Estender-se para leste, nos subtrópicos, a partir de regiões tropicais específicas de intensa atividade convectiva;
- Formar-se ao longo de jatos subtropicais em altos níveis e a leste de cavados semi-estacionários;
- Ser zonas de convergência em uma camada inferior úmida, espessa e baroclínica;
- Estar localizada na fronteira de massas de ar tropicais úmidas, em regiões de forte gradiente de umidade em baixos níveis, com geração de instabilidade convectiva por processo de advecção diferencial.

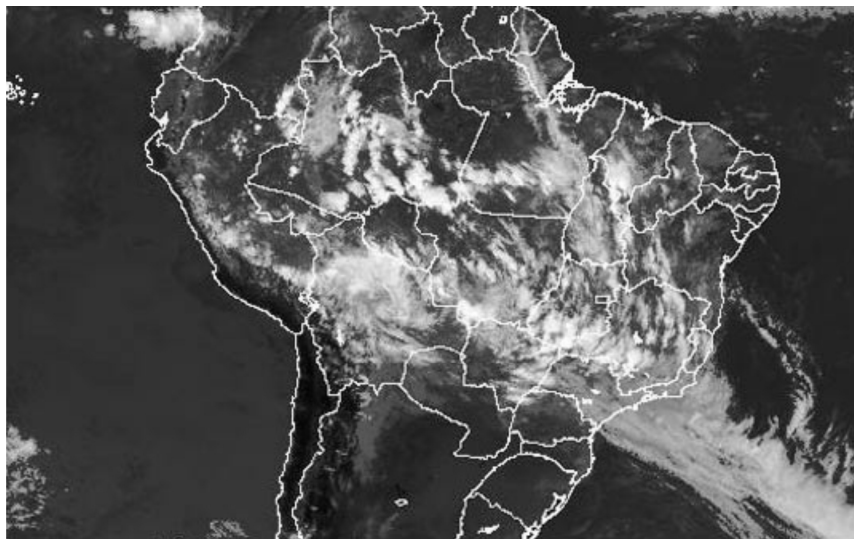


Figura 6.3 Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS)

Fonte: CPTEC/INPE

6.2 CENTROS DE AÇÃO

Os centros de ação constituem-se em extensas zonas de alta ou de baixa pressão atmosférica que dão origem aos movimentos da atmosfera, portanto, aos fluxos de ventos predominantes e aos diferentes tipos de tempo (Fig.6.4). O movimento do ar se faz geralmente dos centros de ação positivos, de alta pressão (anticiclônicos), para os negativos, de baixa pressão (ciclônicos ou depressionários), como já dito. Influenciados pela força de Coriolis, os movimentos do ar tendem a deslocar-se do centro de ação positivo (A) em direção ao centro de ação negativo (B), movendo-se para a esquerda ao sair do centro anticlinal (MENDONÇA e DANNI-OLIVEIRA, 2007).

A dimensão horizontal dos centros de ação positivos e dos depressionários varia de algumas centenas a alguns milhares de quilômetros, e, na dimensão vertical, eles podem estender-se desde algumas centenas de metros a mais de 15 km.

Os centros de ação atmosférica são, de maneira geral, sazonalmente móveis, ou seja, apresentam deslocamentos ao longo do ano, sobretudo devido à variação da radiação dos dois hemisférios. Assim, quando é verão no hemisfério Sul, os anticlones e suas massas de ar apresentam seus mais

expressivos deslocamentos em direção sul, ocorrendo o oposto no inverno, e vice-versa para o hemisfério Norte.

Os principais centros de ação positivos, que atuam na configuração climática do Globo, se dividem em dinâmicos como os subtropicais e térmicos como os polares, podendo ser encontrados 3 dinâmicos no Hemisfério Sul e 2 no Hemisfério Norte:

No Hemisfério Sul:

- Anticiclone de Santa Helena, anticiclone Semifixo do Atlântico ou anticiclone Subtropical do Atlântico Sul, localizado sobre o oceano Atlântico;
- Anticiclone da Ilha de Páscoa, anticiclone Semifixo do Pacífico ou anticiclone Subtropical do Pacífico Sul, localizado sobre o oceano Pacífico;
- Anticiclone de Mascarenhas, localizado sobre o oceano Índico.

No Hemisfério Norte:

- Anticiclone dos Açores, localizado sobre o oceano Atlântico;
- Anticiclone da Califórnia ou anticiclone do Havaí, localizado sobre o Oceano Pacífico.

Os centros de ação negativos sobre a superfície da Terra são 4, mas outras células depressionárias de gênese sazonal também podem se formar sobre os continentes superaquecidos das latitudes tropicais e temperadas. Além da zona equatorial, as 3 células depressionárias mais expressivas localizadas nas zonas de 50/60° estão distribuídas em 2 no Hemisfério Norte e 1 no Hemisfério Sul:

Hemisfério Sul:

- Depressão do Mar de Weddel sobre o Atlântico;

Hemisfério Norte

- Depressão da Islândia, sobre o Atlântico;
- Depressão das Aleutas, sobre o Pacífico.

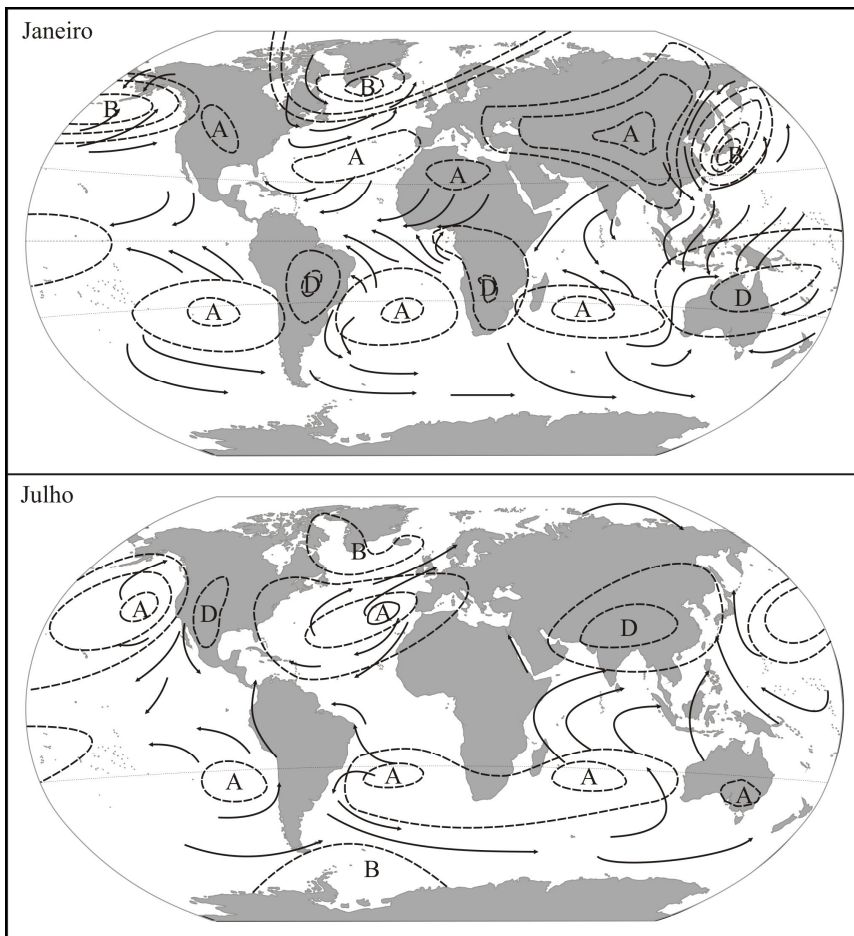


Figura 6.4 Os grandes centros de ação do Globo
Adaptado de: Mendonça e Danni-Oliveira (2007)

De acordo com Mendonça e Danni-Oliveira (2007), as depressões das latitudes médias são móveis e as do hemisfério Sul, mais contínuas devido à maior extensão oceânica, têm principalmente origem dinâmica. Contudo, podem ter seus baixos valores barométricos reduzidos na base por efeito térmico quando passam acima das correntes marítimas quentes. Um exemplo dessa situação se dá quando a Corrente do Golfo reforça a depressão da Islândia.

As baixas pressões térmicas sazonais formam-se no verão sobre os continentes quentes das latitudes tropicais e temperadas, estando associadas a

uma divergência em altitude e a uma convergência de superfície. A ZCIT é um dos melhores exemplos de depressão de origem termodinâmica (MENDONÇA e DANNI-OLIVEIRA, 2007).

6.2.1 CENTROS DE AÇÃO DA AMÉRICA DO SUL

A dinâmica e a circulação atmosférica da América do Sul são controladas pela interação de sete centros de ação, que conjugam suas participações ao longo do ano (Fig. 6.5). Esses sete centros de ação são distribuídos em cinco centros positivos e dois negativos (MENDONÇA e DANNI-OLIVEIRA, 2007).

Centros de ação positivos:

1. *Anticiclone dos Açores*. Situa-se na faixa das altas pressões subtropicais do hemisfério Norte sobre o oceano Atlântico (próximo aos 30° N), entre a África e a América Central. Sua influência sobre a circulação atmosférica da América do Sul se faz sentir, sobretudo, quando da ocorrência do solstício de verão do hemisfério Sul, pois o avanço da frente polar do hemisfério Norte em direção sul provoca o seu deslocamento nessa direção. Assim, interagindo com os ventos alísios de nordeste, sua ação será observada de forma mais direta na porção norte e nordeste do continente sul-americano.
2. *Doldrums*. Ao mesmo tempo em que atua como uma área de baixas pressões em relação ao oceano Atlântico e que atrai, portanto, o ar úmido de nordeste dali proveniente (o que intensifica sobremaneira a umidade da região), a bacia amazônica atua também como um importante centro produtor e exportador de massa de ar. Mesmo sendo uma área onde as temperaturas são consideravelmente elevadas, garantindo a formação de centro de baixas pressões, as modestas cotas do relevo da bacia, associadas à divergência dos alísios no interior do continente, atestam-lhe características de uma região produtora e exportadora de massas de ar, sobretudo durante o verão austral, quando o centro de ação atinge latitudes bem mais altas. A denominação *doldrum* (do inglês, calmaria, apatia) diz respeito à predominância da circulação convectiva do ar na região da ZCIT, que historicamente marcou a navegação em caravelas na área já que para esse tipo de transporte importava o deslocamento horizontal do ar em relação à superfície, e não o vertical.

3. *Anticiclone Semifixo do Atlântico Sul.* Assim como o do Pacífico Sul, sua mobilidade é decorrente do deslocamento sazonal do centro de altas pressões, que ora se posiciona mais próximo da costa oeste dos continentes (no verão, quando é atraído pelo campo de baixas pressões que se forma sobre ele), ora mais afastado (no inverno, quando o campo de pressões mais baixas posiciona-se sobre o oceano). Esses dois centros apresentam um deslocamento sazonal no sentido leste-oeste. Ambos são decorrentes do movimento subsidente do ar nas proximidades dos 30° S, ou seja, na faixa das altas pressões subtropicais, sendo que o anticiclone semifixo do Atlântico tem uma considerável influência sobre todos os climas da porção central, nordeste, sudeste e sul do Brasil, com maior destaque na estação de verão.
4. *Anticiclone Semifixo do Pacífico.* Apresenta, conforme se viu, as mesmas características que o anticiclone semifixo do Atlântico, porém, diferencia-se deste principalmente quando se observa a pouco expressiva abrangência da região influenciada por ele sobre o continente. Nesse caso, a pequena área de atuação desse centro sobre o continente é uma consequência direta da força de atrito do relevo (atuando como uma barreira) sobre a circulação do ar, representada pela cordilheira dos Andes, que impede a passagem do ar quente e úmido proveniente do anticiclone do Pacífico sobre o oeste sul-americano.
5. *Anticiclone Migratório Polar.* Este anticiclone forma-se no extremo sul da América do Sul, em latitudes subpolares, devido ao acúmulo do ar polar oriundo dos turbilhões polares sobre os oceanos. A condição de centro de alta pressão migratório deve-se ao fato de que este campo de pressão atmosférica posiciona-se, no inverno, sobre latitudes mais baixas (chegando até as proximidades dos 30° S, na altura do norte da Argentina e Uruguai) devido à queda sazonal da radiação no hemisfério Sul e, no verão, recua para latitudes mais elevadas (próximo aos 60° S, ao sul da Terra do Fogo), impelido que é para sul pela elevação do fluxo de energia do hemisfério Sul nessa época do ano.



Figura 6.5 Grandes centros de ação da América do Sul
Adaptado de: Mendonça e Danni-Oliveira (2007)

Centros de ação negativos:

1. *Depressão do Chaco.* A elevação sazonal das temperaturas do continente, mais expressivas que sobre o oceano, por ocasião do solstício de verão, acentua as condições favoráveis à formação de um centro de baixas pressões na latitude da faixa de altas pressões subtropicais no hemisfério Sul. Assim, a depressão do Chaco se individualiza como um centro de baixas pressões de origem térmica. Nessas condições, a região atrai para o interior do continente o ar quente e úmido dos centros anticlonais que o circundam, quais sejam o anticiclone semifixo do Atlântico, nessa época do ano posicionado mais próximo ao continente, e o centro de ação da Amazônia, com maior deslocamento em direção ao sul. No inverno, a situação inverte-se, e a depressão do Chaco geralmente atrai o anticiclone migratório polar em direção norte, facilitando a propagação do ar polar até as baixas latitudes sul-americanas, principalmente devido às ondulações da frente polar atlântica, que aproveita a calha natural do relevo regional para seu deslocamento.
2. *Depressão dos 60° de Latitude Sul.* Situa-se na faixa subpolar das baixas pressões do globo e localiza-se sobre os mares vizinhos à Península Antártica (mar de Weddel e de Ross), consideravelmente distante do continente sul-americano, embora desempenhe um importante papel sobre a dinâmica de sua atmosfera. Quando esses centros de baixas pressões subpolares são reforçados pela propagação de ciclones, eles exercem uma atração dos sistemas intertropicais em direção sul, pois o campo de pressões negativas é reforçado.

CAPÍTULO 7

AS MASSAS DE AR

Uma massa de ar pode ser descrita como uma porção individualizada da atmosfera quanto às suas características ou qualidades. Abrangem uma grande extensão horizontal, apresentando espessura bem desenvolvida, homogeneidade horizontal de suas propriedades físicas, principalmente temperatura e umidade e, pequena ou mesmo nenhuma variação dessas propriedades no sentido vertical. Segundo Hare (1963) *apud* Ayoade (2003), “uma massa de ar pode ser definida, como um grande corpo de ar horizontal e homogêneo, deslocando-se como uma entidade reconhecível e tendo tanto origem tropical quanto polar”.

Para que uma massa de ar adquira tais propriedades ou características uniformes é necessário que ela permaneça estacionária, durante algum tempo, sobre uma extensa região, cuja superfície tenha igualmente características bastante uniformes ou homogêneas (como os oceanos, os pólos ou os desertos). Quanto mais tempo a massa de ar permanecer sobre esta área, antes de se deslocar, mais afetada ela será pelas características térmicas e/ou hídricas da mesma. Esta região é denominada “Região de Origem”, “Área Fonte” ou “Região Nascente”. As principais, mas não as únicas, regiões de origem de massas de ar (“grandes berçários”) são os grandes centros de alta pressão, como as regiões polares e subtropicais.

As massas de ar estão constantemente deslocando-se sobre o globo terrestre, pois a Atmosfera está sempre em movimento (Circulação Geral). As massas de ar são muito importantes no estudo e na caracterização do tempo e do clima, pois durante seus deslocamentos influenciam diretamente as áreas nas quais predominam. Porém, à medida que uma massa de ar se afasta de sua região de origem, tem modificadas suas propriedades iniciais, principalmente temperatura e umidade, sendo assim modificada durante seu percurso ou deslocamento pelas condições presentes nos locais que atravessa.

Dessa forma, se a massa de ar se desloca sobre uma superfície hídrica, sua umidade aumenta. Se, se desloca sobre o continente, absorve menos umidade ou mesmo a perde. O mesmo acontece quanto às suas propriedades térmicas: ao deslocar-se sobre uma superfície mais fria que ela própria, a massa de ar perde calor nos seus níveis mais baixos (resfriamento basal). Ao

contrário, se ela se desloca sobre uma superfície mais quente que ela, tende a modificar suas propriedades na base, pelo aquecimento (aquecimento basal).

Uma massa de ar é assim modificada pelas diferentes quantidades de radiação e/ou umidade que recebe e/ou perde.

Dessa forma, nota-se que existem vários tipos de massa de ar e estas são classificadas (ou denominadas) de acordo com sua região de origem, levando-se em consideração, essencialmente, a temperatura e a umidade. Se originada numa área quente, é uma massa de ar quente; se originada em uma região fria, é uma massa de ar fria.

Em decorrência da Circulação Geral da Atmosfera, as massas de ar podem ser originadas em diferentes áreas, de diferentes latitudes e, assim, recebem denominações distintas, baseadas na respectiva área de origem: Polares (P), Tropicais (T), Equatoriais (E). Porém, para uma mesma condição de latitude, a massa de ar pode se formar sobre continentes ou sobre oceanos, sendo então denominadas: Continental (c) ou Marítima (m), respectivamente. Em geral, ocorre que as massas de ar continentais são “secas” e as marítimas são “úmidas”, tendo-se como exceção, a região de origem Amazônica que, embora sendo uma área continental, sua densa floresta, a grande evaporação, evapotranspiração e umidade do ar, aliadas à sua rica bacia fluvial, dão origem a massas de ar geralmente quentes e úmidas.

7.1 O MECANISMO GERAL DAS FRENTES

As *frentes* podem ser definidas como sendo as regiões de transição ou “zonas limite” entre massas de ar de propriedades ou características diferentes. Uma *frente* é assim, uma zona de transição ou de contato, na qual as propriedades do ar passam gradativamente de uma massa para outra (mistura ou troca). Onde elas ocorrem, o ar é muito agitado e o tempo é instável.

Como citado por Tubelis e Nascimento (1984),

no contato entre duas massas de ar de temperaturas diferentes forma-se uma superfície de descontinuidade, conhecida como superfície frontal. Essa descontinuidade é uma zona de transição, estreita e inclinada, na qual os elementos meteorológicos variam mais ou menos abruptamente. A linha ou zona de contato da superfície frontal com a superfície do solo, ou

qualquer outro plano horizontal, é chamada de Frente.

Estas descontinuidades frontais podem ser classificadas tendo-se como fundamentos o seu deslocamento e as mudanças de temperatura que elas causam, em, basicamente: Frente Fria, Frente Quente e Frente Estacionária.

“Em todos os casos, a massa de ar de menor temperatura, e conseqüentemente, maior densidade, permanece em contato com a superfície do solo, fazendo com que a massa de ar de maior temperatura e menor densidade se eleve sobre a superfície frontal” (TUBELIS e NASCIMENTO, 1984).

Tabela 7.1 Seqüência de tipos de tempo que acompanham a passagem de uma depressão

ELEMENTO	NA VANGUARDA DA FRENTE	NO DOMÍNIO DA FRENTE	NA RETAGUARDA DA FRENTE
<i>Frente Quente</i>			
Pressão	Diminuição constante	Cessa a diminuição	Pequena variação
Vento	Recua e aumenta a velocidade	Muda a direção, muda a velocidade	Constante
Temperatura	Constante ou aumento gradual	Aumenta lentamente	Pequena variação
Umidade	Aumento gradual	Elevação rápida	Pequena variação
Nuvens	Ci, Cs, As, Ns em sucessão	Nimbus e stratus baixos	Stratus e stratocumulus
Precipitação	Chuva contínua	A precipitação quase cessa	Boas condições ou chuvas ligeiras ou chuvisco
Visibilidade	Boa, exceto nas chuvas	Ruim, neblinas e nuvens baixas causam má visibilidade	Frequentemente ruim, com nuvens baixas e neblina ou nevoeiro
<i>Frente Fria</i>			
Pressão	Diminuição	Elevação rápida	Elevação lenta, mais contínua
Vento	Recua e aumenta a velocidade	Mudanças súbitas, acompanhadas por rajadas	Com rajadas, e posteriormente estável
Temperatura	Constante; algumas vezes há quedas ligeiras durante as chuvas	Queda acentuada	Mudanças pequenas
Umidade	Sem mudanças	Queda acentuada	Geralmente reduzida
Nuvens	Altocumulos e Stratocumulos seguidas por cumulonimbus	Cumulonimbus, com fractocumulus ou baixos nimbostratus	Ascensões rápidas, mas podem-se desenvolver cumulus ou cumulonimbus
Precipitação	Há algumas chuvas com possíveis trovoadas	Aguaceiros, geralmente acompanhados de granizo e trovoadas	Aguaceiros de curta duração
Visibilidade	Ruim, com possível presença de nevoeiros	Deteriorização temporária; melhora rápida	Muito boa

Fonte: Ayoade (2003)

Por definição e, ainda segundo Tubelis e Nascimento (1984), “uma frente fria é uma descontinuidade frontal na qual uma massa de ar de menor temperatura desloca, da superfície do solo, uma massa de ar de maior temperatura” (Figura 7.1).

Uma frente quente é uma descontinuidade frontal na qual uma massa de ar de menor temperatura é substituída, de junto do solo, por uma massa de ar de maior temperatura (Figura 7.1).

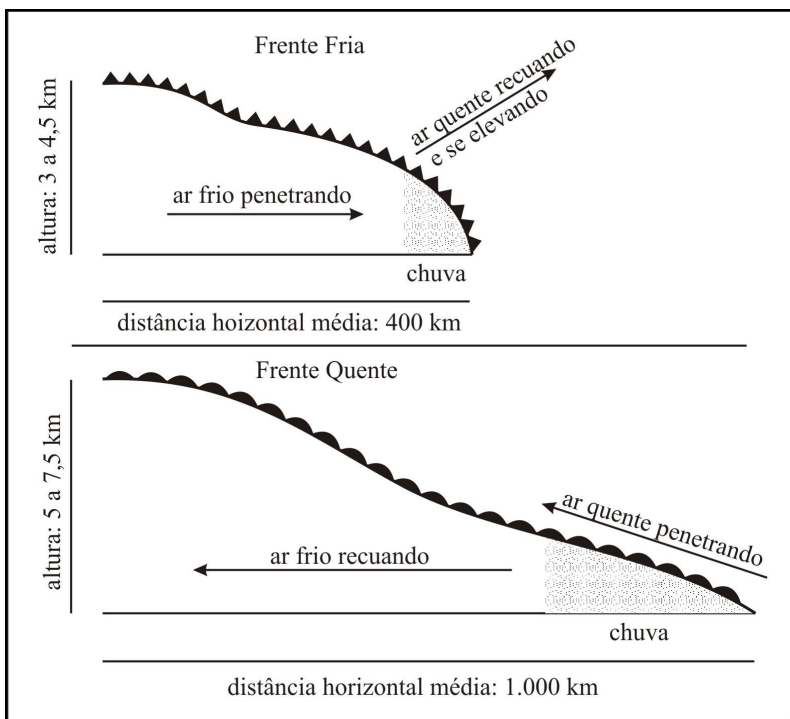


Figura 7.1 Esquema geral de uma Frente Fria e uma Frente Quente
Adaptado de: Forsdyke (1969); Retallack (1977); Tubelis e Nascimento (1984) e Ayoade (2003)

A frente estacionária é toda descontinuidade frontal que apresenta pequeno ou nenhum deslocamento horizontal. Às vezes, ocorre que o ar polar não tem força para avançar mais para o norte, nem o ar quente tem energia suficiente para empurrar a massa polar para. Formam-se dessa maneira as chamadas frentes estacionárias, responsáveis por chuvas continuadas sobre a área em que se localizam. Quando isso acontece, podem ocorrer enchentes, que causam grandes prejuízos aos habitantes das regiões atingidas.

Cumpra lembrar ainda, de acordo com Ayoade (2003), que “a passagem de uma frente é caracterizada pela sequência de tempo” (Tabela 7.1), ou seja, ocorre uma sequência de tipos de tempo que acompanha a passagem de uma frente, fria ou quente, e que caracteriza o estado atmosférico do lugar durante a atuação de uma ou de outra, notadamente, quanto aos elementos: pressão atmosférica, ventos, temperatura, umidade do ar, nebulosidade, visibilidade e ocorrência de fenômenos meteorológicos associados a elas, como chuva, nevoeiro etc.

7.2 AS MASSAS DE AR ATUANTES NO BRASIL

Dependendo da estação, pois os centros de altas e baixas pressões deslocam-se no decorrer do ano (móveis), o domínio geográfico médio das massas de ar que atuam na América do Sul e no Brasil se altera, pois estas massas de ar avançam ou recuam sobre o território brasileiro. Esses seus avanços e/ou recuos é que vão caracterizar os tipos climáticos que predominam no país.

Sendo assim, as massas de ar que atuam na América do Sul são as representadas na Figura 7.2. Destas, com exceção das massas de ar de origem Pacífica (mEp e mPp), todas atuam direta e/ou indiretamente sobre os tipos climáticos do Brasil.

Podem-se caracterizar, de maneira breve, as diversas massas de ar que atuam no território brasileiro:

A) As massas de ar Equatoriais (Continental e Oceânicas) originam-se na faixa equatorial de pressões baixas, sendo instáveis, dotadas de elevadas temperaturas e umidade, associadas, pois, à pequena amplitude térmica anual. A forte convecção no interior da massa de ar provoca a condensação do vapor d'água, nebulosidade constante e chuvas abundantes.

A.1) mEc : A massa de ar Equatorial Continental é causada, basicamente, pela baixa pressão da Região Amazônica, ou seja, forma-se sobre o continente aquecido, onde dominam as calmarias e os ventos fracos, sobretudo no verão. Nesta época, o continente é um centro quente para o qual convergem os ventos oceânicos (inclusive os Alísios), tornando elevada a umidade relativa do ar e sendo característica a formação de grandes Cumulonimbos e abundantes precipitações.

A.2) mEa: Ocorre tanto no Hemisfério Norte (mEan), quanto no Hemisfério Sul (mEas). Estas massas de ar são comumente tratadas de forma conjunta com as massas de ar tropicais, uma vez que são todas constituídas ou “alimentadas pelos Alísios boreais e austrais” (AZEVEDO, 1968). São, pois, comuns aos dois hemisférios e formam-se sobre o Oceano Atlântico sendo, então, massas de ar quentes e úmidas.

B) As massas Tropicais marítimas estão associadas aos anticiclones do Atlântico e do Pacífico. A pequena umidade dessas massas de ar dá origem a chuvas leves, principalmente de origem orográfica, que ocorrem junto ao litoral. Limitam-se ao sul com as massas polares, formando as Frentes Polares.

B.1) mTp : A massa de ar Tropical Marítima do Pacífico tem efeito direto nas condições climáticas do Brasil somente no verão. Nesta época, a massa de ar pode elevar-se orograficamente na face ocidental da Cordilheira do Andes, descendo pela sua face oriental como brisa de montanha (seca), indo alimentar a Depressão do Chaco.

B.2) mTa : A massa de ar Tropical do Atlântico Sul ocorre o ano todo no Brasil (mas destacadamente no inverno), atingindo o litoral brasileiro. Forma-se na região marítima quente do Atlântico Sul, recebendo calor e umidade na superfície.

Como a camada de inversão da Massa de Ar Tropical Marítima do Atlântico é pouco espessa, 500 metros na parte oriental e 1500 metros na parte ocidental, muito pouco vapor d'água consegue ser acumulado na camada de inversão, durante o trajeto sobre o oceano. O vapor acumulado condensa-se, dando origem a nuvens de pequeno desenvolvimento vertical, que podem provocar precipitações leves por efeito orográfico. No interior do continente o tempo é claro, desprovido de nebulosidade, com forte insolação e grande amplitude térmica diária. (TUBELIS & NASCIMENTO, 1984).

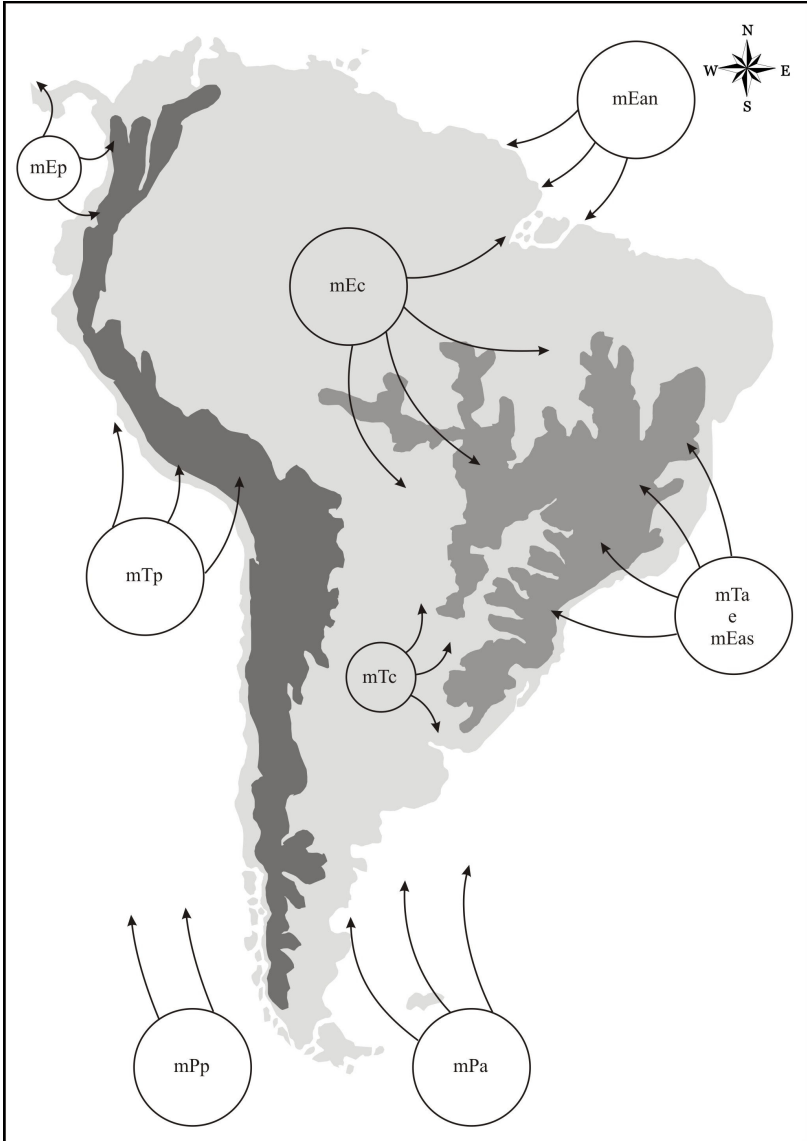


Figura 7.2 Centros dispersores das massas de ar que atuam na América do Sul
Adaptado de: Forsdyke (1969); Tubelis e Nascimento (1984) e Nimer (1989)

B.3) mTc : A massa de ar Tropical Continental, adquire maior importância durante o verão, ou melhor, dos fins da primavera ao início do outono. Sua região de origem é a estreita zona baixa, quente e árida à leste dos Andes e ao sul do Trópico. Está associada à formação de uma Depressão na região do Chaco, em consequência do intenso aquecimento da superfície do continente na estação quente do ano. O forte aquecimento dá origem a uma massa quente, muito seca e instável. Devido ao baixo teor de umidade do ar, não ocorre à formação de nuvens e precipitação. Como consequência, os dias são muito ensolarados, com intenso aquecimento diurno e intenso resfriamento noturno, condicionados pela baixa umidade do ar (maior amplitude térmica diária). Tem, assim, origem próxima à área anticlinal dispersora de ventos dos 30° de latitude sul, caracterizando-se por ser uma massa de ar seca, uma vez que forma-se numa área tipicamente dispersora de ventos, onde o ar promove um movimento de subsidência (a exemplo dos Contra-Alísios).

C) Frente Polar: As massas de ar que deixam o continente Antártico, penetram por sobre os oceanos onde se “aquecem” e ganham umidade rapidamente. Com o desaparecimento da subsidência, elas se tornam instáveis e com tal estrutura invadem o continente sul-americano, entre os dois centros de ação, do Pacífico e do Atlântico, seguindo duas trajetórias diferentes condicionadas pelo relevo: a primeira, a oeste dos Andes (mPp) e a segunda, sob a forma de grandes anticiclones, a leste da Cordilheira (mPa).

C.1) mPa : A Massa de ar Polar Atlântica está associada aos anticiclones que se formam na região sub-Antártica (Mar de Weddel), que no inverno está ocupada por gelos flutuantes e banquisas (ou *ice field* campo de gelo), “produzidas pelo próprio congelamento das águas do oceano” (GUERRA e GUERRA, 1997). Inicialmente, esta massa de ar possui ar frio, seco e estável. À medida que a massa se desloca sobre o oceano - Atlântico (mPa) e/ou Pacífico (mPp) - ganha “calor” e umidade. Essa massa de ar propicia tempo frio e causa o fenômeno da geada, principalmente nos estados da Região Sul do país. Os anticiclones polares ocorrem durante todo o ano, mas são mais frequentes e fortes durante o inverno.

No contato entre as massas de ar tropicais e as massas polares, formam-se superfícies de descontinuidade, denominadas Frentes Polares: FPA, no contato da mPa com a mTa e FPP, no contato entre a mPp e a mTp.

Em sua trajetória, a mPa provoca precipitações, principalmente do tipo frontal (resultante do encontro de duas massas de ar de características opostas). As *invasões* ocorrem durante todo o ano, porém são mais intensas e frequentes no inverno. A trajetória da mPa (única e por esta razão, principal massa de ar frio que invade o território brasileiro) é, em grande parte, determinada pela disposição do relevo sul-americano.

Dada a configuração do relevo brasileiro, especialmente na porção sul, a massa Polar Atlântica consegue penetrar a fundo no território nacional, quando ocorre o inverno no Hemisfério Sul, atingindo todas as regiões, direta e/ou indiretamente. A mPa avança sobre o país seguindo três ramos ou três orientações principais (Figura 7.3).

I) O primeiro ramo da mPa avança pelo litoral, seguindo a linha da costa (menos obstáculos físicos do relevo). Causa chuvas ao longo do litoral e chega a alcançar o Nordeste brasileiro, provocando chuvas frontais quando do encontro com a mTa (e com a mEas, aqui tratadas conjuntamente). Como são massas de ar de características diferentes, uma fria e outra quente e úmida, ocasionam chuvas frontais no litoral nordestino e, assim, pode-se compreender melhor porque esta área apresenta chuvas de outono/inverno, enquanto no restante do interior do país, predominam as chuvas de verão.

Tomando-se como exemplo o Nordeste brasileiro observa-se claramente a interferência do relevo sobre o clima como visto anteriormente: o Nordeste apresenta várias chapadas, isto é, “grandes superfícies, por vezes horizontais e a mais de 600 metros de altitude” (GUERRA e GUERRA, 1997). Elas funcionam como obstáculos à penetração de massas de ar úmidas para o interior e servem como elemento de condensação do vapor d’água. É o caso das Chapadas da Borborema, Apodi e Araripe, que provocam chuvas orográficas na área voltada para o litoral (Zona da Mata Nordestina). Porém, quando estas chapadas formam gargantas ou vales, a massa de ar consegue penetrar para o interior do Agreste e Sertão semi-árido, formando os chamados “brejos” ou “pés de serra”, que são terras bastante valorizadas para a agricultura, constituindo verdadeiros *oásis* dentro do sertão nordestino. Contudo, vale destacar que as chapadas não são as principais causas das secas nordestinas, sendo sim, agentes agravantes da situação.

Nota-se também, que pelos lugares que passa, a frente fria provoca inicialmente chuva e, em seguida, queda da temperatura. Após sua passagem seguem-se alguns dias de tempo bom, durante os quais o ar frio vai aos poucos se aquecendo, até que uma outra frente fria realmente o ciclo de chuva/frio/vento/aquecimento/nova frente. Assim, os invernos no Brasil meridional são frios e chuvosos. Devido às influências dessa e de outras massas de ar, o clima subtropical apresenta chuvas durante todo o ano, independentemente da estação.

O segundo e o terceiro ramos da mPa deslocam-se em direção ao interior do Brasil, obedecendo à seguinte orientação geral: dada a configuração do relevo da América do Sul, com planícies entre a Cordilheira dos Andes e as regiões do Planalto Brasileiro (Planície Platina), a mPa encontra um verdadeiro corredor para sua penetração. O relevo baixo (de planície) facilita sua incursão.



Figura 7.3 A mPa e seus ramos de penetração no território brasileiro
Adaptado de: Tubelis e Nascimento (1984).

II) O segundo ramo é responsável pelas geadas nas lavouras dos estados do Sul e São Paulo, além de ventos frios e queda de neve nas áreas mais elevadas. A Região Sul é a que apresenta maior frequência e regularidade de *invasões*, chegando ao Rio Grande do Sul à frequência de uma invasão por semana ou mais.

Nota-se, porém, que a atuação das frentes polares é mais intensa nos meses de julho a agosto, quando sua influência se faz sentir além dos estados da Região Sul. Contudo, no seu trajeto para o norte, o ar polar vai progressivamente se aquecendo na medida em que diminui a latitude, de modo que, ao chegar a São Paulo, já não está tão fria como quando atingiu o Rio Grande do Sul.

III) O terceiro ramo, em vista também do relevo baixo do Planalto Central Brasileiro (vale do rio Paraguai e Pantanal), chega a atingir o norte de Mato Grosso, penetrando até Rondônia, Acre e sul do Amazonas, provocando o fenômeno conhecido como Friagem. A Friagem, que pode ter duração de até 4 dias, consiste, portanto, na penetração, durante o inverno (comum nos meses de maio a agosto), da Massa de ar Polar Atlântica (mPa), em um de seus ramos, na Região Amazônica, caracterizando-se pela queda brusca, acentuada e rápida da temperatura, numa região onde estas são sempre elevadas. É comum, por vezes, Porto Velho, capital da calorenta Rondônia, registrar quedas de temperaturas dos normais 30°C para 11°C/12°C, em curto espaço de tempo durante o dia.

7.4 DOMÍNIO MÉDIO DAS MASSAS DE AR NO BRASIL

De acordo com Tubelis e Nascimento (1984) e Nimer (1989), ao longo do ano a posição das massas de ar se modifica, devido à atuação das altas pressões polares combinada com o deslocamento do “Equador Térmico”. Assim, no verão, as massas de ar se deslocam para o sul e, no inverno, elas se movimentam para o norte, e com isso, são modificados os domínios médios das massas de ar durante o ano como observado na Figura 7.4.

A) Verão: Nesta época do ano, em virtude do maior aquecimento do continente em relação ao mar, acham-se enfraquecidos o anticiclone “semi-fixo” do Atlântico e o anticiclone da Antártida (localizado muito ao sul, além dos 65° de latitude). A mEc apresenta seu maior desenvolvimento, dominando praticamente todo o território nacional, e a mTc ocorre na porção ocidental dos estados do Rio Grande do Sul e Santa Catarina.

A mTa (incluindo-se a mEas) propicia ventos de leste e Alísios de Sudeste, ocorrendo no litoral brasileiro, notadamente na Região Nordeste, enquanto a mEan propicia Alísios de Nordeste, que penetram o interior do continente formando a "monção de verão" do norte do Brasil (estação de chuvas).

B) Outono: Com a diminuição da radiação solar nos trópicos (no caso do Hemisfério Sul, Trópico de Capricórnio), quando se vai do solstício de verão para o equinócio de outono, a mEc tem seu domínio reduzido. No outono, a mEc domina a bacia amazônica, enquanto a mEan continua a ocorrer no litoral norte e foz do Amazonas. A mTa (e a mEas) predomina desde parte do Nordeste até o Rio Grande do Sul, abrangendo inclusive, o sul de Goiás e de Mato Grosso do Sul. A mTc, forçada pela mTa, desloca-se para latitudes menores, localizando-se nas proximidades do Pantanal Mato-grossense.

C) Inverno: Continuando a diminuir a radiação solar quando se vai do outono para o inverno, aumenta o domínio das massas de ar Atlânticas (mTa e mEas), pois nesta época, não existe a Depressão Continental, o que permite ao anticiclone do Atlântico, agora com pressão máxima, avançar sobre o continente. No inverno, elas (a mTa e a mEas) dominam praticamente todo o território brasileiro. Somente no noroeste da Amazônia, no vale do alto Amazonas, continua dominando a mEc, que é assim, a única zona instável durante todo o ano ao sul do Equador (chuvas durante todo o ano, sem estação seca).

O anticiclone frio da Antártida, tem suas pressões aumentadas (em função do inverno no Hemisfério Sul), sendo a época em que se dá com maior vitalidade e intensidade a invasão da mPa.

O anticiclone dos Açores (mEan) continua a tangenciar o continente, mas desaparece a “monção da estação quente”. Embora no litoral norte do Brasil seja muito acentuado o vento marítimo do Hemisfério Norte (Alísios de Nordeste), sua penetração para o interior torna-se escassa.

D) Primavera: A partir do inverno, começa a aumentar o recebimento de energia e, em consequência disso, a mTa começa a recuar em favor da mEc. Na primavera, a mEc já se encontra bem desenvolvida, dominando extensa faixa desde Roraima até parte ocidental de Goiás e Mato Grosso. No Pará, Amapá, Maranhão, em todo Nordeste, parte oriental de Goiás, Mato Grosso do Sul e regiões Sul e Sudeste, domina a mTa (e a mEas).



Figura 7.4 Domínio anual médio das massas de ar que atuam no território brasileiro

Adaptado de: Tubelis e Nascimento (1984) e Nimer (1989)

CAPÍTULO 8

CLASSIFICAÇÕES CLIMÁTICAS

O clima de qualquer lugar é a síntese de todos os elementos climáticos em uma combinação de certa forma singular, determinada pela interação dos controles e dos processos climáticos. Portanto, existe uma rica variedade de climas ou de tipos climáticos sobre a superfície do Planeta. Para facilitar o mapeamento das regiões climáticas, os numerosos tipos climáticos são classificados por meio de vários e diversificados critérios.

Graças aos diferentes fatores que exercem sua influência sobre os elementos do clima, são enormes as diferenças existentes de uma região para outra. Cada área tem particularidades climáticas que muitas vezes não se encontram em uma área vizinha, embora ambas possam ser incluídas num mesmo tipo de clima, por terem características gerais semelhantes. Por isso, uma classificação rigorosa toma-se impossível, o que explica a variedade de critérios e as numerosas tentativas já realizadas.

A temperatura é, sem dúvidas, um dos principais elementos do clima, e daí, a primeira distinção a ser feita, baseada nas zonas térmicas da Terra: Climas Quentes, Climas Temperados e Climas Frios. Esta classificação, adotada por Alexander Supan (1879), é por demais simples. Por isso, outras distinções são admitidas, acrescentando-se aos três tipos principais citados, mais dois: Climas Temperados Quentes e Climas Polares.

As chuvas constituem outro elemento de grande importância na classificação dos climas. Dentro desse critério é possível reconhecer 5 tipos básicos: Climas Áridos, Climas Semi-áridos, Climas Úmidos, Climas Sub-úmidos e Climas Superúmidos.

Em 1950, Flohn (Tabela 8.1) propôs uma classificação genética dos climas, levando em consideração dois critérios: as zonas de ventos globais e as características gerais das precipitações, estabelecendo 7 tipos climáticos. Outra classificação foi proposta por Strahler em 1969 (Tabela 8.2), onde os critérios levados em consideração foram: as características das massas de ar dominantes e as características das precipitações; Nesta classificação são reconhecidos 3 grandes grupos climáticos, cada um tendo 5 subtipos.

A classificação, proposta por Budyko em 1956, reconheceu 5 tipos climáticos principais (Tabela 8.3), tendo este baseado sua classificação em

valores do “Índice Radioativo de Aridez”, que na verdade é um balanço de energia, envolvendo os diferentes albedos da superfície, a evaporação, a precipitação etc.

Uma classificação considerando o balanço de energia no mundo (input/output) foi proposta por Terjung e Louie, em 1972, quando foram reconhecidos 6 tipos climáticos principais e 62 subtipos (Tabela 8.4).

Em 1948, W. Thornthwaite, propôs uma classificação baseada em índices de efetividade da precipitação e da eficácia da temperatura, de acordo com os quais se determinam, respectivamente, os graus de umidade dos climas e as naturezas térmicas dos mesmos, suficientes para caracterizar a adequação agrícola de uma área, uma vez que sua classificação levou em conta as repercussões do clima na agricultura. “Com a utilização desses índices e critérios adicionais, 120 tipos climáticos foram hipotetizados por Thornthwaite, dos quais apenas 32 puderam ser expressos num mapa-múndi” (AYOADE, 2003).

O modelo de classificação climática feito por Köppen (Tabela 8.5) é relativamente simples e muito popular. Atualmente, mesmo depois de décadas, continua sendo adotado integralmente ou em uma de suas adaptações. Isso não quer dizer que o modelo seja perfeito, até por ser muito antigo e desconsiderar a dinâmica das massas de ar, não é bem aceito pelos estudiosos de hoje.

Outra classificação climática (e sua respectiva forma de representação), que merece destaque, é aquela proposta por Bagnouls e Gaussen, em 1957, e que, basicamente, levava em consideração a precipitação e a evaporação, para determinar o “Índice Xerotérmico”, ou seja, o período biologicamente seco de cada área, para então promover sua diferenciação e a conseqüente classificação climática.

8.1 MODELO DE CLASSIFICAÇÃO CLIMÁTICA DE FLOHN

Os dois critérios principais usados no esquema de classificação são as zonas globais de ventos, e as características da precipitação geral. A temperatura não aparece explicitamente no esquema de classificação.

Tabela 8.1 Classificação genética dos climas proposta por Flohn (1950)

TIPO CLIMÁTICO	CARACTERÍSTICA DA PRECIPITAÇÃO
I – Zona equatorial (ventos de oeste)	Constantemente úmida
II – Zona tropical (ventos alísios de verão)	Precipitação pluvial de verão
III – Zona subtropical seca (alta pressão subtropical)	Condições secas predominam durante o ano todo
IV – Zona subtropical de chuva de inverno (tipo Mediterrâneo)	Precipitação de inverno
V – Zona extratropical (ventos de oeste)	Precipitação geral durante o ano todo
VI – Zona subpolar	Precipitação limitada durante o ano todo
VI.a – Subtipo continental boreal	Precipitação pluvial de verão limitada; precipitação de neve de inverno
VII – Zona polar alta	Precipitação escassa; precipitação pluvial de verão; precipitação de neve no início do inverno

Fonte: Ayoade (2003)

8.2 MODELO DE CLASSIFICAÇÃO CLIMÁTICA DE STRAHLER

Os critérios usados neste esquema de classificação são as características das massas de ar predominantes e de precipitação

Tabela 8.2 Classificação Genética para os climas proposto por Strahler (1969)

GRUPOS	SUBTIPOS
I – Climats das latitudes baixas – controladas pelas massas de ar equatoriais e tropicais	a) Equatorial úmido b) Litorâneo com ventos alísios c) Desértico tropical e de estepe d) Desértico da costa ocidental e) Tropical seco-úmido

II – Climas das latitudes médias – controladas pelas massas de ar tropicais e polares

- a) Subtropical úmido
- b) Marítimo da costa ocidental
- c) Mediterrâneo
- d) Desértico e de estepe de latitude média
- e) Continental úmido

III – Clima das latitudes altas – controlados pelas massas de ar polares e árticas

- a) Continental subártico
- b) Marítimo subártico
- c) Tundra
- d) Calota de gelo
- e) Terras altas

Fonte: Ayoade (2003)

8.3 MODELO DE CLASSIFICAÇÃO CLIMÁTICA DE BUDYKO

Classificação com base no balanço de energia através dos valores do índice radiativo de aridez (*Id*) definido pela equação:

$$Id = \frac{Rn}{Lr}$$

Onde *Rn* é a quantidade de radiação disponível para evaporação a partir de uma superfície úmida, supondo um albedo de 0,18, *L* é o calor latente de evaporação e *r* é a precipitação média anual.

Tabela 8.3 Classificação Genética para os climas proposto por Budyko (1956)

TIPO	<i>Id</i>
I – Desértico	>3,0
II – Semidesértico	2,0 – 3,0
III – Estepe	1,0 – 2,0
IV – Floresta	0,33 – 1,0
V – Tundra	<0,33

Fonte: Ayoade (2003)

8.4 MODELO DE CLASSIFICAÇÃO CLIMÁTICA DE TERJUNG E LOUIE

Classificação baseada nos fluxos de energia e de umidade. A seguinte versão simplificada da equação do balanço de energia foi usada na proposta:

$$R_n + F\downarrow = LE\uparrow + H\uparrow + F\uparrow$$

Onde: R_n é a radiação líquida, $F\downarrow$ é a importação horizontal de calor sensível, $LE\uparrow$ é o calor latente de vaporização, $H\uparrow$ é o fluxo de calor sensível que remove energia da interface (convecção) e $F\uparrow$ é a exportação horizontal de calor sensível. A marcha sazonal dos parâmetros para esta equação, cobrindo 12 meses, foi determinada para 1.058 pontos e espalhados pelo Globo, gerando 6 grandes grupos e 62 climas.

Tabela 8.4 Matriz dos 62 climas em função do balanço de energia

CLIMAS DE <i>INPUT</i>	CLIMAS DE <i>OUTPUT</i>		OCEÂNICOS TRANSICIONAIS					
	Úmidos	Secos						
A	A	A	BE	CC	DA	DD	DG	
	D	B	CB	CC	GD			
B			EE					
	A	B	BE		DA	DD	DG	
	B	C	CC		GA	GD	GG	
	D	C	EB	EE				
C			GB					
	B	V	EC	EE	DA			
	C	E			EB			
	E				GA	GB	GG	
D	G							
	A	D	AE		DG			
	D		CE		GD	GG		
E			EE					
	GE		BF					
			CF					
			DE					
			GD	GE	GG			
G	G	GE	GG					

Fonte: Ayoade (2003)

O *input* de energia determina os principais grupos climáticos e as subdivisões são feitas tomando-se por base o *output* de energia.

Os principais grupos climáticos são os seguintes:

A – Climas macrotropicais – macro *input* de energia, microamplitude.

B – Climas subtropicais – macro *input* de energia, amplitude média.

C – Climas continentais de latitude média – grande *input*, grande amplitude

D – Climas mesotropicais – *input* médio, amplitude muito baixa.

E – Climas marítimo-ciclônicos – *input* médio, *output* médio.

G – Climas polares – *input* e amplitude mínimos

8.5 MODELO DE CLASSIFICAÇÃO CLIMÁTICA DE KÖPPEN

O sistema de classificação climática mais utilizado, de acordo com Ayoade (2003), quer seja na sua forma original ou com modificações/adaptações, é o de Wilhelm Köppen (1846/1940), biólogo e climatologista russo, nascido em São Petersburgo e que desenvolveu seu trabalho na Alemanha.

Essencialmente quantitativo, o modelo de Köppen, desenvolvido entre 1900 e 1936, foi publicado pela primeira vez em 1901, sendo sucessivamente aperfeiçoado e modificado pelo próprio autor.

Apoiado nas zonas de vegetação do mapa do francês Alphonse de Candolle, o modelo relaciona, basicamente, os tipos de clima com os tipos de vegetação. Embora critérios numéricos sejam usados para definir os tipos climáticos em termos de elementos climáticos (temperatura, precipitação e distribuição sazonal das chuvas), Köppen aceitou a vegetação natural como a melhor expressão do clima. Seu modelo ainda é largamente utilizado e estudado, embora tivesse recebido muitas críticas quanto ao seu caráter empírico, quantitativo e tradicional e ainda por desconsiderar as influências das massas de ar.

O esquema de Köppen tem 5 tipos climáticos principais, reconhecidos com base na temperatura e designados por letras maiúsculas:

A - climas tropicais chuvosos: não conhecem estação fria, sendo que o mês mais frio tem temperatura média superior a 18°C (megatérmicos). A medida da precipitação pluvial anual é maior que a da evaporação e evapotranspiração.

B - climas secos: caracterizam os tipos áridos e/ou semi-áridos e por terem evaporação e evapotranspiração anuais superiores aos valores das precipitações. A vegetação característica é do tipo desértica ou estepes.

C - climas mesotérmicos: o mês mais frio tem temperatura média entre -3°C e 18°C, de invernos brandos (mesotérmicos). O mês mais moderadamente quente tem temperatura média maior que 10°C.

D - climas frios úmidos: o mês mais frio tem temperatura média abaixo de -3°C e o mês mais moderadamente quente tem temperatura média maior que 10°C (microtérmicos). Corresponde às florestas frias.

E - climas polares: não conhecem estação quente, sendo que o mês mais moderadamente quente tem temperatura média menor que 10°C (equitostérmico). Na variedade ET, a temperatura média do mês mais moderadamente quente fica entre 0°C e 10°C. Na variedade EF, o mês mais moderadamente quente tem temperatura média menor que 0°C. Aparecem nas grandes latitudes ou nas mais altas montanhas.

Obs.: A estes tipos climáticos acrescenta-se um grupo de climas de terras altas não diferenciados e representados genericamente pela letra H.

Cada um dos climas A, B, C, D e E, é posteriormente subdividido com a utilização de características adicionais de temperatura e precipitação pluvial.

Os climas úmidos (A, C e D), foram subdivididos de acordo com a repartição das estações das chuvas. Estas subdivisões são representadas pelas iniciais minúsculas das palavras alemãs caracterizadoras da estação seca ou de sua inexistência. Assim, *s* de “*sommer*” (verão), indica seca de verão e chuvas de inverno; *w* de “*winter*” (inverno), indica seca de inverno e chuvas concentradas no verão; *f* de “*feucht*” (úmido) indica chuvas em todas as estações; *m* de “monção” indica uma estação seca e chuvas intensas durante o resto do ano.

Os climas áridos (B) diferenciam-se pela temperatura e pela precipitação. Essa diferenciação é caracterizada pela inicial maiúscula da palavra alemã definidora da natureza do terreno. Assim, *W* de “*Waste*” (deserto) e *S* de “*steppe*” (estepe, vegetação constituída de ervas de pequeno crescimento e raízes pouco profundas), caracterizam os tipos de climas áridos BW e semi-áridos BS.

Para os climas polares (E), considera-se somente a temperatura: ET (*T* de “*tundra*” tundra) e EF (*F* de “*freezer*”, que significa geleira).

Desta forma, as subdivisões de cada uma das principais categorias são feitas com referência à distribuição sazonal da precipitação e características adicionais de temperatura, como observado a seguir:

- Distribuição sazonal da precipitação (corresponde à segunda letra)

f: sem estação seca, úmido o ano todo;

m: de monção ou com pequena estação seca e com chuvas intensas durante o resto do ano;

w: chuvas concentradas no verão e estação seca no inverno;

s: chuvas de inverno e estação seca no verão;

Classificações Climáticas

w': chuvas no verão e outono (adaptação do modelo original);

S: de estepe (semi-árido);

W: clima desértico, chuvas escassas e mal distribuídas (sequidão extrema).

Dessa forma, têm-se na Tabela 8.5, as seguintes combinações possíveis (sendo 24 os tipos originais):

Tabela 8.5 Classificação climática de Köppen

GRUPOS	SUBGRUPOS
A – Climas Tropicais Chuvosos	Af – clima tropical chuvoso de floresta Aw – clima tropical de savana, com chuvas no verão Am – clima tropical de monção (As) – clima tropical, quente e úmido, com chuvas de inverno (adaptação do modelo original)
B – Climas Secos	BSh – clima quente de estepe, semi-árido BSk – clima frio de estepe, semi-árido BWh – clima quente de deserto, árido BWk – clima frio de deserto, árido
C – Climas Mesotérmicos	Cfa – úmido em todas as estações, verões quentes Cfb – úmido em todas as estações, verões moderadamente quentes Cfc – úmido em todas as estações, verões mais frios e curtos Cwa – clima mesotérmico, com chuvas de verão e verões quentes Cwb – clima mesotérmico, com chuvas de verão e verões moderadamente quentes Csa – chuvas de inverno com verões quentes Csb – chuvas de inverno com verões moderadamente quentes ,(brandos)
D – Climas Frios Úmidos	Dfa – úmido em todas as estações, com verões quentes Dfb – úmido em todas as estações, com verões brandos Dfc – úmido em todas as estações, com verões mais frios e curtos Dfd – úmido em todas as estações, com inverno intenso Dwa – chuvas de verão e verões quentes Dwb – chuvas de verão e verões moderadamente quentes (ou brandos) Dwc – chuvas de verão e verões moderadamente frios e curtos Dwd – chuvas de verão e inverno intenso
E – Climas Polares	ET – clima polar de tundra EF – clima polar de neves e gelos perpétuos

Fonte: Ayoade (2003)

- Características adicionais de temperatura (corresponde à terceira letra)

a: verões quentes (o mês mais quente tem temperatura média maior que 22°C);

b: verões brandos ou moderadamente quentes (o mês mais quente tem temperatura média inferior a 22°C e durante pelo menos 4 meses é superior a 10°C);

c: verão breve e moderadamente frio (a temperatura do mês mais quente é inferior a 22°C e menos do que 4 meses no ano, tem temperatura média maior que 10°C, enquanto que o mês mais frio é superior a -38°C);

d: inverno muito frio e rigoroso (o mês mais frio tem temperatura média inferior a -38°C);

Obs.: para os climas áridos (BW e BS) são usadas como terceira letra diferenciadora (minúscula):

h: quente (temperatura média anual maior do que 18°C);

k: (“*Kalt*”, significando frio) moderadamente frio (temperatura média anual menor que 18°C, mas a do mês mais quente é superior a 18°C).

8.6 MODELO DE CLASSIFICAÇÃO CLIMÁTICA DE BAGNOULS E GAUSSEN

De acordo com Ribeiro e Le Sann (1985), um dos fatores mais importantes para o estudo do Clima é o índice de aridez, decorrente de critérios variados e diferentes em função da metodologia e do objetivo dos autores.

Gausсен, entre outros, propõe um índice de aridez e paralelamente um gráfico que relaciona as precipitações (em grego, ombro significa chuva) e as temperaturas (termo, de temperatura), conseqüentemente denominado diagrama *ombrotérmico*. Baseado no seu índice, Gausсен e Bagnouls organizaram uma classificação empírica com propósito biológico, a nível mundial.

O vocábulo árido, indubitavelmente, está relacionado à deficiência de água para as plantas, animais e para o homem. Esta restrição ocorre, sobretudo, ao nível do solo e pode resultar da irregularidade na distribuição temporal ou mesmo da absoluta escassez de chuva. Contudo, ele significa mais que a simples ausência ou falta de chuva. O conceito de aridez implica em relacionar precipitação à evaporação, ou melhor, à evapotranspiração.

Bagnouls e Gaussen (1957), além da precipitação, consideram outras duas fontes de água - o orvalho e o nevoeiro - e o estado higrotérmico do ar que também interfere na perda de água por evaporação. Tendo em conta todos estes parâmetros, obtém-se o índice *Xerotérmico*, isto é, o número de dias biologicamente secos no *período seco*. O período seco é aquele em que P é menor ou igual a 2T, sendo P precipitação e T temperatura, ambas médias mensais.

A determinação do índice xerotérmico é feita da seguinte maneira:

- 1 - Para melhor se apurar a importância da chuva considera-se o número de dias sem chuva (P).
- 2 - Para corrigir os dias sem chuva (P) da influência da umidade atmosférica multiplica-se P pelo coeficiente:

$$K = \frac{230 - H}{200}$$

onde, H é a umidade relativa. Este coeficiente varia de 1 (H = 30 %) a 0,65 (H = 100 %) . No primeiro caso o ar é excessivamente seco para que a umidade seja utilizada pelas plantas, daí o dia ser contado como seco. No segundo caso o ar está saturado e o dia é contado como meio dia seco.

O diagrama ombrotérmico tal como proposto por Bagnouls e Gaussen (1957) mostra as variações das chuvas e das temperaturas no mesmo gráfico, superpondo a curva de temperatura à de precipitação (ou ao histograma) para um determinado lugar. O objetivo deste tipo de diagrama é descrever o clima a partir das variáveis temperatura e precipitação, e, segundo os próprios autores, para as classificações em pequenas e médias escalas, este método gráfico é claro, simples e permite definições precisas. O roteiro para a construção do diagrama é o seguinte (Bagnouls e Gaussen, 1957):

- 1 - Na abscissa (eixo horizontal) são representados os meses, nas ordenadas (eixos verticais) a temperatura em °C (à esquerda) e a precipitação pluviométrica (à direita);
- 2 - A escala da temperatura deve ser o dobro da escala da precipitação;
- 3 - Para garantir a comparabilidade dos gráficos devem ser observados:
 - o mesmo comprimento para representar 1 mês, 10°C e 20mm;
 - nas abscissas, começar pelo mês de Janeiro no Hemisfério Norte e pelo de Julho no Hemisfério Sul. (Em geral, não se observa esta recomendação de se começar o ano pelo mês de Julho no Hemisfério Sul).

Os meses em que a coluna das precipitações estiver sob a curva térmica, vale dizer, quando $P \leq 2T$, são considerados secos (período biologicamente seco) (Figura 8.1).

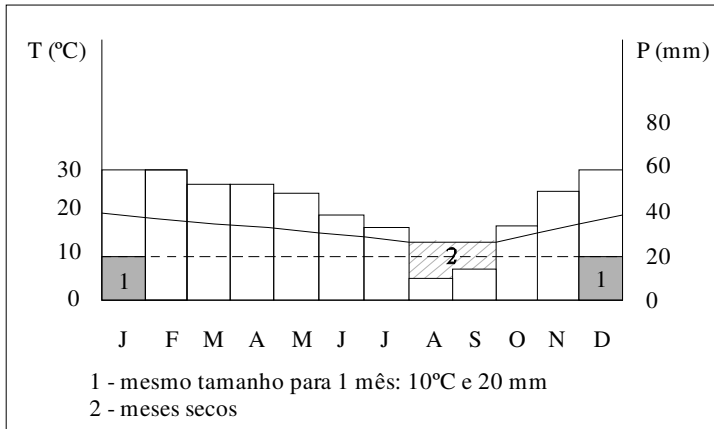


Figura 8.1 Diagrama ombrotérmico de Bagnouls e Gaussen

Fonte: Ribeiro e Le Sann (1985)

Não se dispondo de outros dados além da temperatura e da precipitação, pode-se utilizar apenas o critério de meses secos, dispensando-se o cálculo do índice Xerotérmico para classificar os climas.

Com base no abandono das médias anuais, com a distribuição no correr do ano do calor e da chuva e, sobretudo, com a combinação dessas duas variáveis, que pode ser representada no gráfico, Bagnouls e Gaussen (1957) dividiram o globo em 12 grandes regiões climáticas. Estas regiões receberam denominações gregas que designam as características fundamentais dos climas (Tabela 8.6), constituindo três grandes grupos (Tabela 8.7):

I - Climas quentes e temperados quentes: a curva térmica é sempre positiva. Este grupo compreende as regiões: *erêmica*, *hemi-erêmica*, *xerotérmica*, *xeroquimênica*, *bixérica*, *termaxérica* e *mesaxérica*;

II - Climas frios e temperados frios: a curva térmica apresenta valores negativos em certos períodos do ano. Ele compreende as regiões: *erêmica*, *hemi-erêmica*, *xerotérmica* e *axérica*;

III - Clima glacial: a curva térmica é sempre negativa. Este grupo é constituído por apenas uma região, a *criomérica*.

Segundo os autores, o sistema de classificação em questão apresenta aspectos positivos. Um deles é a simplicidade. A construção do diagrama ombrotérmico, base da classificação, além de fácil, depende de apenas duas

Classificações Climáticas

variáveis climáticas disponíveis. Na ausência ou falta de dados de orvalho, nevoeiro e umidade relativa, pode-se usar o número de meses secos. O uso de critérios rígidos pode eliminar muito do subjetivismo, perigoso numa classificação ou numa regionalização climática.

Como todo sistema de classificação, este comete alguns erros. A escolha de limites arbitrários para distinguir as modalidades é um deles. Outro é a generalização, que acaba por colocar numa mesma região climática, por exemplo, apesar da distinção em modalidades diferentes, partes do litoral meridional, do planalto paulista e do sul de Mato Grosso do Sul e da Amazônia. Não se pode esquecer que grande parte de suas falhas decorre de seu caráter descritivo, não genético.

Tabela 8.6 Terminologia usada na classificação de Bagnouls e Gaussen

RAÍZES GREGAS	DERIVADOS	SIGNIFICADOS
Ômbros	Ombro	Chuva
Xero	Xeoro (thérique)	Secura
Eremitas	Ere (mique)	Solitário
Thérme	Termo	Calor, temperatura
Mésos	Meso (a)	Intermediário
Bis	Bi	Duas vezes
Ôros	Oro	Montanha
Hygíos	Higro	Úmido
Kryos	Crio	Gelo
Hemi	Hemi	Pela metade
A	A	Privação

Tabela 8.7 Classificação climática proposta por Bagnouls e Gaussen

CLIMAS QUENTES E TEMPERADOS QUENTES: TÉRMICOS E MESOTÉRMICOS A CURVA TÉRMICA É SEMPRE POSITIVA					
Região	Sub-região	Modalidade	Classes	Índice	Meses secos
1 Erêmica (desértica quente)	Verdadeiro deserto	Sem chuva no ano todo	1 a	>350	12
	Tendência mediterrânica	Chuvas de inverno	1 b	>350	
	Tendência tropical	Chuvas de verão	1 c	350>x>200	
	Tênue	Chuvas sem sazonalidade	1 d	350>x>200	
2 Hemierêmica (sub-desértica quente)	Tendência mediterrânica	Chuvas de inverno	2 a	300>x>200	9-11
	Tendência tropical	Chuvas de verão	2 b		
	Tênue	Chuvas sem sazonalidade	2 c		
3 Xerotérica (Mediterrâneo)	Xerothermomediterrânea	Acentuado	3 a	200>x>150	7-8
	Termomediterrânea	Médio	3 b	150>x>100	6
	Mesomediterrânea	Tênue	3 c	100>x>40	3-4
	Submediterrânea	Transicional	3 d	40>x>0	1-2

4 Xeroquimênica (Tropical)	Termoxeroquimênica	Acent. (mês mais frio $T > 15^{\circ}\text{C}$)	4a Th	200 > x > 150	7-8
	Mesoxeroquimênica	Acent. (mês mais frio $T < 15^{\circ}\text{C}$)	4a Mes	200 > x > 150	7-8
	Termoxeroquimênica	Médio (mês mais frio $T > 15^{\circ}\text{C}$)	4b Th	150 > x > 100	5-6
	Mesoxeroquimênica	Médio (mês mais frio $T < 15^{\circ}\text{C}$)	4b Mes	150 > x > 100	5-6
	Termoxeroquimênica	Tênue (mês mais frio $T > 15^{\circ}\text{C}$)	4c Th	100 > x > 40	3-4
	Mesoxeroquimênica	Tênue (mês mais frio $T < 15^{\circ}\text{C}$)	4c Mes	100 > x > 40	3-4
5 Bixérica (2 estações secas)	Subtermoxérica	Transit. (mês mais frio $T > 15^{\circ}\text{C}$)	4d Th	40 > x > 0	1-2
	Submesoxérica	Transit. (mês mais frio $T < 15^{\circ}\text{C}$)	4d Mes	40 > x > 0	1-2
	Bixérica hemierêmica	Subdesértica	2 c	300 > x > 200	9-11
	Termobixérica	Acent. (mês mais frio $T > 15^{\circ}\text{C}$)	5a Th	200 > x > 150	7-8
	Mesobixérica	Acent. (mês mais frio $T < 15^{\circ}\text{C}$)	5a Mes	200 > x > 150	7-8
	Termobixérica	Médio (mês mais frio $T > 15^{\circ}\text{C}$)	5b Th	150 > x > 100	5-6
6 Termoxérica	Mesobixérica	Médio (mês mais frio $T < 15^{\circ}\text{C}$)	5b Mes	150 > x > 100	5-6
	Termobixérica	Tênue (mês mais frio $T > 15^{\circ}\text{C}$)	5c Th	100 > x > 40	3-4
	Mesobixérica	Tênue (mês mais frio $T < 15^{\circ}\text{C}$)	5c Mes	100 > x > 40	3-4
	Subtermoxérica	Transit. (mês mais frio $T > 15^{\circ}\text{C}$)	5d Th	40 > x > 0	1-2
	Submesoxérica	Transit. (mês mais frio $T < 15^{\circ}\text{C}$)	5d Mes	40 > x > 0	1-2
	Eutermoxérica (equatorial)	T mês mais frio $> 20^{\circ}$	6a	0	0
7 Mesoxérica	Hipotermoxérica (subequatorial)	T mês mais frio entre 15° e 20°	6b		
	Eumesoxérica (temperada quente)	T mês mais frio entre 10° e 15°	7a	0	0
	Hipomesoxérica (temperada)	T mês mais frio entre 0° e 15°	7b		

**CLIMAS FRIOS E TEMPERADOS FRIOS: ÚMIDOS, SEMI-ÚMIDOS E SECOS
A CURVA TÉRMICA COMPREENDE VALORES NEGATIVOS SAZONALMENTE**

8 Erêmica (desértica fria)	Verdadeiro deserto	Alguns anos sem precipitação	8 a	
	Verdadeiro deserto	Sem acumulação de neve	8 b	11-12
	Deserto	Com alguma acumulação de neve	8 c	
9 Hemierêmica (subdesértica fria)		Modalidade única	9	9-10
10 Xerotérica (verões secos)	Oroxerotérica (mont.)	Acentuado	10 a	7-8
	Oroxerotérica (mont.)	Médio	10 b	5-6
	Oroxerotérica (mont.)	Tênue	10 c	3-4
	Submediterrânica	Transicional	10 d	1-2
11 Axérica fria	Muito fria	Mais de 6 meses de gelo	11 a	
	Fria Oceânica	De 6 a 8 meses de gelo	11 b Oc	
	Fria Continental	De 6 a 8 meses de gelo	11 b Ct	
	Fria Hipercontinental	De 6 a 8 meses de gelo	11 b Htc	
	Fria Orohigrotérica (de montanha)	De 6 a 8 meses de gelo	11 b Mt	
	Medianamente	De 4 a 6 meses de gelo	11 c Oc	
	Fria Oceânica	De 4 a 6 meses de gelo	11 c Ct	
	Medianamente	De 4 a 6 meses de gelo	11 c Ct	
	Fria Continental	De 4 a 6 meses de gelo	11 c Hct	
	Medianamente Fria	De 4 a 6 meses de gelo	11 c Hct	
	Hipercontinental	De 4 a 6 meses de gelo	11 c Mt	
	Medianamente	De 4 a 6 meses de gelo	11 c Mt	
	Fria Orohigrotérica	De 4 a 6 meses de gelo	11 c Mt	
	Temperada fria	Menos de 4 meses de gelo	11 d	

CLIMA GELADO
CURVA TÉRMICA SEMPRE NEGATIVA

12	Criomérica	O período frio dura todo o ano	12	12 (gelo)
----	------------	--------------------------------	----	--------------

8.7 MODELO DE CLASSIFICAÇÃO BIOCLIMÁTICA DE
HOLDRIDGE

Holdridge propôs, em 1947, um novo sistema de classificação bioclimática, relacionando a distribuição dos grandes ecossistemas com a *Biotemperatura Média Anual* (temperatura média anual calculada após substituição de todos os valores negativos por zero), a *Precipitação Média Anual* e a *Razão da Evapotranspiração (ETP)* (razão entre a ETP média anual e precipitação média anual).

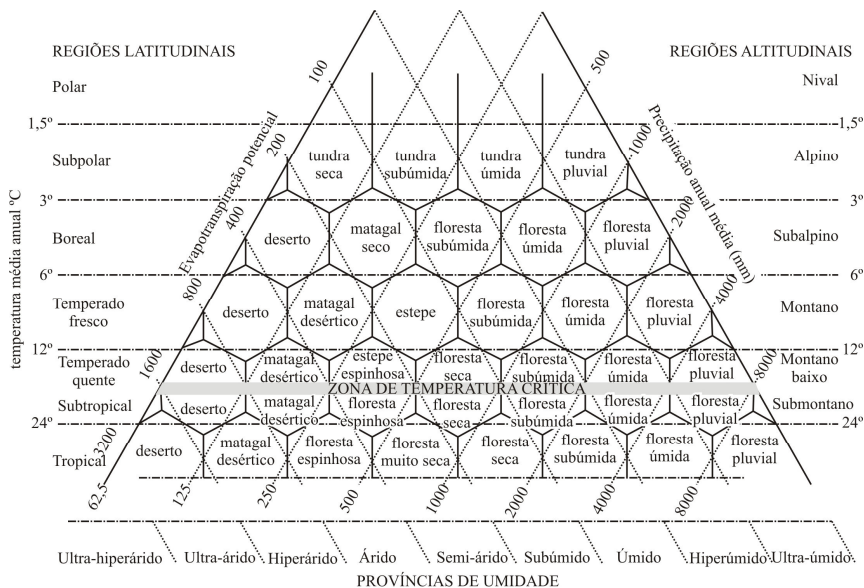


Figura 8.2 Modelo bioclimático de Holdridge
Adaptado de: Holdridge (1947)

O autor divide os climas da Terra em 37 classes, a que chama Zonas Vitais (*Life Zones*) e que correspondem a tipos de vegetação fisionômica estruturalmente distintos, definidas como hexágonos numa matriz triangular cujos eixos representam os três parâmetros (logaritmizados) (Figura 8.2). Dentro de cada zona vital, Holdridge reconhece um conjunto de variações a que chamou *Associações*, em função de parâmetros climáticos, edáficos, hídricos e atmosféricos, com características fisionômicas, ecológicas e florísticas bem definidas. Um terceiro nível de classificação reconhece, dentro de cada associação, vários estágios sucessionais (TUHKANEN, 1980).

Para complementar o uso do esquema da Figura 8.2 o autor para indicar, de modo aproximado, a influência da altitude propôs outro diagrama (Fig. 8.3) auxiliado pela Tabela 8.8, considerando uma queda de 6 °C a cada 1.000 metros de elevação.

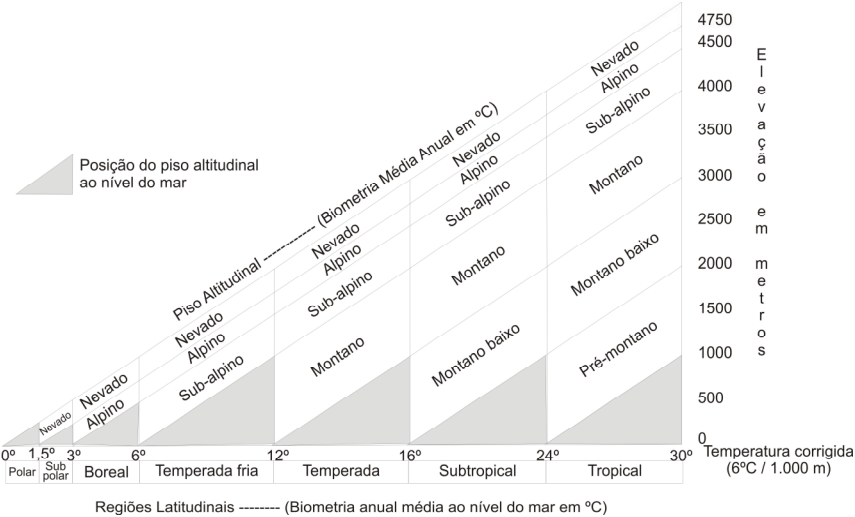


Figura 8.3 Posição das regiões latitudinais e pisos altitudinais Adaptado de: Holdridge (1947)

Tabela 8.8 Extensões das regiões de vegetação de acordo com a latitude

Regiões Latitudinais	Classes de Biotemperatura Em linhas-guia (°C)	Faixa de Latitude
Polar	0-1,5	90° - 67°22'
Subpolar	1,5-3,0	67°22' - 63°45'
Boreal	3,0-6,0	63°45' - 56°30'
Temperado frio	6,0-12,0	56°30' - 42°

Temperado	12,0-17,0	42°- 27°30'
Subtropical	17,0-24,0	27°30'- 13°
Tropical	>24,0	13°- 0°

Adaptado de: Holdridge (1947)

8.8 MODELO DE CLASSIFICAÇÃO BIOCLIMÁTICA DE RIVAS-MARTÍNEZ

Rivas-Martínez baseia conceitualmente o seu sistema de classificação bioclimática nos seguintes pressupostos (RIVAS-MARTÍNEZ, 2001):

1. Deve existir uma relação de reciprocidade entre bioclima, vegetação e unidades biogeográficas.

2. Entre as latitudes 23°N e 23°S o fotoperíodo pode ser considerado constante e a radiação solar é quase zenital, por isso, nesta região, o macrobioclima é sempre Tropical. Entre os paralelos 23° e 35° (N e S) distribuem-se os macrobioclimas Tropical, Temperado e Mediterrânico, de acordo com o regime de precipitações. Acima das latitudes de 66° N e 66°S, devido à grande diferença entre a duração do dia e da noite, durante os solstícios, o macrobioclima é Boreal ou Polar.

3. A continentalidade - diferença entre as temperaturas médias dos meses mais quente e mais frio - tem uma influência de primeira magnitude na distribuição da vegetação, determinando as fronteiras entre muitos bioclimas.

4. O ritmo anual da precipitação é tão importante para a vegetação como a quantidade da mesma. Este fator determina não só os macrobioclimas, mas também as variantes bioclimáticas.

5. Existe um macrobioclima Mediterrânico determinado apenas pela existência de um verão seco, período este que pode estender-se ao longo do ano.

6. Os bioclimas de montanha são variações dos climas que existem no seu sopé; a flora correspondente a estes bioclimas resultou, na sua maioria, da adaptação (especiação) da flora dos territórios que os circundam. Como tal, constituem variações térmicas altitudinais dos bioclimas em que se inserem, pelo que não se considera a existência de um macrobioclima de montanha.

7. O continente euro-asiático é atravessado por um conjunto quase contínuo de sistemas montanhosos com orientação leste-oeste, com origem na orogenia alpina. Este cordão de altitudes elevadas constitui uma barreira à migração de plantas, fenómeno essencial para a re-colonização dos territórios, após períodos de grandes alterações climáticas. Como tal, é necessário considerar a cota dos 2 000 m como fronteira entre o macrobioclima Tropical e

os macrobioclimas Mediterrânico e Temperado, nos territórios asiáticos (70° a 120°E) entre os paralelos 26° e 35°N.

8. Para além dos desertos polares e de montanha, reconhecem-se os bioclimas Tropical Desértico e Mediterrânico Desértico, ambos com precipitações escassas que ocorrem, respectivamente, nos quatro meses após o solstício de Verão e no período entre os equinócios de Outono e de Primavera.

Para a classificação do clima de determinado local, segundo o sistema de Classificação Bioclimática de Rivas-Martínez, é necessário conhecer alguns parâmetros e índices, apresentados sucintamente na tabela 3.8. Estes não são mais do que um conjunto de parâmetros e de índices térmicos, hídricos e de continentalidade de formulação muito simples, definidos de modo a permitir a sua aplicação e comparação a nível mundial (MESQUITA, 2005).

Esta última premissa está na origem do *Índice Térmico Compensado*. Nas regiões extratropicais (acima e abaixo dos paralelos 23° N e 23° S, respectivamente) onde o clima é fortemente oceânico ou continental, as diferenças entre os extremos de frio do Inverno, muito suave nos territórios oceânicos e muito rigoroso nos continentais, impossibilitam uma comparação do Índice Térmico à escala global. Como tal, deve proceder-se a uma correção deste índice para estas regiões, correção essa que se traduz no *Índice Térmico Compensado*.

Tabela 3.8 Parâmetros e Índices usados na classificação de Rivas-Martínez

Índice	Fórmula	Observações
Ic – Índice de Continentalidade	$T_{max} - T_{min}$	T_{max} : temperatura média do mês mais quente do ano; T_{min} : temperatura média do mês mais frio do ano.
It – Índice Térmico	$(T + m + M) 10$	T : temperatura média anual; m : média das temperaturas mínimas do mês mais frio do ano; M : média das temperaturas máximas do mês mais frio do ano.
Itc – Índice Térmico Compensado	$It + C$	$Ic \leq 8 \Rightarrow C = 10 (Ic - 8)$ $18 < Ic \leq 21 \Rightarrow C = 5 (Ic - 18)$ $21 < Ic \leq 28 \Rightarrow C = 15 + 15 (Ic - 21)$ $28 < Ic \leq 46 \Rightarrow C = 1250 + 25 (Ic - 28)$ $46 < Ic \leq 65 \Rightarrow C = 545 + 30 (Ic - 46)$
Io – Índice Ombrotérmico Anual	$(Pp/Tp) 10$	Tp : temperatura positiva anual: soma das temperaturas médias mensais superiores a 0° C, em

		décimos de grau. Pp: precipitação positiva anual: soma da precipitação dos meses usados no cálculo de Tp.
Ios ₂ – Índice Ombrotérmico do Bimestre de Verão	(Pps ₂ /Tps ₂) 10	Tps₂: soma das temperaturas médias mensais superiores a 0° C dos dois meses mais quentes do trimestre de Verão, em décimos de grau; Pps₂: soma da precipitação dos meses usados no cálculo de Pps2.
Ios ₃ – Índice Ombrotérmico do Trimestre de Verão	(Pps ₃ /Tps ₃) 10	Tps₃: soma das temperaturas médias mensais superiores a 0° C dos três meses mais quentes do trimestre de Verão, em décimos de grau; Pps₃: soma da precipitação dos meses usados no cálculo de Pps3.
Iosc ₄ – Índice Ombrotérmico de Verão Compensado	(Pps ₄ /Tps ₄) 10	Tps₄: soma das temperaturas médias mensais superiores a 0° C dos três meses de Verão e do que os antecede, em décimos de grau; Pps₄: soma da precipitação dos meses usados no cálculo de Pps4.
Iod ₂ – Índice Ombrotérmico do Bimestre mais Seco do Ano	(Ppd ₂ /Tpd ₂) 10	Tpd₂: soma das temperaturas médias mensais superiores a 0° C dos dois meses mais secos do trimestre mais seco do ano, em décimos de grau; Ppd₂: soma da precipitação dos meses usados no cálculo de ppd2.
Pcm ₁ – Precipitação do Trimestre de Verão	Σ Pi ₁	i₁: trimestre de Verão.
Pcm ₂ – Precipitação do Trimestre de Outono	Σ Pi ₂	i₂: trimestre de Outono.
Pcm ₃ – Precipitação do Trimestre de Primavera	Σ Pi ₃	i₃: trimestre de Primavera

Adaptado de: Rivas-Martínez (2004)

Tabela 8.9 Macrobioclimas e bioclimas, segundo a classificação de Rivas-Martínez

Macrobioclina	Intervalo latitudinal e definição climática	Bioclina	Sigla	Limites bioclimáticos				
				Ic	Io	Iod2	Tp	T
Tropical	Entre 0° e 23° N e S (Equatorial).	Pluvial	Trpl	-	≥3,6	>2,5	-	-
	Entre 23° e 35° N, só em cotas < 2000 m.	Pluviestacional	Trps	-	≥3,6	≤2,5	-	-
	Entre 23° e 35° N e S (Subtropical), se verificarem-se duas das condições: T≥21°, M≥18°, Itc≥470; ou se Pcm2<Pcm1>Pcm3 ou Ios2 e Ios4>2 e se verificarem-se duas das condições: T≥25°, m≥10°, Itc≥580.	Xérico	Trxe	-	1-3,6	-	-	-
		Desértico	Trde	-	0,1-1	-	-	-
		Hiperdesértico	Trhd	-	<1	-	-	-
Mediterrânico	Entre 23° e 52° N e S, com pelo menos dois meses secos (P<2T): Ios2<2 e Ios4<2 Se entre 23° e 35° N e S (Subtropical), devem verificar-se duas das condições: T<25°, m<10°, Itc<580.	Pluviestacional Oce.	Meop	≤21	>2,0	-	-	-
		Pluviestacional Cont.	Mepe	>21	>2,2	-	-	-
		Xérico Oceânico	Mexo	≤21	1-2,0	-	-	-
		Xérico Continental	Mexc	>21	1-2,2	-	-	-
		Desértico Oceânico	Medo	≤21	0,1-1	-	-	-
Temperado	Entre 23° e 66° N ou 23° e 51° S; Se Ios2≥2 e Ios4>2. Se entre 23° e 35° N e S (Subtropical), devem verificar-se duas das condições: T<21°, M<18°, Itc<470.	Desértico Cont.	Medc	>21	0,1-1	-	-	-
		Hiperdesértico	Mehd	<30	<0,1	-	-	-
		Hiperoceânico	Telho	≤11	>3,6	-	-	-
		Oceânico	Teoc	11-21	>3,6	-	-	-
		Continental	Teco	>21	>3,6	-	-	-
Boreal	45-71° N e 49-55° S. Se Ic ≤11; T≤6°, Tmax≤10°, Tps≤290; Se 11<Ic<21; T≤5,3°, 380<Tp<720; Se 21<Ic<28; T≤4,8°, 380<Tp<740; Se 28<Ic<45; T≤3,8°, 380<Tp<800; Se Ic≥45; T≤0°, 380<Tp<800.	Xérico	Texe	≥8	≤3,6	-	-	-
		Hiperoceânico	Boho	≤11	>3,6	-	≤720	<6
		Oceânico	Booc	11-21	>3,6	-	≤720	≤5,3
		Subcontinental	Bosc	21-28	>3,6	-	≤740	≤4,8
		Continental	Boco	28-46	>3,6	-	≤800	≤3,8
Polar	Entre 51 e 90° N e S. Em cotas < 100 m, Tp<380.	Hipercontinental	Bohc	>46	-	-	≤800	≤0,0
		Xérico	Boxe	<46	≤3,6	-	≤800	≤3,8
		Hiperoceânico	Poho	≤11	>3,6	-	>0	-
		Oceânico	Pooc	11-21	>3,6	-	>0	-
		Continental	Poco	>21	>3,6	-	>0	-
		Xérico	Poxe	≥8	>3,6	-	>0	-
		Pergélido	Pogg	-	-	-	0	-

Nota: Os valores térmicos indicados referem-se a altitudes abaixo dos 200 m; para altitudes superiores, por cada 100 m, deverão fazer-se os seguintes acréscimos: entre 23°N e 23°S, T - 0,6°; M - 0,5°; Itc - 13; entre 48°N e 51°S: T - 0,4°; Itc - 12. Adaptado de: Rivas-Martínez (2004)

Este sistema de classificação divide o globo em cinco *macrobioclimas*: *Tropical*, *Mediterrânico*, *Temperado*, *Boreal* e *Polar* (Tabela 8.9). O macrobioclima Tropical ocorre entre as latitudes 23° N e 23°S e, fora desta zona, em locais quentes onde não ocorre secas de verão; o Mediterrânico, por sua vez, é caracterizado pela existência de seca de verão durante, pelo menos, dois meses consecutivos (sem compensação hídrica pela precipitação dos meses anteriores); o Temperado ocorre em locais de clima fresco, sem seca de verão; o macrobioclima Boreal corresponde a climas frios e, finalmente, o Polar a climas muito frios, sendo único em latitudes superiores a 71° N e 55° S de latitude (MESQUITA, 2005).

Adicionalmente, em cada bioclima reconhecem-se intervalos – *termotipos e ombrotipos* – com base nos regimes térmicos e de umidade, que correspondem a respostas vegetacionais determinadas. Estes são baseados, respectivamente, nos valores do Índice Térmico Compensado e no Índice Ombrotérmico (Tabelas 8.10 e 8.11).

Tabela 8.10 Ombrotipos da classificação de Rivas-Martínez

Macrobioclima					Ombrotipo	Sigla	Io
Polar	Boreal	Temperado	Mediterrânico	Tropical	Ultra-hiperárido	Uha	<0,1
					Hiperárido inferior	Lhar	0,1-0,2
					Hipérárido superior	Uhar	0,2-0,3
					Árido inferior	Lari	0,3-0,6
					Árido superior	Uari	0,6-1,0
					Semiárido inferior	Lsar	1,0-1,5
					Semiárido superior	Usar	1,5-2,0
					Seco inferior	Ldry	2,0-2,8
					Seco superior	Udry	2,8-3,6
					Sub-húmido inferior	Lshi	3,6-4,8
					Sub-húmido superior	Ushi	4,8-6,0
					Húmido inferior	Lhum	6,0-9,0
					Húmido superior	Uhum	9,0-12,0
					Hiper-húmido inferior	Lhhu	12,0-18,0
					Hiper-húmido superior	Uhhu	18,0-24,0
					Ultra-hiper-húmido	Uhh	>24,0

Adaptado de: Mesquita (2005)

Tabela 8.11 Termotipos da classificação de Rivas-Martínez

Macrobioclima	Termotipo	Sigla	Itc	Tp
Tropical	Infratropical inferior	Litr	810-890	>3350
	Infratropical superior	Uitr	730-810	3100-3350
	Termotropical inferior	Ltrr	610-730	2900-3100
	Termotropical superior	Utrr	490-610	2700-2900
	Mesotropical inferior	Lmtr	395-490	2400-2700
	Mesotropical superior	Umtr	320-395	2100-2400
	Supratropical inferior	Lstr	240-320	1575-2100
	Supratropical superior	Ustr	160-240	1050-1575
	Orotropical inferior	Lotr	105-160	750-1050
	Orotropical superior	Uotr	(50-105)	450-750
	Criorotropical inferior	Lctr	-	150-450
	Criorotropical superior	Uctr	-	1-150
	Tropical gélido	Tra	-	0
Mediterrânico	Inframediterrânico inferior	Lime	515-580	>2650
	Inframediterrânico superior	Uime	450-515	2450-2650
	Termomediterrânico inferior	Ltme	400-450	2300-2450
	Termomediterrânico superior	Utme	350-400	2150-2300
	Mesomediterrânico inferior	Lmme	280-350	1825-2150
	Mesomediterrânico superior	Umme	220-285	1500-1825
	Supramediterrânico inferior	Lsme	150-220	1200-1500
	Supramediterrânico superior	Usme	<150	900-1200
	Oromediterrânico inferior	Lome	-	675-900
	Oromediterrânico superior	Uome	-	450-675
	Crioromediterrânico inferior	Lcme	-	130-450
	Crioromediterrânico superior	Ucme	-	1-130
Temperado	Infratemperado	Ite	>410	>2350
	Termotemperado inferior	Ltte	350-410	2175-2350
	Termotemperado superior	Utte	290-350	2000-2175
	Mesotemperado inferior	Lmte	240-290	1700-2000
	Mesotemperado superior	Umte	190-240	1400-1700
	Supratemperado inferior	Lste	<190	1100-1400
	Supratemperado superior	Uste	-	800-1100
	Orotemperado inferior	Lote	-	590-800
	Orotemperado superior	Uote	-	380-590
	Criorotemperado inferior	Lcte	-	130-380
	Criorotemperado superior	Ucte	-	1-130
Boreal	Termoboreal inferior	Ltbo	-	750-800
	Termoboreal superior	Utbo	-	700-750
	Mesoboreal inferior	Lmbo	-	600-700
	Mesoboreal superior	Umbo	-	500-600
	Supraboreal inferior	Lsbo	-	440-500
	Supraboreal superior	Usbo	-	380-440
	Oroboreal inferior	Lobo	-	230-380
	Oroboreal superior	Uobo	-	80-230
	Crioroboreal inferior	Lcbo	-	40-80
	Crioroboreal superior	Cubo	-	1-140
	Boreal gélido	Boa	-	0

Polar	Mesopolar inferior	Lmpo	-	230-380
	Mesopolar superior	Umpo	-	80-230
	Suprapolar inferior	Lspo	-	40-80
	Suprapolar superior	Uspo	-	1-40
	Polar gélido	Poa	-	0

Nota: usam-se os valores de T_p , e não os de I_{tc} , se $I_{tc} \geq 21$ ou se $I_{tc} < 120$.

Adaptado de: Mesquita (2005)

8.9 MODELO DE CLASSIFICAÇÃO BIOCLIMÁTICA DE TROLL E PAFFEN

Carl Troll e Karl Heinz Paffen propuseram, em 1964, um sistema de classificação bioclimática baseado na *Duração do Período de Atividade Vegetativa* (V) e na variação sazonal dos elementos climáticos: *Temperatura Média do mês mais quente* (W), *Temperatura média do mês mais frio* (K), *Amplitude anual* (A) e *Umidade* - número de meses úmidos (h) (MESQUITA, 2005).

Os autores reconhecem cinco grandes *Zonas Bioclimáticas*, que por sua vez se subdividem num número variável de categorias, com uma estreita ligação aos diferentes tipos de formações vegetacionais reconhecíveis no globo (Tabela 8.12).

Tabela 8.12 Classificação de Troll e Paffen

Clima	Descrição	Valores de diagnose	Vegetação
I. Zonas polares e subpolares			
Clima polar superior gelado			Desertos gelados polares
Clima polar	Pequeno aquecimento no verão	W: inferior a 6°C	Zona de cascalheiras geladas
Clima subártico de tundra	Verão ameno; Inverno longo e severo	W: 6 a 10°C K: inferior a -8°C	Tundra
Clima subpolar oceânico superior	Inverno moderadamente frio, com pouca neve; Verão fresco	W: 5 a 12°C K: 2 a -8°C; A: <10K	Herbácias cespitosas de turfeiras subpolares
II. Zonas boreais moderadamente frias			
Clima boreal oceânico	Inverno moderadamente frio, com queda de neve intensa; máximo de precipitação no Inverno; Verão	W: 10 a 15°C K: 2 a -3°C V: 120 a 180	Florestas oceânicas de coníferas

	moderadamente quente		
Clima boreal continental	Inverno longo, frio, com queda de neve intensa; Verão relativamente quente	W: 10 a 20°C A: 20 a 40 K V: 100 a 150	Florestas continentais de coníferas (taiga)
Clima boreal continental superior	Inverno muito longo, extremamente frio e seco; Verão curto; solos crioturbados com <i>permafrost</i>	W: 10 a 20°C K: < -25°C; A: > 40K	Florestas continentais superiores secas de coníferas
III. Zonas moderadamente frias			
<i>Climas florestais</i>			
Clima oceânico superior	Inverno muito ameno com máximo de precipitação elevado; Verão fresco a moderadamente quente	W: inferior a 15°C K: 2 a 10°C A: inferior a 10 K	Florestas perenifólias e mistas
Clima oceânico	Inverno suave; Verão moderadamente quente; máximo de precipitação no Outono e Inverno	W: inferior a 20°C K: superior a 2°C A: inferior a 16K	Florestas oceânicas caducifólias e mistas
Clima sub-oceânico	Inverno ameno a moderadamente frio; Verão longo moderadamente quente a quente; máximo de precipitação no Outono e Verão	K: 2 a 3°C A: 16 a 25 K V: superior a 200	Florestas sub-oceânicas caducifólias e mistas
Clima su-bcontinental	Inverno frio; Verão moderadamente quente; máximo de precipitação no Verão	W: geralmente < 20°C A: 20 a 30 K V: 160 a 210	Florestas sub-oceânicas caducifólias e mistas
Clima continental	Inverno frio e moderadamente seco; Verão moderadamente quente e moderadamente úmido	W: 15 a 20°C K: -10 a -20°C A: 30 a 40 K V: 150 a 180	Estepes arborizadas com florestas caducifólias e mistas continentais
Clima continental superior	Inverno frio e seco; Verão quente e úmido	W: superior a 20°C K: -10 a -30°C A: superior a 40 K	Estepes com florestas caducifólias e mistas continentais superiores
Clima de Verão quente e úmido	Inverno seco e moderadamente frio	W: 20 a 26°C K: 0 a 8°C A: 25 a 35 K	Estepes com florestas caducifólias e mistas termófilas
Clima de Verão quente e Inverno úmido	Inverno ameno a moderadamente frio	W: 20 a 26° C K: 2 a 6° C	Estepes arborizadas com florestas secas subtermófilas
Clima úmido de Verão quente	Inverno ameno a moderadamente frio	W: 20 a 26° C K: 2 a -6° C A: 20 a 30 K	Florestas termófilas caducifólias ou mistas

<i>Climas desérticos e de estepe</i>			
Clima de estepe com Inverno frio e úmido	Período de crescimento na Primavera e início do Verão	K: inferior a 0° C h: 6 a mais	Estepes de gramíneas altas
Clima de estepe com Inverno ameno e úmido	Período de crescimento na Primavera e início do Verão	K: superior a 0° C h: 6 ou mais	Estepes de gramíneas altas
Clima de estepe com Inverno frio e seco	Estação seca	K: inferior a 0° C h: 6 ou menos	Estepes de gramíneas e arbustos espinhosos baixos
Clima de estepe com Inverno frio e Verão úmido	Estação seca	K: inferior a 0° C	Estepes de gramíneas e arbustos baixos da Ásia Central e de Leste
Clima desértico e semidesértico com Inverno frio	Inverno frio	K: inferior a 0° C	Desertos e semidesertos frios
Clima desértico e semidesértico com Inverno ameno	Inverno ameno	K: 6 a 0° C	Desertos e semidesertos de Invernos amenos
IV. Zonas temperadas			
<i>Terras planas e colinas com Invernos amenos (K: 13 a 2° C no Hemisfério Norte; 13 a 6° C no Hemisfério Sul)</i>			
Clima Mediterrânico	Inverno úmido e Verão seco	h: geralmente mais de 5	Florestas esclerófilas e de coníferas subtropicais
Clima de estepe com Inverno úmido e Verão seco	Inverno úmido e Verão seco	h: geralmente menos de 5	Estepes arbustivas subtropicais
Clima de estepe com Verão curto e úmido	Curto Verão úmido	h: menos de 5	Florestas espinhosas subtropicais
Clima de Verão úmido e Inverno seco	Verão úmido e Inverno seco	h: geralmente 6 a 9	Estepes subtropicais baixas e arborizadas, florestas de monção
Clima nebuloso permanentemente úmido	Hemisfério Sul	h: 10 a 12	Corredores nebulares subtropicais
Clima nebuloso permanentemente úmido	Máximo de precipitação no Verão		Florestas úmidas subtropicais (de lauráceas e coníferas)
V. Zonas tropicais			
Clima tropical úmido	Época de chuvas contínua ou com uma curta interrupção	h: 12 a 9.5	Floresta tropical pluvial e florestas de transição semi-caducifólias
Clima tropical úmido com Verão chuvoso	Verão úmido	h: 9.5 a 7	Florestas tropicais perenifólias e savanas úmidas
Clima tropical úmido Inverno chuvoso	Inverno úmido	h: 9.5 a 7	Florestas semi-caducifólias de transição
Clima tropical bi-xérico		h: 7 a 4.5	Florestas perenifólias xéricas e savanas secas
Clima tropical seco		h: 5 a 2	Florestas tropicais espinhosas e savanas

Clima tropical desértico e semidesértico	h: inferior a 2	Desertos e semidesertos tropicais
---	-----------------	--------------------------------------

Adaptado de: Mesquita (2005)

8.10 MODELO DE CLASSIFICAÇÃO BIOCLIMÁTICA DE THORNTHWAITTE

Thornthwaite publicou em 1948 um sistema bioclimático que se baseia no cálculo da *Evapotranspiração Potencial* (ETP), a partir da temperatura média mensal e da duração do dia:

$$ETP = 16 N_i (10 T_i / I)^a$$

Sendo:

T_i = temperatura média do mês i ;

N_i = fator de ajustamento baseado no número diário de horas de luz;

$I = \sum (T_i / 5) 1.514$;

$a = 1/3(6,75 \times 10^{-7}) - 1/2(7,71 \times 10^{-5}) + 1/(1,792 \times 10^{-2}) + 0,49239$.

O conceito de ETP foi introduzido por Thornthwaite como sendo a quantidade de água que seria perdida pelo solo por evaporação e por transpiração, se este tivesse um fornecimento contínuo e ilimitado de água. Através da comparação da ETP com a precipitação, e tendo em conta a água acumulada no solo e a sua utilização, percebem-se facilmente os períodos de excesso ou de carência de água no solo, o que permite compreender a maior ou menor aridez do clima em estudo (MESQUITA, 2005). Quando a ETP é inferior à precipitação, há um excesso de água no solo, que fica disponível para as plantas (s); caso contrário, há um déficit de água no solo (d); o balanço hídrico permite avaliar estes valores mensalmente, tendo em conta as reservas de água no solo acumuladas anteriormente.

A classificação de Thornthwaite baseia-se na ETP e em três índices adicionais, calculados a partir dos parâmetros obtidos no balanço hídrico:

Índice Hídrico $IH = (100 s - 60 d) / ETP$ (valores anuais);

Índice de Aridez $IA = 100 d / ETP$ (valores anuais),

ou de *Umidade* $IHu = 100 * s / ETP$ (valores anuais), de acordo com o caso;

Eficiência Térmica do Verão (ETP dos três meses de Verão / ETP anual)

De acordo com a classificação de Thornthwaite, o clima de cada local é descrito por uma sigla composta por quatro símbolos, definidos em função dos índices citados.

O primeiro símbolo é obtido através do Índice Hídrico, de acordo com a Tabela 8.13, servindo de base para a divisão do globo em Tipos Climáticos.

Tabela 8.13 Primeiro símbolo da classificação de Thornthwaite

Símbolo	Tipo climático	IH
A	Muito úmido	mais de 100
B ₄	Úmido	80 a 99,9
B ₃	Úmido	60 a 79,9
B ₂	Úmido	40 a 59,9
B ₁	Úmido	20 a 39,9
C ₂	Sub-úmido úmido	0 a 19,9
C ₁	Sub-úmido seco	-19,9 a 0
D	Semi-árido	-39,9 a -20
E	Árido	-60 a -40

Adaptado de: Thornthwaite e Hare (1955)

O segundo símbolo é encontrado com recurso aos Índices de Aridez ou de Umidade, estabelecendo-se os tipos climáticos indicativos do regime estacional da umidade (Tabela 8.14).

Tabela 8.14 Segundo símbolo da classificação de Thornthwaite

Símbolo	Períodos do ano com déficit ou excesso de água	IA e IHu
<i>Climas úmidos: A, B, C₂</i>		<i>Índice de aridez</i>
r	Déficit inexistente ou muito ligeiro	0-16.7
s	Déficit moderado no Verão	16.7-33.3
w	Déficit moderado no Inverno	16.7-33.3
s ₂	Déficit acentuado no Verão	superior a 33.3
w	Déficit acentuado no Inverno	superior a 33.3
<i>Climas secos: C₁, D, E</i>		<i>Índice de umidade</i>
d	Excesso inexistente ou muito ligeiro	0-10
s	Excesso moderado no Verão	10-20
w	Excesso moderado no Inverno	10-20
s ₂	Excesso acentuado no Verão	superior a 20
w ₂	Excesso acentuado no Inverno	superior a 20

Adaptado de: Thornthwaite e Hare (1955)

O terceiro símbolo é encontrado através da ETP e constitui uma aproximação à eficiência térmica (Tabela 8.15); definem-se assim os tipos climáticos indicativos da eficiência térmica.

Tabela 8.15 Terceiro Símbolo da classificação de Thornthwaite

Símbolo	Tipos climáticos	ETP (mm)
A'	Megatérmico	Superior a 1140
B'4	Quarto mesotérmico	1140-988
B'3	Terceiro mesotérmico	997-856
B'2	Segundo mesotérmico	855-713
B'1	Primeiro mesotérmico	712-571
C'2	Segundo microtérmico	570-428
C'1	Primeiro microtérmico	427-286
D'	Clima de tundra	285-143
E'	Clima gelado	inferior a 143

Adaptado de: Thornthwaite e Hare (1955)

Finalizando, o quarto e último símbolo da classificação climática de Thornthwaite é obtido através do cálculo da concentração estival da eficiência térmica (Tabela 8.16).

Tabela 8.16 Quarto símbolo da classificação de Thornthwaite

Símbolo	Concentração estival da eficiência térmica (%)
a'	Inferior a 48.0
b' ₄	48.0 - 51.9
b' ₃	51.9 - 56.3
b' ₂	56.3 - 61.6
b' ₁	61.6 - 68.0
c' ₂	68.0 - 76.3
c' ₁	76.3 - 88.0
d'	Superior a 88.0

Adaptado de: Thornthwaite e Hare (1955)

CAPÍTULO 9

TERRA: CARACTERIZAÇÃO CLIMÁTICA

De acordo com a inclinação do eixo da Terra, influenciando os diferentes ganhos energéticos conforme a latitude, e desconsiderando os outros fatores do clima, como visto nos capítulos anteriores, pode-se de maneira generalizada identificar as zonas climáticas da Terra de acordo com a Figura 9.1.

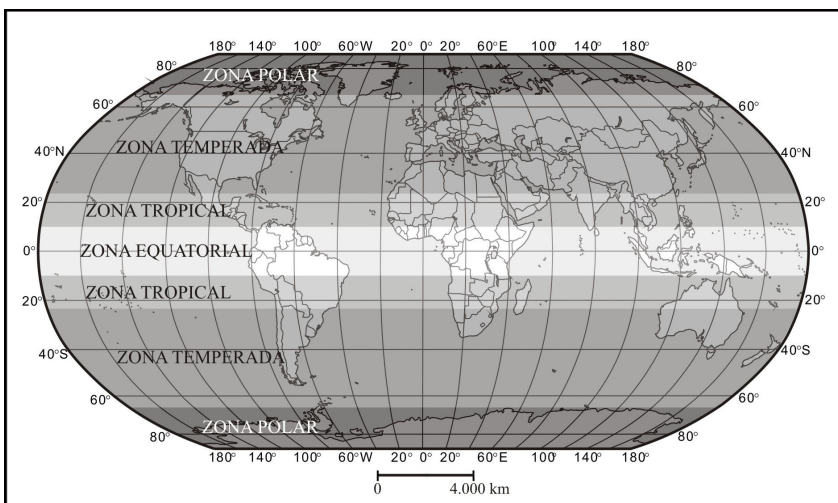


Figura 9.1 Zonas climáticas da Terra

O mapeamento do clima, como de outros sistemas ambientais, apresenta grandes problemas quanto ao método, escala e generalizações. Por conta do número grande de variáveis, algumas destas acabam passando despercebidas ou são abandonadas por critérios práticos. Esta eliminação leva à uma generalização que acaba por englobar, em uma mesma classe, climas distintos quanto à sua dinâmica, gênese e atributos entre outros. O próprio contato entre as classes, que em um mapa são marcados abruptamente, na realidade ocorrem de maneira gradual. Estes fatores levam a delimitação nunca exata dos diversos climas do globo.

Um dos sistemas de classificações climáticas (SCC) mais abrangentes é o de Köppen (KÖPPEN e GEIGER, 1928), que partindo do pressuposto que a vegetação natural é a melhor expressão do clima de uma região, desenvolveu um SCC ainda hoje largamente utilizado, em sua forma original ou com modificações. A mais significativa adaptação deste SCC foi proposta por Trewartha (1954) que, de forma geral, simplificou o sistema de Köppen. Esta modificação foi motivada pela sugestão de Flohn (1950) na qual os climas deveriam ser definidos de acordo com as massas de ar que atingem determinada região.

Utilizando o modelo de classificação de Köppen, Kottek *et al* (2006), construíram um mapa do globo distinguindo os diferentes climas. Os dados utilizados abrangem o período entre 1951 e 2000, com resolução de 0,5° de latitude/longitude.

9.1 A – CLIMAS MEGATÉRMICOS



Figura 9.2 Af – Clima megatérmico chuvoso sem estação seca

Adaptado de: Kottek *et al* (2006)

Também chamado de clima Equatorial. A temperatura mensal sempre superior à 18° C se deve à localização destas áreas próximas à linha do Equador e à grande umidade diminuindo significativamente o gradiente térmico mensal e anual. Observa-se, porém, dois períodos máximos durante os Equinócios, período em que o Sol faz zênite na região. Estas regiões não apresentam estação seca, sendo influenciadas, além da convergência da umidade de ambos os hemisférios, pela evapotranspiração vegetal, responsável por mais de 50% da precipitação local. Localizam-se exatamente nos domínios das Massas

Equatoriais Continentais durante a estação do inverno, ou seja, são as únicas áreas de atuação destas massas durante todos os meses do ano, promovendo freqüentes chuvas convectivas. Além deste fator, na América do Sul, as massas úmidas vindas do oceano, não encontrando barreiras na planície Amazônica, são “aprisionadas” pelo anfiteatro formado pelo Escudo das Guianas, Escudo Brasileiro e Cordilheira dos Andes, deixando a maior parte de sua umidade na Amazônia ocidental. As ilhas do sudeste asiático recebem massas de ar carregadas de umidade retiradas da grande superfície hídrica do Pacífico em ambos os hemisférios. No litoral do Brasil e de Madagascar, apesar de não se localizarem sobre a linha equatorial, as massas de ar úmidas são jogadas, por conta do efeito de Coriolis, de encontro com o relevo local promovendo chuvas orográficas durante todo o ano. Além destas, essas regiões observam o encontro de massas tropicais úmidas e massas polares, promovendo chuvas frontais durante grande parte do ano.

Nesse ambiente de calor e umidade elevada, encontra-se a maior manifestação de vida vegetal do globo: a floresta sempre verde, de espécies megatérmicas e higrófilas, com folhas grandes e largas, rica em espécies, onde sobressaem árvores com até 50 metros de altura.

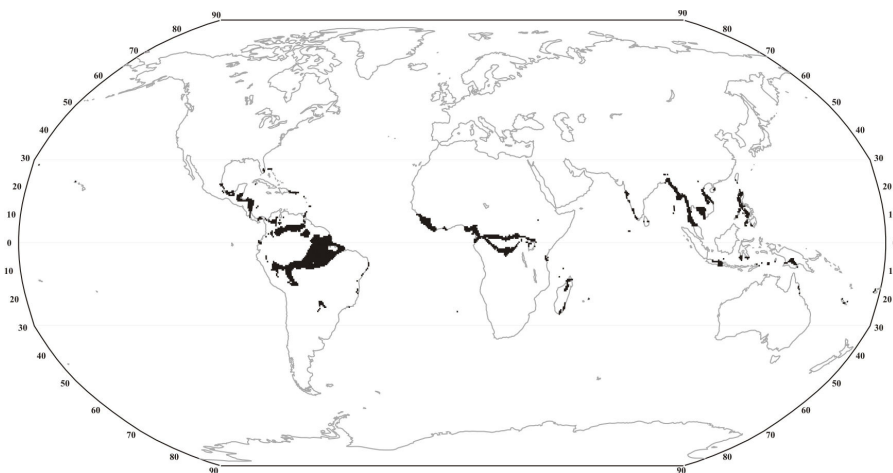


Figura 9.3 Am – Clima megatérmico chuvoso com pequena estação seca
Adaptado de: Kottek *et al* (2006)

Apesar deste clima e do anterior serem classificados por alguns autores como climas Tropicais (como pelo próprio Koeppen), necessário se faz uma divisão entre eles. Como climas Tropicais aqui se denominam aqueles com duas estações bem definidas, uma seca e outra úmida, fruto da alternância entre

massas úmidas e massas secas durante o ano. Os locais em que prevalecem o domínio de massas úmidas (Equatoriais em sua grande maioria) durante o ano inteiro, não apresentando com isso uma estação seca propriamente dita, melhor se denominariam como climas Equatoriais.

Afastando-se um pouco das zonas do clima Equatorial, observa-se uma espécie de clima de transição entre este e o clima Tropical, chama-se de clima Sub-equatorial. Este clima também apresenta grande temperatura e umidade, diferenciando-o do primeiro por conta de uma pequena estação seca, tão curta que impede de classificá-lo como Tropical. São áreas de atuação das massas tropicais durante o inverno, que quando chegam até estas regiões, já perderam grande parte de sua umidade refletindo em média em um mês de evaporação maior que precipitação. Estas regiões estão na periferia do domínio das massas equatoriais continentais durante o inverno, por isso formam uma espécie de cinturão em volta do clima Equatorial. A amplitude térmica anual apesar de pequena é um pouco maior que a do clima Equatorial.

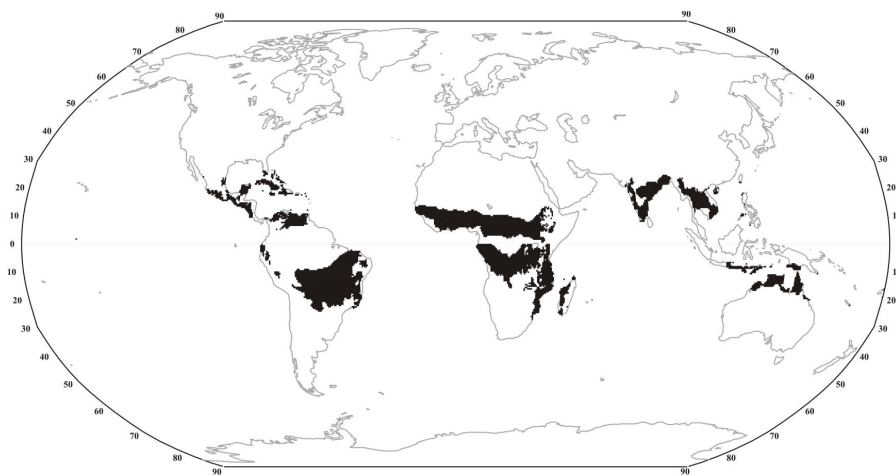


Figura 9.4 Aw – Clima megatérmico com chuvas concentradas no verão e seca de inverno

Adaptado de: Kottek *et al* (2006)

Genericamente pode ser denominado de clima Tropical. Está associado à alternância das massas de ar equatoriais e tropicais que provocam a estação chuvosa e massas polares, responsáveis pela estação seca do ano. Esta estação seca se deve à maior força das massas polares durante o inverno, diminuindo a temperatura e “empurrando” as massas úmidas para latitudes menores. Em alguns casos, as próprias massas tropicais atuam como a massa seca, visto que

para chegar em regiões localizadas nas partes mais centrais dos continentes, deixam grande parte de sua umidade antes de atingi-las. Alcançam temperaturas médias durante o verão de 24° C e 18° C durante o inverno, sendo as amplitudes térmicas, diária e anual, mais destacadas que as do clima Equatorial. Quanto mais afastadas das superfícies hídricas, maior o gradiente térmico pelo efeito da continentalidade. A duração dos meses secos varia em função da força das massas polares (e algumas tropicais) entre 3 e 8 meses dependendo do local e da localização em relação aos oceanos. Por conta da menor umidade em relação ao clima Equatorial, apresentam vegetação mais aberta (quanto maior a estação seca, mais aberta a vegetação) como as savanas. Na Índia, as chuvas concentradas no verão são relacionadas ao barramento exercido pelo Himalaia, promovendo as monções.

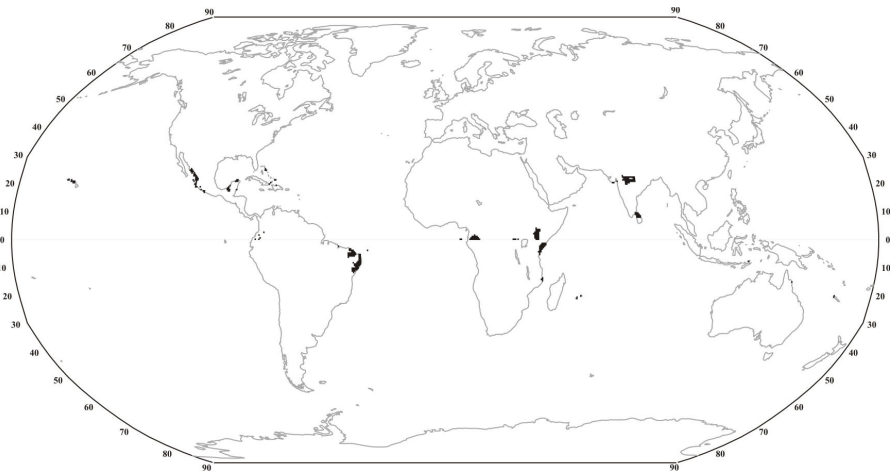


Figura 9.5 As – Clima megatérmico com chuvas concentradas no inverno e verão seco

Adaptado de: Kottek *et al* (2006)

Este clima é uma adaptação do modelo original. As chuvas de inverno estão relacionadas ao período de maior força das massas polares permitindo as mesmas de alcançarem as menores latitudes do ano, este alcance admite seus encontros com as massas tropicais e equatoriais marítimas retraídas em latitudes baixas, promovendo chuvas frontais de inverno. Durante o verão as massas úmidas são “sugadas” para outras regiões com menor pressão atmosférica diminuindo a intensidade de chuvas.

9.2 B – CLIMAS SECOS

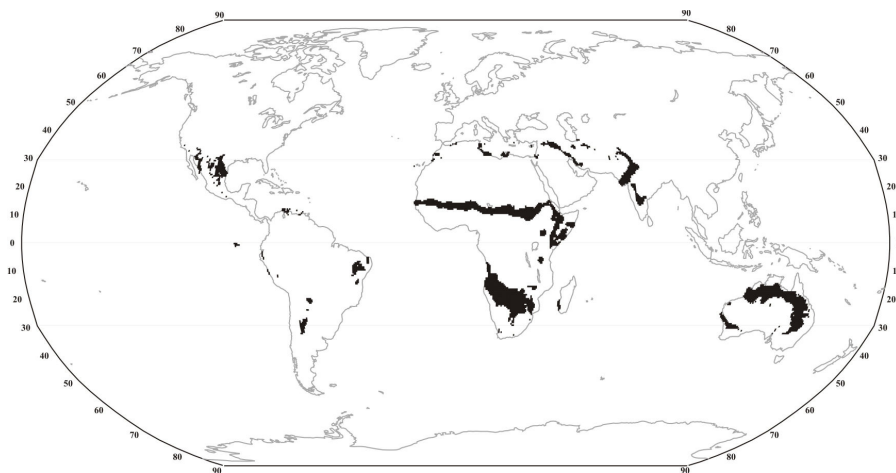


Figura 9.6 BSh – Clima quente de estepe semi-árido

Adaptado de: Kottek *et al* (2006)

Regiões com domínio mais longo de massas de ar secas em relação aos climas tropicais. Podendo em alguns casos, como em Madagascar estar relacionadas com o relevo barrando as massas úmidas do outro lado das vertentes. No Brasil, além de outros fatores, está associado à existência de rochas cristalinas impermeáveis sub-aflorantes, diminuindo a acumulação freática de umidade e a atuação da zona de baixa pressão da Amazônia, atraindo as massas úmidas. Algumas regiões como a Norte da África, sudoeste da Austrália, América do Norte, e América do Sul, associam-se as zonas de alta pressão subtropicais, em outras como na costa da África, estão relacionadas à correntes frias que diminuem a evaporação, diminuindo a umidade. Apresentam maior umidade em relação aos climas desérticos, a precipitação varia entre 250 e 500 mm/ano, contudo, durante a maior parte do ano a evaporação é maior que a precipitação. A vegetação característica é a estepe semi-árida, que no Brasil corresponde à caatinga nordestina.

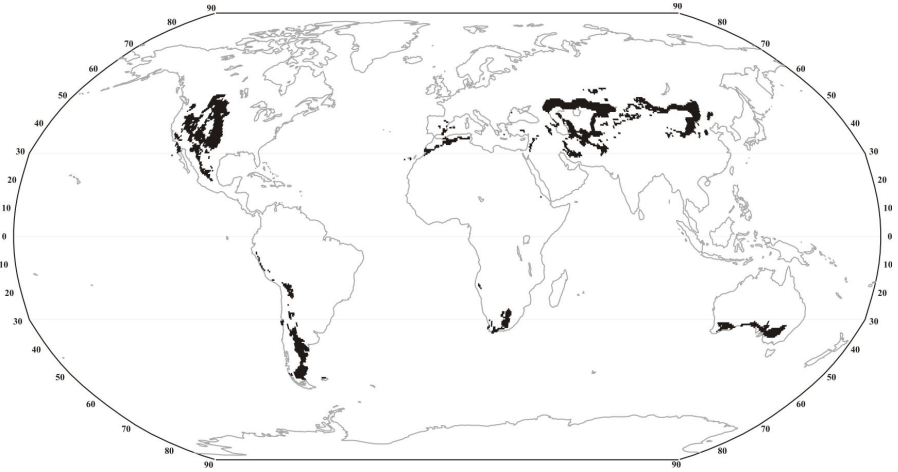


Figura 9.7 BSk – Clima frio de estepe semi-árido
Adaptado de: Kottek *et al* (2006)

Relacionam-se aos centros de alta pressão das latitudes de 30°, e a maiores altitudes, como as Rochosas, Andes e Himalaia. Na América do Sul, estão sob a atuação dos 2º e 3º ramos da Massa Polar Atlântica. Na Ásia e América do Norte, estão ligadas aos barramentos promovidos pelas Cordilheira do Himalaia e Rochosas respectivamente, além de maior distância dos corpos hídricos. Na Ásia atua ainda a Alta da Sibéria. Na Austrália e África, além da zona de alta pressão, atuam as correntes frias.



Figura 9.8 BWh Clima desértico quente
Adaptado de: Kottek *et al* (2006)

Estão sob a atuação direta da zona de alta pressão dos 30°. Por conta do movimento primeiro descendente e depois dispersor de massas secas, dificultam a chegada da umidade, promovendo o aparecimento dos maiores desertos quentes do Globo. Apesar da precipitação existente, todos os meses são secos (Evaporação > Precipitação). Podem ocorrer, contudo, vários anos consecutivos sem chuvas. Por isso, as médias mensais e anuais não têm grande importância. Uma única chuva torrencial de 15 mm, por exemplo, é responsável por uma média mensal distante da realidade. Em certas áreas as poucas chuvas tendem a se concentrar no inverno e em outras no verão. Estas regiões, por conta da baixa umidade, são caracterizadas por altas amplitudes térmicas anuais e diárias, sendo as últimas mais destacadas. Os altos valores da temperatura diurna caem vertiginosamente à noite por conta da falta de nebulosidade que atuaria como estufa. Na América do Sul, onde são observados em latitudes menores, associam-se às correntes frias e secas e ao sentido oposto ao efeito de Coriolis.

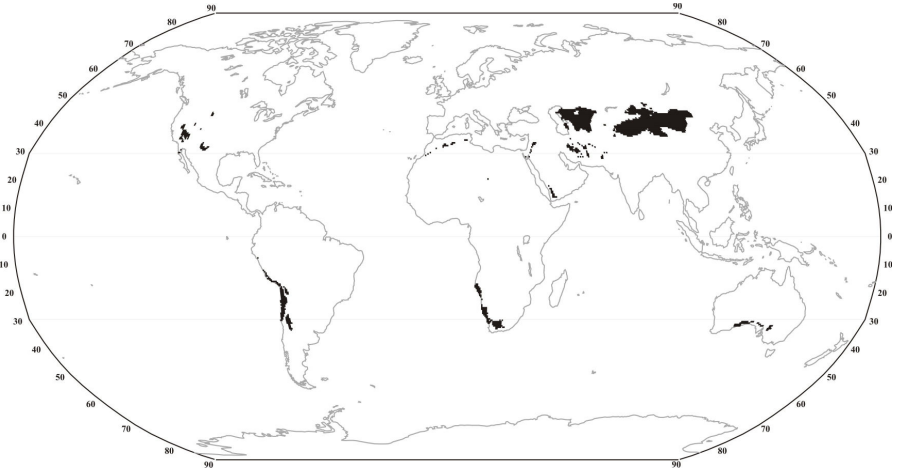


Figura 9.9 BWk – Clima desértico frio
Adaptado de: Kottek *et al* (2006)

Apresentam invernos frios, rigorosos, com médias negativas e verões quentes. As amplitudes térmicas anuais são assim, maiores que as dos desertos quentes. A amplitude diária, como no Gobi, pode ir de 15°C à -40°C. Na América do Norte, África e Austrália, estão associados à alta pressão e às correntes frias. No Gobi, relaciona-se ao barramento das massas de ar úmidas pelo Himalaia, na América do Sul associa-se aos Andes, correntes frias e posição em relação à força de Coriolis. Quando há neve acumulada no verão, sua fusão na primavera favorece a atividade biológica.

9.3 C – CLIMAS MESOTÉRMICOS

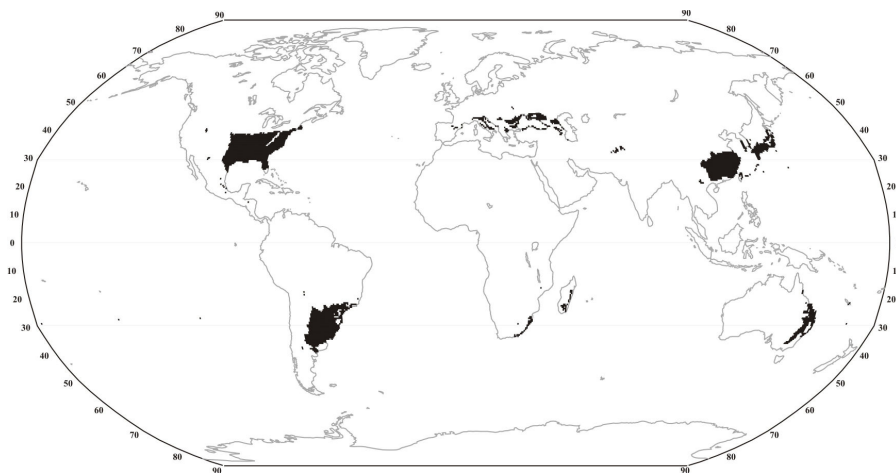


Figura 9.10 Cfa – Clima mesotérmico úmido o ano inteiro com verões quentes
Adaptado de: Kottek *et al* (2006)

Estão associados, pelo efeito de Coriolis, ao recebimento de massas úmidas vindas do oceano, por isso sua localização na face oriental dos continentes. Clima de transição entre o Tropical e o Temperado, podendo ser denominado de clima Subtropical, ocorre onde há alternância entre massas polares e tropicais com predomínio das primeiras. Essas massas polares, apesar de frias viajam rente ao oceano, retirando umidade e levando até as faces orientais dos continentes. Por conta das latitudes medianas, sua temperatura é menor em relação aos Trópicos. Suas amplitudes térmicas anuais são mais destacadas, invernos frios e verões quentes (com temperatura anual por volta de 18° C). Geadas e quedas de neve podem ocorrer associadas às incursões das massas polares mais fortes durante o inverno. A precipitação alcança médias anuais entre 1.000 e 2.000 mm/ano bem distribuídas ao longo do ano, apesar de maior concentração no verão por conta das massas quentes e úmidas. São áreas de constantes encontros entre massas frias e massas quentes, promovendo chuvas frontais constantes. Na Europa são áreas de baixa pressão em contraste com a alta da Sibéria e do Saara.

Por conta de possíveis neves e geadas durante o inverno, a vegetação tende a perder suas folhas (um mecanismo de proteção) formando as chamadas florestas decíduais.

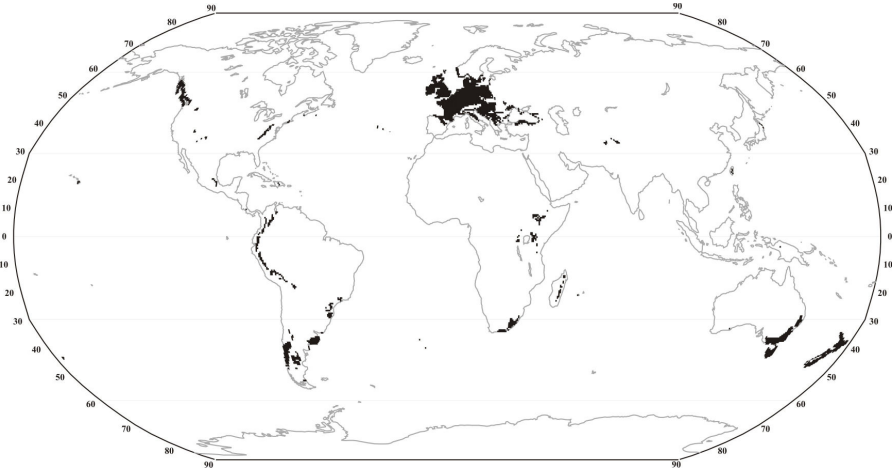


Figura 9.11 Cfb – Clima mesotérmico úmido em todas as estações com verões moderadamente quentes
Adaptado de: Kottek *et al* (2006)

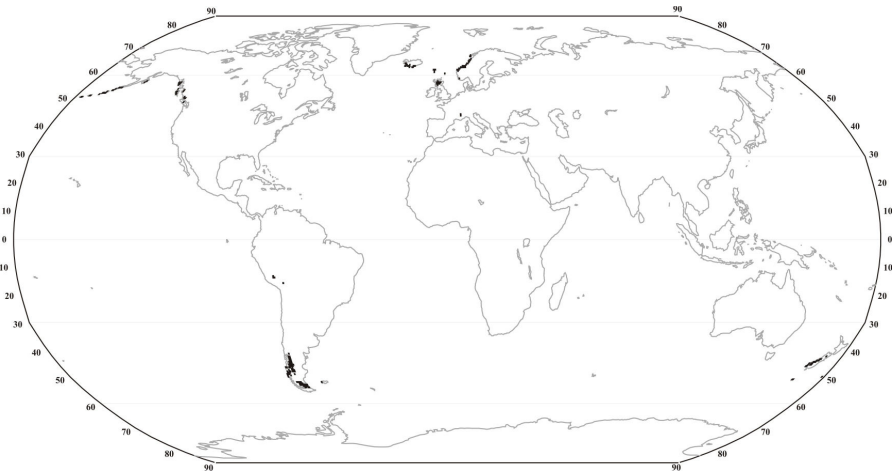


Figura 9.12 Cfc – Clima mesotérmico úmido em todas as estações com verões mais frios e curtos
Adaptado de: Kottek *et al* (2006)

Estão associadas às zonas de baixa pressão próximas aos 60°. Na Europa tem grande influência da corrente quente do Atlântico Norte, mantendo a temperatura regulada além do fornecimento de umidade. São áreas de constante encontro entre massas quentes tropicais e massas frias polares. No Brasil,

associam-se às altitudes mais elevadas do Escudo Brasileiro, diminuindo a temperatura e recebendo umidade do oceano. A diferença entre a última letra (b ou c) se refere à maior latitude das regiões de clima Cfc, permitindo menores temperaturas.

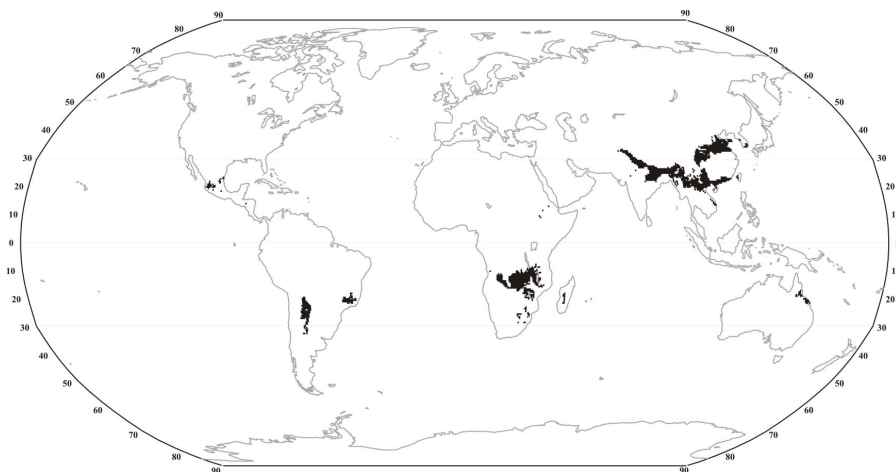


Figura 9.13 Cwa – Clima mesotérmico com chuvas de verão e verões quentes
Adaptado de: Kottek *et al* (2006)



Figura 9.14 Cwb – Clima mesotérmico com chuvas de verão e verões moderadamente quentes
Adaptado de: Kottek *et al* (2006)

Também denominado de Tropical de Altitude. Mantém as mesmas características do clima Tropical, com domínio de massas quentes no verão responsáveis pela estação úmida e massas polares no inverno responsáveis pela estação seca. Contudo têm influência da altitude responsável por temperaturas mais amenas. No Brasil, recebe no inverno o 2º ramo da Massa Polar Atlântica, diminuindo ainda mais a temperatura. A diferença entre Cwa e Cwb refere-se à maior altitude deste último.



Figura 9.15 Cwc – Clima mesotérmico com chuvas de verão e verões moderadamente frios

Adaptado de: Kottek *et al* (2006)

Ocorrências em áreas limitadas da América do Sul e Ásia, influenciadas pelos Andes e Himalaia respectivamente, promovendo chuvas concentradas no verão. Áreas constantemente tomadas por massas polares, aliado à maiores altitudes em relação aos 2 climas anteriores.

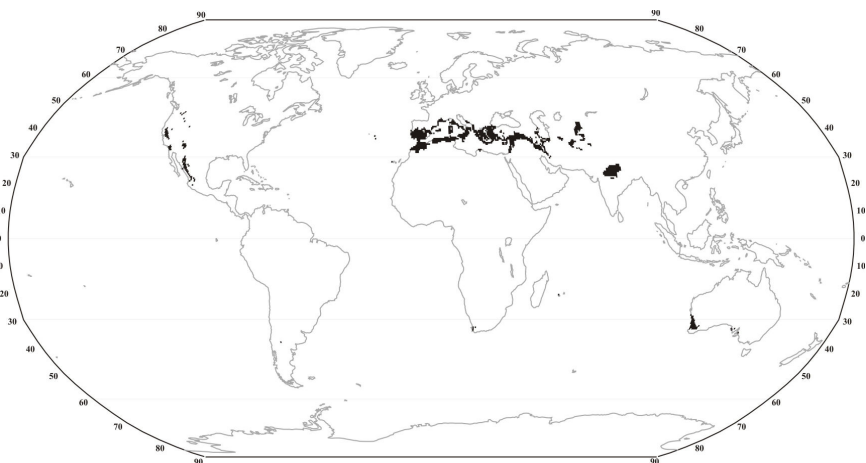


Figura 9.16 Csa – Clima mesotérmico com chuvas de inverno com verões quentes

Adaptado de: Kottek *et al* (2006)

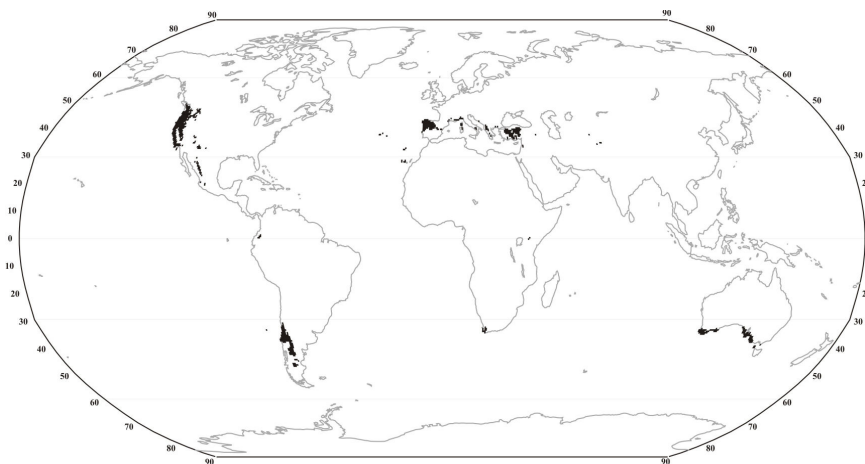


Figura 9.17 Csb – Clima mesotérmico com chuvas de inverno com verões moderadamente quentes

Adaptado de: Kottek *et al* (2006)

Também denominado de clima Mediterrâneo. Com amplitude térmica anual significativa, esse clima tem origem nas mudanças sazonais dos centros de alta e baixa pressão. No verão está sob influência da alta pressão subtropical, visto que está mais próximo da área de maior ganho energético sazonal (Trópicos) do que dos Pólos, estas regiões dispersam as massas de ar em

158

direção às baixas pressões. Já no inverno, o Sol estando fazendo zênite no hemisfério oposto, estas regiões estão mais próximas dos Pólos em relação às áreas de maior ganho energético, ou seja, recebem as massas de ar vindas da zona de alta pressão polar, funcionando como centros de baixa pressão. Na Europa Mediterrânea, de verões secos e invernos chuvosos, encontra-se uma vegetação arbustiva (Garrigue) e uma arbórea (Máquis), espécies adaptadas à falta de água, com caules e troncos grossos e poucas folhagens. Essa tipologia de vegetação também ocorre na Califórnia onde é chamada de Chaparral. As diferenças entre os climas “a” e “b” se relacionam à latitude e altitude.



Figura 9.18 Csc – Clima mesotérmico com chuvas de inverno com verões moderadamente frios

Adaptado de: Kottek *et al* (2006)

Clima restrito à pequenas áreas da América do Sul. A Massa Polar tende a elevar um pouco as precipitações durante o inverno.

9.4 D – CLIMAS FRIOS ÚMIDOS



Figura 9.19 Dfa – Clima frio úmido em todas as estações, com verões quentes
Adaptado de: Kottek *et al* (2006)



Figura 9.20 Dfb – Clima frio úmido em todas as estações, com verões moderadamente quentes
Adaptado de: Kottek *et al* (2006)

Genericamente chamados de climas Temperados, apresentam 4 estações bem definidas. São climas restritos ao Hemisfério Norte, por conta da maior concentração de continentes nessa faixa latitudinal e pela própria maior

repartição entre continentes e oceanos, destacando o maior peso da continentalidade e diminuindo o poder amenizador da maritimidade. Atuam sobre essas regiões durante o verão as massas Tropicais continentais e marítimas e durante o inverno as massas polares. O gradiente térmico anual é elevado, promovendo calor no verão e geadas no inverno. A localização promove encontros constantes entre massas de características opostas distribuindo bem as precipitações anuais.

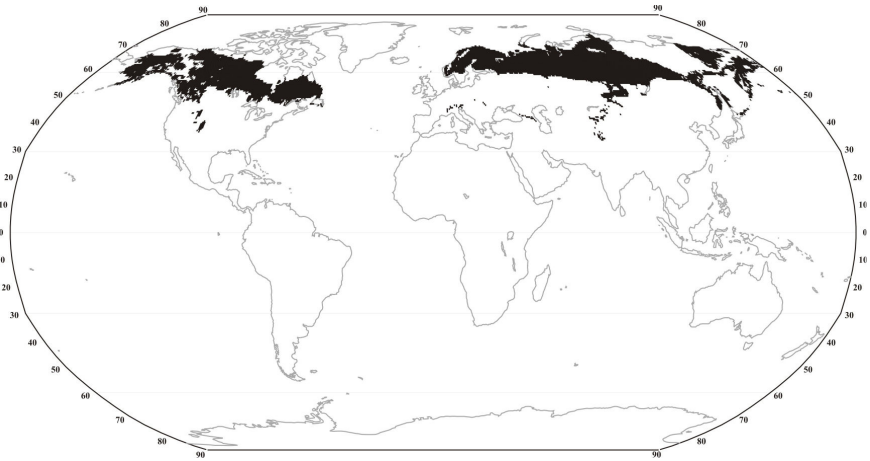


Figura 9.21 Dfc – Clima frio úmido em todas as estações, com verões moderadamente frios e curtos
Adaptado de: Kottek *et al* (2006)



Figura 9.22 Dfd – Clima frio úmido em todas as estações, com invernos intensos

Adaptado de: Kottek *et al* (2006)

Mais destacado ainda o fator latitude em relação aos dois climas anteriores. Este fator aumenta o tempo da estação fria em detrimento do verão, graças à maior influência das massas polares. Estes climas (Df) por conta do fator seletivo da temperatura, restringem grande número de espécies vegetais, selecionando algumas poucas que conseguem resistir às intempéries climáticas, daí o surgimento de florestas homogêneas conhecidas como Taiga. As folhas aciculares destas espécies favorecem a vida em ambientes constantemente atingidos por geadas. Contudo, há uma distribuição não uniforme desta vegetação em relação aos outros 2 climas, quanto maior o rigor da temperatura menor o número de espécies.



Figura 9.23 Dwa – Clima frio com chuvas de verão e verões quentes
Adaptado de: Kottek *et al* (2006)



Figura 9.24 DwB – Clima frio com chuvas de verão e verões moderadamente quentes
Adaptado de: Kottek *et al* (2006)

Região do Leste da Ásia, localizada próximo ao Pacífico, recebendo por isso massas de ar úmidas durante o verão. Já no inverno estão sob a atuação da Alta da Sibéria diminuindo as precipitações. A diferenciação entre a temperatura destes dois climas refere-se a latitude, altitude e maritimidade.



Figura 9.25 Dwc – Clima frio com chuvas de verão e verões moderadamente frios e curtos
Adaptado de: Kottek *et al* (2006)



Figura 9.26 Dwd – Clima frio com chuvas de verão e invernos intensos
Adaptado de: Kottek *et al* (2006)

Regiões de maior latitude e/ou maior altitude em relação aos anteriores, promovendo temperaturas ainda menores. A continentalidade já é bem mais destacada. Esses fatores aqui favorecem a diminuição mais acentuada da temperatura do verão e severidade do inverno dentro desta “família” de climas. A massa polar atua mais destacadamente nestas regiões.



Figura 9.27 Dsa – Clima frio com chuvas de inverno com verões quentes
Adaptado de: Kottek *et al* (2006)



Figura 9.28 Dsb – Clima com chuvas de inverno com verões moderadamente quentes
Adaptado de: Kottek *et al* (2006)

Pela mesma latitude dos climas Mediterrâneos, tem influência de fatores semelhantes, diferindo na temperatura, que por conta da maior altitude e continentalidade são mais baixas nessas regiões.



Figura 9.29 Dsc – Clima com chuvas de inverno com verões frios e curtos
Adaptado de: Kottek *et al* (2006)

Atuação mais destacada do fator latitude em relação à América do Norte e altitude em relação à Ásia, diminuindo a temperatura em relação aos 2 climas anteriores.

9.5 E – CLIMAS POLARES



Figura 9.30 ET – Clima polar de tundra
Adaptado de: Kottek *et al* (2006)

Englobam as regiões próximas aos pólos e as de grande altitude como Andes, Himalaia, Alpes e Rochosas. Esses fatores tendem a diminuir drasticamente o ganho energético refletindo em sua temperatura. É a região da Tundra, vegetação rasteira que durante grande parte do ano ficam sob o gelo.



Figura 9.31 EF – Clima polar de neves e gelos perpétuos
Adaptado de: Kottek *et al* (2006)

Destaca-se a Antártida como único continente localizado no pólo e a Groenlândia próxima ao pólo Norte. Apesar da nomenclatura divergir do clima anterior, referindo-se como neves e gelos perpétuos, nas partes mais elevadas das grandes montanhas, também se observam os mesmos, apesar destas regiões terem sido classificadas como ET por Kottek *et al* (2006).

As porcentagens das áreas da superfície terrestre correspondentes à cada clima podem ser observadas na Tabela 9.1

Tabela 9.1 Porcentagens da área da superfície continental correspondente à cada clima

Grupos	Clima	%	% sub-grupos	% grupos
A Tropical	Af	4.11%	16.9%	16.9%
	Am	2.89%		
	Aw	9.38%		
	As	0.48%		
B Seco	BSh	4.83%	9.9%	24%
	BSk	5.07%	14.1%	
	BWh	11.27%		
	BWk	2.83%		
C Temperado Quente	Cfa	4.60%	8.62%	14.68%
	Cfb	3.72%		
	Cfc	0.31%		
	Cwa	1.73%	3.18%	
	Cwb	1.13%		
	Cwc	0.02%		
	Csa	2.31%	2.87%	
	Csb	0.85%		
	Csc	0.02%		
D Temperado frio	Dfa	1.16%	27.16%	31.65%
	Dfb	6.88%		
	Dfc	16.95%		
	Dfd	2.17%		
	Dwa	0.12%	3.65%	
	Dwb	0.32%		
	Dwc	0.40%		
	Dwd	0.00%		
	Dsa	0.50%	0.84%	
	Dsb	1.00%		
	Dsc	2.01%		
	Dsd	0.15%		
E Polar	ET EF	12.8%*	12.8%*	12.8%*

Fonte: Kottek *et al* (2006)

* Fonte: Peel, Finlayson e McMahon (2007)

CAPÍTULO 10

BRASIL: CARACTERIZAÇÃO CLIMÁTICA

A característica mais marcante do território brasileiro é a chamada “tropicalidade”, ou seja, o predomínio de um clima, de forma geral, de temperaturas elevadas e chuvas que ocorrem, sobretudo, no verão. Porém, a atuação de diversos fatores climáticos (altitude, latitude, maritimidade, continentalidade, massas de ar etc.) vai influenciar muito essa caracterização, diferenciando-o significativamente, de um lugar para outro. Assim, têm-se áreas com chuvas abundantes durante todo o ano e outras onde a prolongada estação seca, torna o clima acentuadamente árido, tais como, respectivamente, Itapanhaú, no litoral paulista, onde se registram índices pluviométricos anuais de 4.514mm e Cabaceiras, na Paraíba, onde o índice pluviométrico anual fica próximo aos 331 mm (ROSS, 1995). Da mesma forma, têm-se climas muito quentes, especialmente na faixa equatorial e um tipo climático com temperaturas bastante amenas na faixa extratropical “as temperaturas extremas foram registradas em Piratininga/BA, 43,8°C e em São Francisco de Paula/RS, -14,1°C” (GALETI, 1989). Nota-se assim, que em meio a esta “tropicalidade”, ocorrem variações espaciais bastante expressivas.

Além das características geográficas próprias do “continente Brasil”, um conjunto de centros de ação e de massas de ar quentes, frias, úmidas e secas participa na formação dos climas do País.

DINÂMICA ATMOSFÉRICA

De acordo com Mendonça e Danni-Oliveira (2007), o dinamismo da atmosfera brasileira é controlado diretamente por seis centros de ação. As características desse dinamismo, bem como as das massas de ar produzidas ao longo do ano, compreendem:

- Na porção norte do Brasil, nas proximidades da linha do Equador, encontram-se o anticiclone dos Açores, no hemisfério Norte, e o anticiclone do Atlântico, também chamado de Santa Helena, no

hemisfério Sul, produtores das MEAN (associada aos alísios de NE) e MEAS (associada aos alísios de SE), respectivamente. Sobre o País, na altura da planície amazônica, forma-se um centro de ação produtor da MEC que, com as duas massas anteriores, propicia condições de umidade e calor à atmosfera regional. As duas primeiras atuam principalmente na porção norte e nordeste do País, enquanto a última atua de maneira mais direta no interior do continente e reforça as características do verão quente e úmido na porção centro-sul, influenciando até mesmo localidades como o Uruguai e o norte da Argentina. O avanço dessas massas de ar provenientes do norte deriva chuvas na porção norte e centro-sul do País, e elas atuam pelas linhas de instabilidade e de ondas de calor de norte e noroeste. A convergência intertropical (CIT) exerce importante papel na definição da dinâmica atmosférica da porção norte e de parte do nordeste do Brasil. A formação de situações de calmaria associada aos processos de convecção, que tão claramente marcam o entorno da linha do Equador, caracteriza as expressivas nebulosidade e pluviosidade de toda a área que, por sua posição geográfica e altitude, é, genericamente, quente;

- Na altura dos 30° de latitude sul, aproximadamente, encontram-se os centros de ação tropicais, um oceânico (anticiclone do Atlântico) e o outro continental (depressão do Chaco), caracterizados como semifixos devido à oscilação sazonal leste-oeste de suas posições. Essa movimentação decorre da variação anual de suas condições barométricas, pois há uma expressiva diferença entre o balanço de radiação continental e oceânica nas estações de inverno e verão. Apresentando melhor desempenho sobre o continente na estação de verão, as duas massas de ar dali resultantes, a MTA e a MTC, reforçam as características das elevadas temperaturas no centro-sul, leste e sul do território brasileiro entre setembro e abril. A MTA, por meio das ondas de calor de leste e de nordeste, contribui para a elevação dos totais pluviométricos da área, enquanto a MTC atua na redução da umidade em alguns curtos períodos nessa época do ano.
- O anticiclone migratório polar que afeta o Brasil origina-se pelo acúmulo de ar polar nas regiões de baixas pressões da zona subpolar do Pacífico Sul, que se desloca de sudeste para nordeste e se subdivide em dois ramos devido ao atrito e bloqueio exercidos pela cordilheira dos Andes, formando a MPA e a MPP. O ar produzido nessa latitude possui as características de baixas temperatura e umidade, porém, à medida que avança em direção norte, adquire umidade e as temperaturas elevam-se. A expressiva participação da MPA nos climas do Brasil resulta em um considerável controle exercido pela mesma na formação dos tipos de tempo do País, notadamente na porção centro-sul e oriental,

caracterizando os processos frontogenéticos (FPA) e a estação de inverno dos climas brasileiros. Esse sistema atua, em boa parte das vezes, por meio das ondas de frio de leste e de sudeste. A FPA é um fator importante no controle dos climas do País, pois atua permanentemente na porção centro-sul e participa do controle dos climas da porção centro-norte-nordeste, particularmente em parte do outono, inverno e primavera. Uma parcela considerável do dinamismo das chuvas e da circulação atmosférica dessas áreas tem origem nos processos frontogenéticos da FPA. Também a essa latitude encontra-se, sobre o oceano Atlântico, a depressão do mar de Weddel, célula de baixas pressões mantida pelos ciclones transientes formados nas latitudes médias e subtropicais que se propagam para sudeste. Em oposição a ela, atuam as depressões do Chaco e da Amazônia, que atraem em direção norte os sistemas polar e tropical.

Ainda de acordo com os autores, para a configuração climática do território Nacional, destacam-se:

- a configuração geográfica, manifestada na disposição triangular do território, cuja maior extensão dispõe-se nas proximidades da Linha do Equador, afunilando-se em direção sul;
- a maritimidade/continentalidade, pois o litoral tem uma considerável extensão e é banhado por águas quentes (particularmente a corrente sul equatorial e a corrente do Brasil) e frias (corrente das Malvinas ou Falklands). A disposição geográfica do “continente Brasil” apresenta uma expressiva disposição continental interiorana, ou seja, uma expressiva extensão de terras que se encontra consideravelmente afastada da superfície marítima, formando um amplo *interland*;
- as modestas altitudes do relevo, expressas em cotas relativamente baixas e cujos pontos extremos atingem somente cerca de 3.000 m;
- a extensão territorial: a extensão geográfica do País apresenta uma área de cerca de 8.511 milhões de km², localizada entre 5°16’20” de latitude norte e 33°44’32” de latitude sul, e 34°47’30” e 73°59’32” de longitude oeste de Greenwich, disposta em sua grande maioria no hemisfério Sul – o hemisfério das águas;
- as formas do relevo, notadamente a distribuição dos grandes compartimentos de serras, planaltos e planícies que formam verdadeiros corredores naturais para o desenvolvimento dos sistemas atmosféricos em grandes extensões, principalmente de movimentação norte-sul;

- a dinâmica das massas de ar e frentes, sendo que as que mais interferem no Brasil são a equatorial (continental e atlântica), a tropical (continental e atlântica) e a polar atlântica, como já mostrado.

Além desses fatores, deve-se salientar o papel da vegetação e das atividades humanas na definição dos tipos climáticos do Brasil, pois a interação destes com o balanço de radiação e a atmosfera dá origem a particularidades climáticas regionais e locais no cenário brasileiro.

A considerável evapotranspiração das áreas com vegetação exuberante, como a Amazônia e a serra do Mar, além da alteração provocada na atmosfera pelas extensas regiões de agricultura e de localidades de expressiva espacialização urbano-industrial, como as áreas metropolitanas na porção litorânea e centro-sul do País, devem ser mencionadas ao se arrolar os fatores geográficos dos climas do Brasil (MENDONÇA e DANNI-OLIVEIRA, 2007).

Não obstante existam várias classificações para os tipos climáticos que ocorrem no Brasil, cada qual levando em consideração diferentes elementos de análise, o mais comum é encontrar-se uma classificação climática mais genérica, onde figuram somente alguns tipos climáticos principais.

Na análise que se segue, sobre os tipos climáticos brasileiros, é destacada a diversidade climática segundo algumas classificações bastante distintas, notadamente levando-se em consideração uma classificação mais generalizada e suas respectivas representações, de acordo com o modelo de Gaussen (gráficos ombrotérmicos); e uma classificação baseada em Köppen.

Segundo uma classificação mais generalizada, pode-se apresentar a seguinte diferenciação climática para o território brasileiro, observada na Figura 10.1.

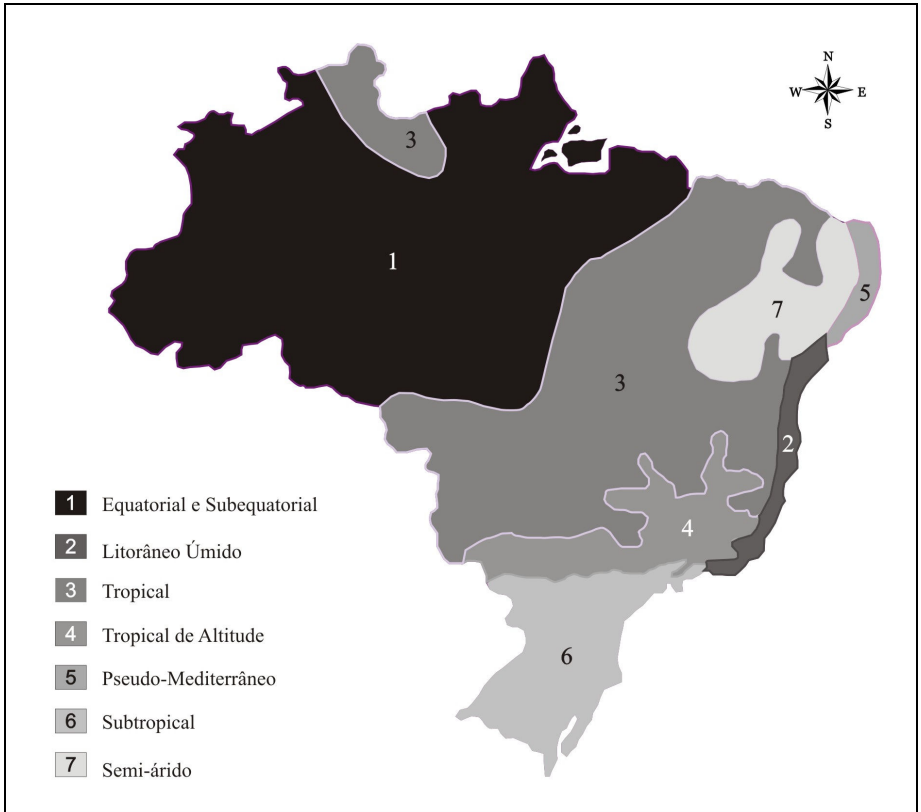


Figura 10.1 Principais tipos climáticos brasileiros – classificação generalizada
Adaptado de: Azevedo (1968)

10.1 CLIMA EQUATORIAL (E SUBEQUATORIAL)

Ocorre essencialmente na Amazônia, numa área de densa e variada cobertura vegetal. Está associado à atuação da mEc e à convergência intertropical dos Ventos Alísios (Zcit). É um clima quente e úmido, onde as temperaturas médias anuais ficam entre 25°C e 27°C, apresentando pequena amplitude térmica anual e caracterizando-se assim, pela ausência de estação fria, observa-se, porém, dois períodos equinociais máximos (março e setembro), não havendo, por isso, nem estação fria nem estação seca. As chuvas são abundantes e ocorrem durante todo o ano, sempre com valores anuais superiores a 2.000 mm. Na porção ocidental, os índices pluviométricos chegam, com frequência, a ultrapassar os 3.000 mm anuais (Figura 10.2). Na Amazônia oriental (área de início da transição para o clima Tropical), a existência de uma breve estação seca (cerca de um mês), caracteriza um tipo climático Subequatorial (quente e úmido, com pequena estação seca) (Figura 10.3), como sendo quase uma transição entre os tipos Equatorial e Tropical.

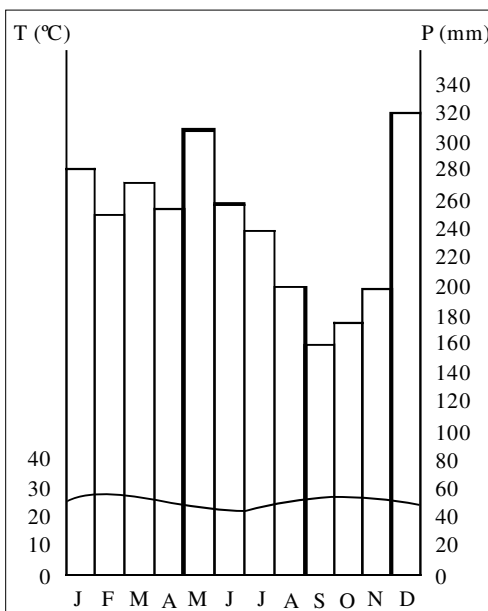


Figura 10.2 Clima Equatorial – São Gabriel da Cachoeira/AM
Adaptado de: MEC/FAE (1984)

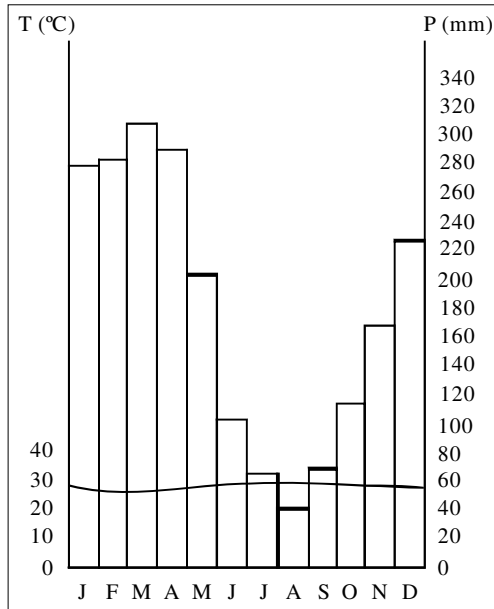


Figura 10.3 Clima Subequatorial – Manaus/AM

Fonte: Ribeiro e Le Sann (1985)

10.2 CLIMA TROPICAL ÚMIDO (LITORÂNEO ÚMIDO)

Ocorre em partes do litoral leste e oeste, distinguindo-se do clima Tropical, que ocorre no interior do país por apresentar um índice pluviométrico mais destacado e mais “regular”, com precipitações médias entre 1.500 mm e 2.000 mm anuais (ou mais), distribuídas independente das estações do ano, o que possibilitou o desenvolvimento original da Mata Atlântica. Apresenta pequena amplitude térmica, com temperaturas médias elevadas, graças ao efeito da maritimidade, entre 25°C e 27°C. As chuvas são controladas principalmente pela atuação da mTa, que pelo efeito de Coriolis é direcionada do oceano para o continente, encontrando a barreira da escarpa do planalto brasileiro, favorecendo as chuvas orográficas. O encontro da mTa com a mPa favorece também a ocorrência de chuvas frontais no litoral (Figura 10.4).

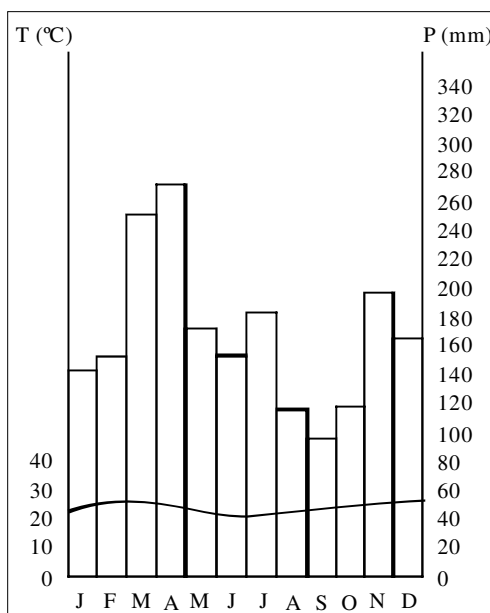


Figura 10.4 Clima Tropical Úmido (Litorâneo) – Ilhéus/BA
Adaptado de: MEC/FAE (1984)

10.3 CLIMA TROPICAL

Está associado à alternância da mEc e mTa (quando mais úmida) que provocam a estação chuvosa e a mPa, mTa (quando mais seca) e mTp (dentro de sua área de atuação) responsáveis pela estação seca no ano.

Ocorre em grande parte do território nacional, especialmente no Planalto Central, onde a vegetação característica é o Cerrado, ocorrendo ainda em parte do litoral e extremo norte (Roraima). A temperatura acusa valores médios de 21°C, sendo as amplitudes diárias e anuais mais destacadas do que no Clima Equatorial. As chuvas ocorrem principalmente no verão, com totais anuais de 1.200 a 2.000 mm. A seca ocorre no inverno, onde a ocorrência de chuvas frontais de pouca intensidade caracteriza o período biologicamente seco (Figura 10.5).

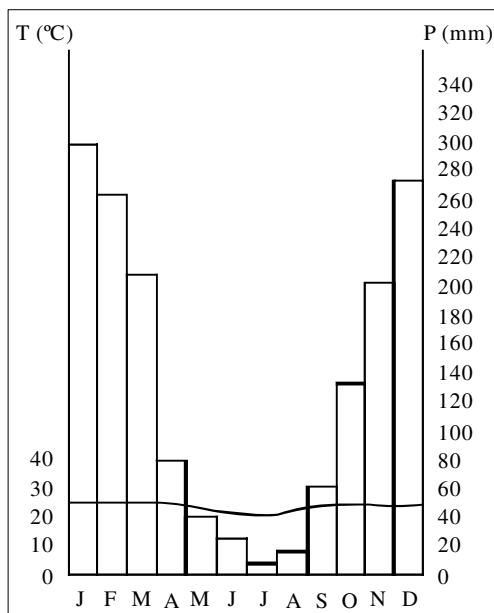


Figura 10.5 Clima Tropical – Meruri/MT

Fonte: Ribeiro e Le Sann (1985)

10.4 CLIMA TROPICAL DE ALTITUDE

É uma variedade do clima Tropical que sofre a influência do efeito altimétrico, reduzindo sensivelmente as temperaturas. Ocorre nas áreas mais elevadas do Planalto de Sudeste e Meridional. A temperatura média gira em torno dos 18°C apresentando amplitude térmica anual mais destacada, registrando-se, não raro a ocorrência de geadas no inverno, quando além do fator altitude, há a penetração da mPa abaixando consideravelmente os valores térmicos. (Figura 10.6).

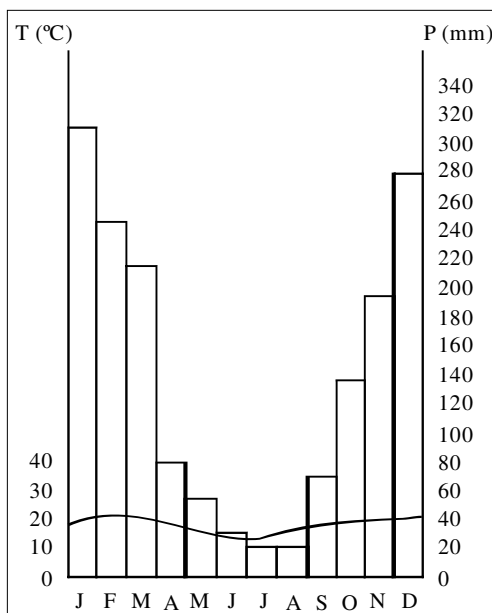


Figura 10.6 Clima Tropical de Altitude – Poços de Caldas/MG

Fonte: Ribeiro e Le Sann (1985)

10.5 CLIMA PSEUDO-MEDITERRÂNEO

Ocorre notadamente no litoral nordestino. Como citado por Ribeiro e Le Sann (1985), “o que há de comum entre esta região climática brasileira e a mediterrânea propriamente dita é o regime de distribuição das chuvas” Elas caem predominantemente no inverno, ocorrendo também no outono. O número de meses secos cresce de 1 para 8 do litoral para o interior. As temperaturas são elevadas durante o ano todo, superiores à 15°C, por isso a denominação de pseudo, já que o mesmo não acontece na região que lhe dá o nome. O período de chuvas diferente do resto do país, onde o mesmo predomina no verão, pode ser explicado pelo deslocamento do encontro da mTa (e mEas) com a mPa para o norte, ocasionando as chuvas frontais, este deslocamento se dá pelo período de maior força da mPa, quando a mesma consegue chegar mais ao norte, e pelo deslocamento da mTa (e mEas) também para mais a norte, acompanhando a marcha do Equador Térmico (Figura 10.7).

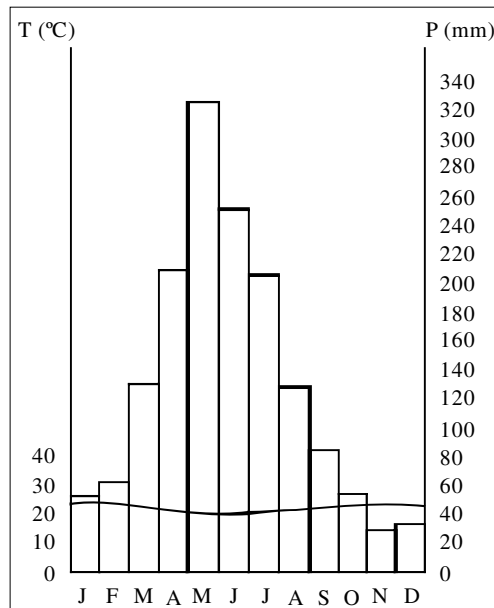


Figura 10.7 Clima Pseudo-mediterrâneo – Maceió/AL

Fonte: Ribeiro e Le Sann (1985)

10.6 CLIMA SUBTROPICAL

O Clima Subtropical (também chamado de Temperado Quente), observado na Figura 10.8, de transição entre o Tropical e o Temperado, ocorre nas áreas onde há alternância das massas mPa, mTa e mTp, com predomínio das primeiras. A temperatura média anual fica em torno dos 18°C, com invernos mais frios devido à influência da mPa mais forte nesta época. Como este tipo climático ocorre em áreas extratropicais, as amplitudes térmicas são destacadas: invernos frios e verões mais quentes, contudo, em relação à outros lugares do Planeta de mesma latitude (Hemisfério Norte), a amplitude térmica é menor, devido ao fator amenizador da quantidade de água em relação aos continentes do Hemisfério Sul (maritimidade). Geadas e quedas de neve esporádicas podem ocorrer associadas às penetrações da mPa no inverno. A precipitação se distribui por todos os meses do ano, independente da estação, ocorrendo com maior concentração no verão, visto que nesta estação, as massas de ar mais quentes se deslocam para o sul se encontrando com a mPa, formando chuvas frontais. Os índices pluviométricos variam de 1.000 a 2.000 mm/ano.

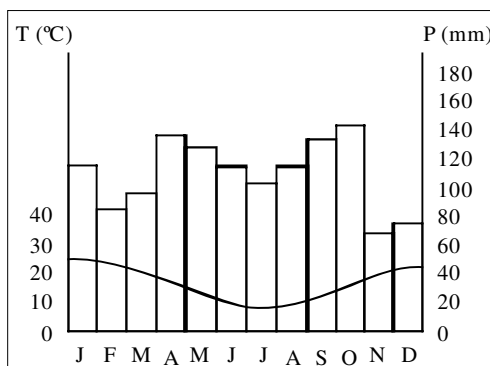


Figura 10.8 Clima Subtropical – Bajé/RS

Adaptado de: MEC/FAE (1984)

10.7 CLIMA SEMI-ÁRIDO

Ocorre essencialmente na Região Nordeste, na área da Depressão Sertaneja, onde a vegetação característica é a estepe semi-árida ou Caatinga, formando a região conhecida como Polígono das Secas, uma área de cerca de 1.000.000 km² que avança sobre o norte de Minas Gerais. As temperaturas são elevadas e geralmente superiores a 25°C. A pluviosidade é baixa, ficando em torno de 500 mm anuais, sendo as chuvas, além de escassas, irregulares (Figura 10.9). A estação seca é prolongada e pode durar até 11 meses em algumas áreas (até anos em outras). Está associado à vários fatores, como o deslocamento no inverno das áreas de alta pressão para esta região, que como sendo dispersora de vento, dificulta a chegada de umidade; o sub-afloramento de rochas impermeáveis, o que não deixa a água acumular no solo para posterior fornecimento de umidade ao sistema; e a disposição do relevo barrando os ventos úmidos vindos do oceano, este talvez, de menos influência do que afirma o senso comum, visto que na região sudeste, por exemplo, este barramento é bem mais elevado (Serra do Mar em comparação com o Planalto da Borborema) e nem por isso se tem um clima semi-árido predominando.

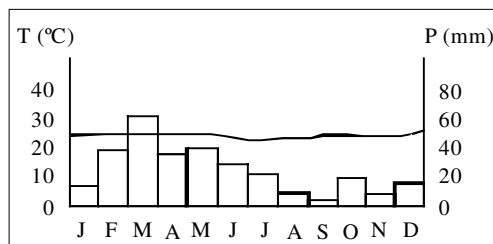


Figura 10.9 Clima Semi-árido – Soledade/BA

Fonte: Ribeiro e Le Sann (1985)

Vale destacar que ocorrem variações bastante significativas dentro de cada um desses grupos ou tipos climáticos, tanto das temperaturas, quanto da pluviosidade ou da distribuição sazonal das chuvas, devido à grande extensão do país combinando vários fatores climáticos com diferentes atuações das massas de ar atuantes.

Utilizando para o país o modelo de classificação climática proposto por Köppen (e adaptações), pode-se ter uma distribuição climática diferente, como observado na Figura 10.10.

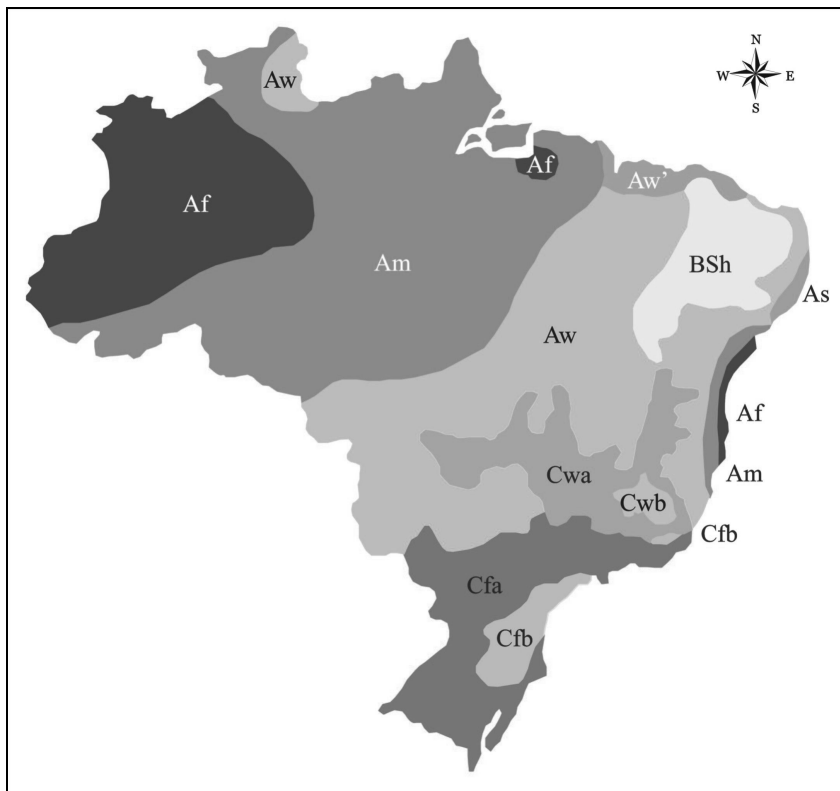


Figura 10.10 Principais tipos climáticos brasileiros – classificação de Köppen
Adaptado de: MEC/FAE (1984)

1 – Aw – Tipo climático quente, com chuvas concentradas no verão e com estação seca, de duração variada, no inverno. Corresponde ao tipo Tropical e domina nas áreas do Brasil Central e Roraima

2 – Aw' – Tipo climático quente com chuvas concentradas no outono e verão. É uma adaptação do modelo original de Köppen, que corresponde ao tipo Tropical (numa de suas variações), dominando áreas do litoral setentrional nordestino e parte do interior da região.

3 – Af – Tipo climático quente e úmido, com chuvas durante todo o ano e que corresponde ao clima Equatorial. Predomina na região noroeste da Amazônia,

por ser a única região em que a mEc atua durante o ano inteiro, litoral nordestino (Bahia, Sergipe) e região próxima à Belém

4 – Am – Tipo climático quente e úmido, com pequena estação seca, corresponde ao tipo Subequatorial. Domina grandes áreas da Amazônia. É um tipo climático de transição entre o Equatorial (Af) e o Tropical (Aw).

5 – As – Outra adaptação do modelo original de Köppen, que corresponde ao tipo Pseudo-mediterrâneo. Ocorre em parte do litoral nordestino. É um clima quente e úmido, com chuvas predominantes de inverno, decorrentes da atuação do 1º ramos da mPa que em contato com a mTa (e mEas), no inverno, provoca chuvas frontais.

6 – BSh – É um tipo climático quente e seco que corresponde ao tipo Semi-árido da classificação genérica. Ocorre destacadamente no Sertão Nordestino, apresentando um período seco de grande duração.

7 – Cfa – Corresponde ao tipo climático Subtropical, sempre úmido e de verões quentes, predominando nas áreas menos elevadas da região Sul.

8 – Cfb – Também correspondente ao clima Subtropical, porém com verões amenos, predominando nos planaltos e áreas de maior altitude das regiões Sul e Sudeste

9 – Cwa – Tipo mesotérmico que apresenta verões quentes e chuvosos, correspondendo ao tipo Tropical de Altitude. Ocorre destacadamente na Região Sudeste.

10 – Cwb – Tipo climático mesotérmico, com chuvas concentradas no verão, apresentando este, temperaturas mais amenas (verões brandos), o que se deve ao fator altimétrico. Ocorre na região Sudeste.

CAPÍTULO 11

EVENTOS ESPECIAIS

11.1 EFEITO ESTUFA

Como didaticamente explicado por Branco (1988), um tipo de impacto ambiental de longo alcance é o Efeito Estufa. Essa denominação não se refere, como se poderia pensar, às estufas elétricas usadas em laboratórios ou em outros estabelecimentos, mas sim às estufas de jardins, pouco utilizadas no Brasil, mas largamente empregadas nos países de clima frio para proteger as plantas do rigor do inverno.

Tais estufas possuem paredes e teto de vidro, e o seu aquecimento se dá devido a uma propriedade interessante do próprio vidro, que embora transparente, é um completo isolante térmico: ele deixa que as radiações do Sol passem para dentro da estufa, mas não deixa que o calor saia do seu interior. Dessa forma, o calor acumula-se, mantendo o interior da estufa cada vez mais quente. Esta propriedade é conhecida dos jardineiros desde o século XV, permitindo que se cultivem plantas tropicais em climas frios como os da Europa.

De acordo com Salgado-Labouriau (1994), as nuvens do céu agem como o vidro da estufa e fazem com que a temperatura na parte baixa da atmosfera aumente. Sem as mesmas nuvens o calor escapa, diminuindo a temperatura. Por isso, durante o inverno, as noites estreladas são mais frias, pois a superfície perde calor pela falta das nuvens.

A atmosfera é praticamente transparente às radiações solares de ondas curtas, mas absorve as radiações infravermelhas emitidas pela superfície terrestre. Os principais absorventes desta energia na atmosfera são o vapor d'água, o ozônio troposférico, o dióxido de carbono e as nuvens. Somente cerca de 6% do infravermelho irradiado pela superfície escapa para o espaço. O resto é absorvido pela atmosfera e re-irradiado pela mesma.

Ainda de acordo com a autora, o efeito estufa é fundamental para a manutenção da vida na Terra. Mede-se este efeito com a comparação entre a temperatura na superfície e a temperatura irradiada. “A temperatura média global da Terra é hoje de +15°C mas a temperatura efetiva de radiação é hoje de

-18°C. Portanto, o efeito-estufa da atmosfera causa um aquecimento de cerca de 33°C”.

A temperatura baixa de Marte é explicada pela ausência quase total de vapor d'água e CO₂ em sua tênue atmosfera. A temperatura altíssima da superfície de Vênus é devida principalmente à quantidade elevada de CO₂ que, pelo efeito estufa, não deixa escapar a maior parte do calor para o espaço.

O ozônio troposférico, o vapor de água e o CO₂ são os constituintes mais importantes na absorção da radiação solar. Entretanto, o metano e as partículas em suspensão como poeira, pólen e rejeitos industriais interagem também na absorção de radiação e os seus efeitos estão sendo muito estudados agora. Os óxidos de nitrogênio estão aumentando em concentração como resultado do processo industrial e pela passagem de aeronaves voando na estratosfera. (SALGADO-LABOURIAU, 1994)

O CO₂ é encontrado naturalmente no ar. Ele entra na atmosfera pela respiração dos seres vivos e pelas emanções de vulcões, gêiseres, etc.

Quando o CO₂ aumenta, a absorção de infravermelho aumenta elevando a temperatura, esta por sua vez aumenta a evaporação da água, elevando a quantidade de vapor d'água. Com isso tem-se um aumento da nebulosidade favorecendo ainda mais o efeito estufa resultando numa “bola-de-neve” que incrementará mais a temperatura média global. Os resultados se farão sentir principalmente na temperatura de verão e no equilíbrio entre água líquida e água em forma de gelo. (SALGADO-LABOURIAU, 1994).

É importante ressaltar, que apesar do alarde atual, a quantidade de carbono no sistema Terra é praticamente a mesma, não há um acréscimo deste com o passar do tempo, o que existe é uma mudança do local onde o mesmo é encontrado. Quando se extraem os hidrocarbonetos do solo e os utilizam em processos de combustão, por exemplo, modificam sua localização, o que estava retido abaixo da superfície é transferido para a atmosfera.

Este processo vem ocorrendo desde a formação do Planeta, quando causas naturais elevavam a concentração de CO₂ e esta por sua vez elevava a temperatura. Contudo, hoje com a evolução dos objetos de técnica, utilizados pela sociedade para a transformação do espaço, há uma mudança mais rápida do local de concentração de certos elementos, acelerando e/ou retardando alguns processos naturais.

Não se discute aqui a notória elevação da temperatura global, o que preocupa é como as informações são passadas e como as mesmas são

utilizadas. A Terra já passou por períodos muito mais frios e muito mais quentes naturalmente (Figura 11.1), a evolução do *Homo sapiens*, inclusive, é fruto destas variações, onde com o resfriamento do final do Mesozóico, que apresentava temperaturas bem superiores às atuais, se tornou inviável a sobrevivência de grandes animais de sangue frio, como os dinossauros. Presume-se que apenas com uma temperatura bem mais elevada que a atual se tornaria possível a existência de grandes animais dependentes da temperatura externa. Com a extinção dos mesmos, houve uma grande evolução dos mamíferos. As oscilações e variações climáticas serão tratadas no capítulo 12.

Outro gás natural que produz o efeito estufa é o metano. Uma molécula de metano (CH_4) é 25 vezes mais eficiente que uma molécula de CO_2 na retenção do calor. O mesmo chega à atmosfera por diferentes maneiras como erupções vulcânicas, bactérias decompositoras, ruminantes, insetos como os térmitas e atividades antrópicas.

Os óxidos de nitrogênio ou NO_x (NO_2 , NO_3 , N_2O) são produzidos pela ação microbiana no solo. Sua capacidade de retenção de calor é 250 vezes mais eficiente que o CO_2 . A queima de vegetação, decomposição de fertilizantes e de resíduos da agricultura e outras atividades podem aumentar significativamente sua concentração.

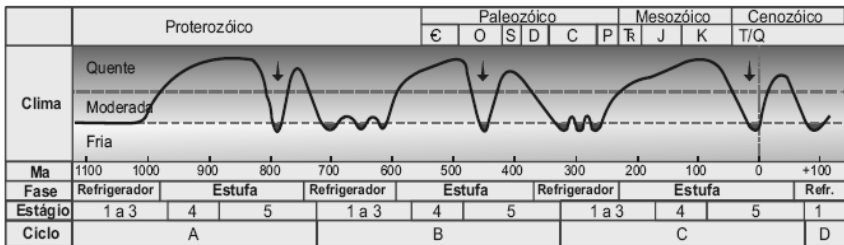


Figura 11.1 As fases do ciclo estufa-refrigerador do clima terrestre e sua relação aos estágios (1-5) dos últimos três ciclos de supercontinentes (A-C). Durante o ciclo A, a Rodínia se fragmenta e parte de seus fragmentos se juntam para formar a Pannótia. Durante o ciclo B, Pannótia se desmantela, fornecendo fragmentos para a formação de Laurêntia e Gondwana, e estes continentes mais outros menores, para construir a Pangea. O ciclo C, ainda incompleto, retrata a fragmentação da Pangea e o início da amalgamação do próximo supercontinente, Amásia.

Fonte: Teixeira *et al* (2000).

11.2 INVERSÃO TÉRMICA

O fenômeno da Inversão Térmica ocorre quando uma camada de ar quente fica sobreposta a uma camada menos quente (mais fria), o que impede a mistura da atmosfera em ascensão vertical.

O referido fenômeno funciona assim: normalmente, o ar próximo à superfície do solo está em constante movimento vertical, devido ao processo convectivo (correntes de convecção). A radiação solar aquece a superfície do solo e este, por sua vez, aquece o ar que o circunda; este ar quente é menos denso que o ar frio, desse modo, o mesmo sobe (movimento vertical ascendente) e o ar frio, mais denso, desce (movimento vertical descendente). O ar frio no que toca a superfície do solo recebe calor do mesmo, esquenta, fica menos denso, então sobe, dando lugar a um novo movimento descendente de ar frio. E o ciclo se repete. O normal, portanto, é que se tenha ar quente numa camada próxima ao solo, ar frio numa camada logo acima desta e ar ainda mais frio em camadas mais altas, porém, em constantes trocas por correntes de convecção.

Na inversão térmica, condições desfavoráveis podem, entretanto, provocar uma alteração na disposição das camadas na atmosfera. Geralmente no inverno, pode ocorrer um rápido resfriamento do solo por uma entrada de massa de ar fria ou um rápido aquecimento das camadas atmosféricas superiores, quando, por exemplo, nas primeiras horas do dia o Sol iluminar as partes mais elevadas em detrimento ao fundo do vale, isso faz com que se tenha a formação de uma camada de ar mais quente nas partes mais elevadas e uma camada mais fria no fundo do vale (Figura 11.2). Quando isso ocorre, o ar quente fica por cima da camada de ar frio, passando a funcionar como um bloqueio, não permitindo os movimentos verticais de convecção: o ar frio próximo ao solo não sobe porque é o mais denso e o ar quente que lhe está por cima não desce, porque é o menos denso.

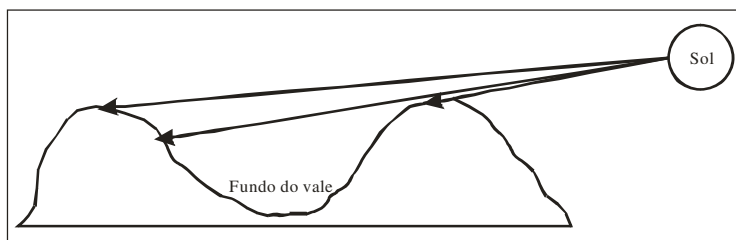


Figura 11.2 Aquecimento das partes superiores do relevo.

11.3 TEMPESTADES TROPICAIS

Nos trópicos, as depressões, anticiclones e frentes, como os que ocorrem nas latitudes temperadas e elevadas, são características mal definidas, com uma notável exceção: a Tempestade Tropical. Elas ocorrem em várias partes dos oceanos tropicais com diferentes denominações: assim, são furacões no Caribe e no oceano Atlântico, ciclones no oceano Índico e Baía de Bengala, tufões nos mares da China e Oceano pacífico, ciclones tropicais ao largo da Oceania, willy-willies na Austrália ou baguiós nas Filipinas (AYOADE, 2003).

A palavra Tufão vem do árabe “Tufan”, que significa inundação, dilúvio, numa clara referência às consequências desse fenômeno. Ciclone vem do grego “Kyklos”, que significa círculo, numa alusão ao seu movimento. Enquanto isso, a palavra furacão tem origem no castelhano “Huracán”, uma denominação dada, nas Antilhas, aos ciclones tropicais que provocam tempestades violentas: “Hunrakén”, era o Deus das tormentas para os índios do Caribe.

As Tempestades Tropicais são centros ciclônicos, quase circulares, com pressão extremamente baixa, na qual os ventos giram em espiral. Seu diâmetro varia de 160 a 650 km e a velocidade de seus ventos varia de 120 a 200 km/h. Desloca-se à uma razão de 15 a 30 km/h. Nunca se originam sobre superfícies terrestres. “De fato, eles enfraquecem quando se movimentam sobre o continente e sobre superfícies aquáticas frias” (AYOADE, 2003).

Identificados no início pelos nomes que caracterizam cada letra do alfabeto na linguagem usada nas comunicações, os furacões passaram a ser batizados com nomes femininos desde que o meteorologista e escritor americano George Stewart chamou de “Maria” a tormenta que é a principal personagem de sua novela “Storm” (Tempestade). Esse hábito persistiu até os anos 70, quando o movimento feminista impôs um rodízio que vigora até hoje: alternadamente, furacões recebem nomes próprios femininos e masculinos, em ordem alfabética (MACHADO, 2001).

Além das águas quentes dos oceanos (acima de 27 graus), um furacão depende de outras duas condições para existir: alta umidade do ar e ventos no mesmo sentido na baixa Troposfera (até 2.000 metros de altitude) e na alta Troposfera (até 10.000 metros).

Sob a influência desses três fatores, um aglomerado de Cumulonimbus viaja, muitas vezes, milhares de quilômetros para se transformar em um furacão. Uma das rotas mais conhecidas no Ocidente, por exemplo, começa na costa oeste da África, onde os aglomerados, empurrados pelos ventos Alísios, cruzam o Atlântico e atingem a escala de furacões (caracterizada por velocidades superiores a 115 km/h) no Caribe. Essa evolução, acompanhada atentamente pelos satélites meteorológicos, dura de quatro a seis dias. Do

Caribe, podem entrar pelo território mexicano ou assolar a costa sul dos Estados Unidos (MACHADO, 2001).

Numa estação de furacões média, que vai normalmente de junho a novembro, mais de 100 perturbações, potencialmente furacões, são observadas no Atlântico, golfo do México e mar das Caraíbas. Destes, cerca de 10 atingem o estado de Tempestade Tropical e apenas cerca de 6 chegam a ser furacões. Uma Tempestade tropical é designada por um nome quando os ventos associados atingem, ou ultrapassam, a velocidade de 62 Km/h. Passa a ser furacão quando os ventos associados aumentam para 119 Km/h (ATKINSON e GADD, 1990).

De certa forma, pode-se resumir a “criação” de um furacão em 7 etapas de acordo com Machado (2001):

- 1) intensa evaporação da faixa tropical, durante o verão, dá origem a grandes aglomerados Cumulonimbus que chegam a medir mais de 10 km de altura;
- 2) o movimento ascendente do ar úmido e aquecido gera uma zona de baixa pressão que atrai o ar das regiões próximas, produzindo, ventos paralelos ao oceano. O movimento de Rotação da Terra faz os ventos girarem horizontalmente, formando um ciclone;
- 3) a torção é transmitida à coluna de ar ascendente e ao aglomerado de nuvens (Cumulonimbus, geralmente cobertos por Cirros);
- 4) os ventos levantam ondas e aumentam a evaporação, alimentando as nuvens com mais umidade;
- 5) à medida que sobe, o vapor d'água se expande, pois a pressão externa é menor nas altas camadas e se transforma em chuva;
- 6) a condensação do vapor d'água aquece a atmosfera e faz a pressão cair ainda mais;
- 7) a velocidade dos ventos aumenta, levando, conseqüentemente, a mais evaporação, condensação, aquecimento e queda de pressão. O furacão atinge sua força máxima.

De acordo com Ayoade (2003), o furacão consiste de dois vórtices separados por uma área central de calmaria conhecida como “olho” (Figura 11.3).

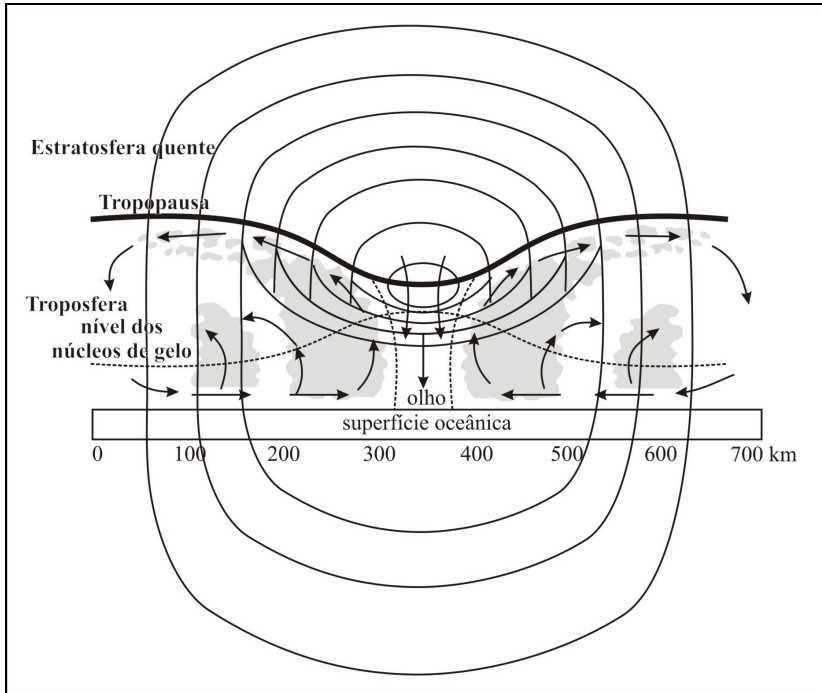


Figura 11.3 Seção transversal através de um ciclone tropical

Fonte: Ayoade (2003)

Quando o centro de um furacão se aproxima, a algumas centenas de quilômetros verifica-se um aumento das nuvens cirros e a pressão atmosférica começa a baixar lentamente. À medida que o centro se aproxima mais, essas nuvens tornam-se mais espessas e mais baixas, com o vento aumentando a força e a chuva começando a cair. Mais perto do centro, o vento aumenta para uma força de furacão, cerca de 100 km/h, por vezes muito mais. Velocidades de ventos persistentes acima de 160 km/h já têm sido registradas em muitas oportunidades. Com os furacões severos, a velocidade do vento está acima do alcance dos anemômetros comuns e estes são destruídos. A chuva torna-se então, torrencial e a pressão cai muito rapidamente. As condições tornam-se cada vez mais violentas até à beira do “olho”. Mas, de repente, há uma súbita calmaria, o vento torna-se leve, a chuva cessa e as nuvens diminuem visualmente. O “olho” pode ter de 8 a 80 km de diâmetro e concede alguns minutos ou até algumas horas de calmaria, enquanto passa sobre uma região. Do ar, esse “olho” parece uma enorme “bacia” circular de nuvens (Figura 11.4). Depois de ter passado, o furacão recomeça subitamente com toda a sua força -

nuvens, chuva e vento como antes, exceto que o vento, então, sopra de uma direção oposta, o que é óbvio, por sua circulação em volta do centro. Depois, o furacão se afasta, a chuva e o vento diminuem gradualmente e a pressão eleva-se rapidamente (MACHADO, 2001).

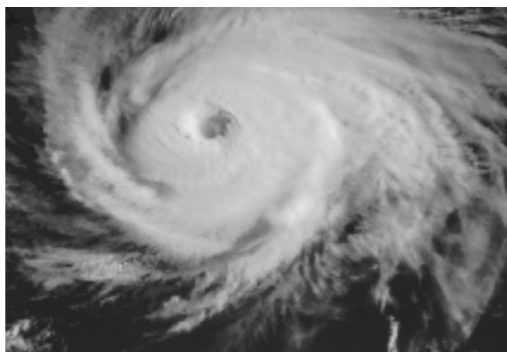


Figura 11.4 Vista superior de um furacão

A maioria dos furacões ocorre no final do verão e do outono, de agosto a novembro no Hemisfério Norte, e de janeiro a maio no Hemisfério Sul. Os ventos do furacão causam enormes danos à edificações, cabos elétricos e telefônicos, à vegetação, residências e às vidas humanas. Outro dos perigos é a agitação do mar causada pelo vento e as ondas que invadem áreas costeiras baixas causando grandes inundações.

Um furacão se extingue em dias ou até horas, ao viajar sobre águas frias ou continente. Isso acontece devido à queda no nível de umidade do ar. Sem o indispensável suprimento de ar quente e úmido, diminui o movimento ascendente e o aquecimento extra por condensação do vapor; a pressão interna aumenta e a velocidade dos ventos cai. Em pouco tempo, a estrutura do vórtice se desorganiza, as nuvens invadem o “olho” do furacão e o aglomerado se espalha e morre (MACHADO, 2001).

11.3.1 TORNADOS

“São considerados como os fenômenos meteorológicos mais violentos, em consequência da alta concentração de energia que envolvem, em dimensões espaciais relativamente pequenas” (VIANELLO & ALVES, 1991). Felizmente, são bastante pequenos em relação aos padrões atmosféricos e as áreas afetadas por eles, são muito limitadas. Um tornado é visto como uma coluna ondulante de nuvens, aparentemente suspensa de uma espessa nuvem escura (Cumulonimbus) e tocando a terra. No seu centro, o ar toma-se rarefeito sob a

influência da força centrífuga e sua pressão cai para quase a metade do seu valor normal. As velocidades dos ventos perto do centro da coluna só podem ser calculadas, pois quaisquer instrumentos na sua proximidade são destruídos, sendo, entretanto, provável que estas velocidades alcancem 480 km/h. A área central que produz danos sérios tem apenas 100 metros de largura, mas à medida que o tornado avança, a coluna deixa atrás de si um longo rastro de destruição completa, numa faixa com aproximadamente essa largura. Os tornados ocorrem em frentes frias, quando o ar quente está muito úmido e instável. Aparecem onde há diferenças extremas entre a direção das massas de ar frio e quente.



Figura 11.5 Tornado

Fonte: CPTEC/INPE (<http://www.cptec.inpe.br/glossario/>).

Os piores tornados ocorrem nos estados do centro-oeste dos Estados Unidos, na primavera/verão (a partir de abril/maio) e, embora menos, também na Austrália e África do Sul. Como citado por Atkinson e Gadd (1990), “os tornados ocorrem com maior frequência nos estados do interior dos Estados Unidos, particularmente do Texas para o Kansas. Também aparecem a leste dos Andes, na Índia Ocidental e, de forma muito mitigada nas ilhas Britânicas”.

Uma escala baseada na velocidade dos ventos identifica a força destrutiva desse evento. A escala dos Tornados (Twister) varia de F1 a F5

(mais raros e mais destrutivos, com ventos de até 512 Km/h - maior registro oficial: 461 Km/h Weather Channel).

Eles têm duração mais efêmera, mas em compensação, os ventos dentro do tornado atingem até 360 quilômetros horários, causando uma destruição maior que a dos furacões, embora muito mais localizada.

11.3.2 TEMPESTADES DE AREIA

Colunas giratórias de ar ocorrem em áreas de deserto e “sugam” grandes quantidades de areia e poeira, sendo chamadas “Diabos de Poeira”. Diferem dos tornados pelo fato de se desenvolverem do solo para cima. Sua causa é a instabilidade causada por calor intenso e, logicamente, intenso aquecimento do deserto pelo Sol.

As tempestades de areia ocorrem em áreas de desertos secos quando as correntes ascendentes, que antecedem a penetração de “frentes frias”, elevam grandes quantidades de areia à alturas de centenas de metros. Sua aparência é a de uma vasta parede de areia avançando ao longo da linha de frente. As tempestades de areia mais conhecidas são as do Saara Oriental e as do Sudão, onde são conhecidas pelo nome de Haboobs (Fig. 11.6).



Figura 11.6 Tempestade de areia (Haboob) ocorrida no Sudão

11.4 EVENTOS OSCILAÇÃO SUL (EL NIÑO E LA NIÑA)

Talvez a melhor maneira de se referir ao fenômeno El Niño seja pelo uso da terminologia mais técnica, que inclui as características oceanicas-atmosféricas, associadas ao aquecimento anormal do oceano Pacífico tropical. O ENOS, ou El Niño Oscilação Sul representa de forma mais genérica um fenômeno de interação atmosfera-oceano, associado a alterações dos padrões normais da Temperatura da Superfície do Mar (TSM) e dos ventos alísios na região do Pacífico Equatorial, entre a Costa Peruana e no Pacífico oeste próximo à Austrália (OLIVEIRA, 2001). O fenômeno atinge seu ápice no final de dezembro, daí seu nome, por acontecer na época do natal.

O La Niña é um fenômeno quase que oposto, ou seja, acontece em função de uma redução acentuada da temperatura das águas desse mesmo local. Da mesma forma, tem suas causas pouco conhecidas, embora também se mostre um evento modificador das condições climáticas globais.

Assim sendo, tanto o El Niño quanto o seu oposto, a La Niña, são resultados de alterações no comportamento normal da chamada “célula de Walker”, circuito de circulação de ventos de sentido oeste/leste e que ocorre normalmente entre o Pacífico Leste (costa Peruana) e Oeste (Indonésia/Austrália), ao sul do Equador. As causas das modificações nessa “gangorra barométrica” é que ainda não são claras, embora saiba-se que estejam envolvidos no processo de aumento e/ou diminuição da temperatura das águas do Pacífico Austral, modificações no comportamento dos ventos Alísios de Sudeste, nas correntes marítimas e nas ressurgências da corrente fria de Humboldt na costa oeste da América do Sul (Equador e Peru).

Situação normal da circulação da Célula de Walker:

Indonésia/Austrália:

- águas quentes ($\pm 25^{\circ}\text{C}$);
- formação de um centro de Baixa Pressão (BP), área ciclônica receptora e ventos de superfície;
- ocorrência de chuvas.

Pacífico Leste/costa sul americana:

- águas frias (correntes frias e ressurgência da Corrente de Humboldt);
- área de alta pressão (AP), anticiclone dispersor de ventos em superfície e com convergência/subsistência de ventos secos;
- poucas chuvas e muita pesca.

Situação de ocorrência de El Niño:

Indonésia/Austrália:

- redução da temperatura das águas do Pacífico ($\pm 22^{\circ}/23^{\circ}\text{C}$);
- enfraquecimento do centro de Baixa Pressão (BP), sendo, às vezes, substituído por um centro de AP;
- enfraquecimento da célula de Walker e mesmo sua inversão;
- diminuição das chuvas e mesmo ocorrência de secas.
- melhora das condições para a pesca
 - modificações climáticas globais

Pacífico Leste/costa sul americana:

- águas mais quentes que o normal (em 1982/83: $5^{\circ}/7^{\circ}\text{C}$ acima da média; em 1997/98: $3,5^{\circ}\text{C}$ acima do normal);
- descaracterização do centro de AP, chegando mesmo a ser substituído por um centro de BP;
- diminuição da ressurgência de águas frias do fundo do oceano;
- aumento da precipitação na costa;
- diminuição da pesca

Situação de ocorrência de La Niña:

Indonésia/Austrália:

- centro de BP mais forte;
- maior aquecimento relativo das águas oceânicas;
- aumento da precipitação;
- intensificação da célula de Walker;
- modificações climáticas globais

Pacífico Leste/costa sul americana:

- fortalecimento do centro de AP;
- águas mais frias que o normal;
- intensificação das secas;

11.4.1 – EFEITOS

Eventos de El Niño e La Niña tem uma tendência a se alternar cada 3-7 anos. Porém, de um evento ao seguinte o intervalo pode mudar de 1 a 10 anos.

Quando da situação do El Niño, pode até mesmo haver uma inversão da Célula de Walker, ou seja, ventos que seguiam da costa da América do Sul para a costa Australiana, em situações normais, fazem o oposto. Graças à mudança dos centros de pressão, seguem da costa oriental da Austrália até a costa ocidental da América do Sul, implicando em mudanças climáticas globais como observado na Figura 11.7.

No Brasil, seus efeitos podem ser assim resumidos de acordo com Oliveira (2001):

- Região Norte – Diminuição da precipitação e secas.
- Região Nordeste – Secas severas.
- Região Centro-Oeste – Não há evidências de efeitos pronunciados de chuvas nesta região. Tendência de chuvas acima da média e temperaturas mais altas no sul do Mato Grosso do Sul.
- Região Sudeste – Moderado aumento das temperaturas médias. Não há padrão característico de mudanças no regime das chuvas.
- Região Sul – Precipitações abundantes notadamente na primavera e inverno. Aumento da temperatura média.

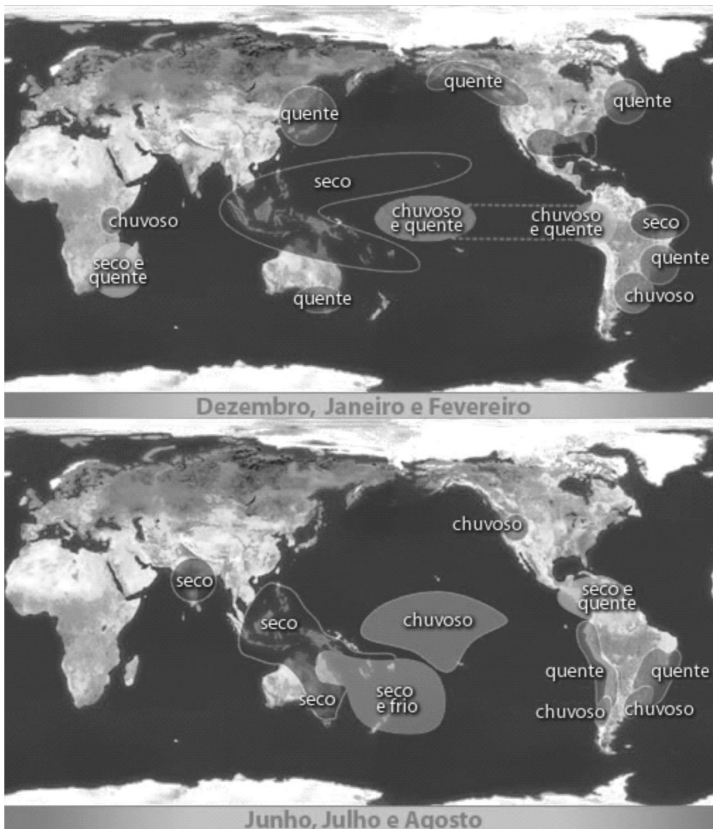


Figura 11.7 Efeitos globais do El Niño

Fonte: Oliveira (2001)

Já durante os episódios de La Niña, ocorre quase que o oposto, a costa sul-americana, que em situações normais, é mais fria que a costa australiana, fica ainda mais fria, em contrapartida, reforçando a área de alta pressão aí observada. Seus efeitos globais podem ser observados na Figura 11.8.

No Brasil, seus efeitos podem ser assim resumidos de acordo com Oliveira (2001):

- Região Norte – Aumento das precipitações.
- Região Nordeste – Aumento das precipitações.
- Região Centro-Oeste – Área com baixa previsibilidade.
- Região Sudeste – Área com baixa previsibilidade.
- Região Sul – Secas severas.

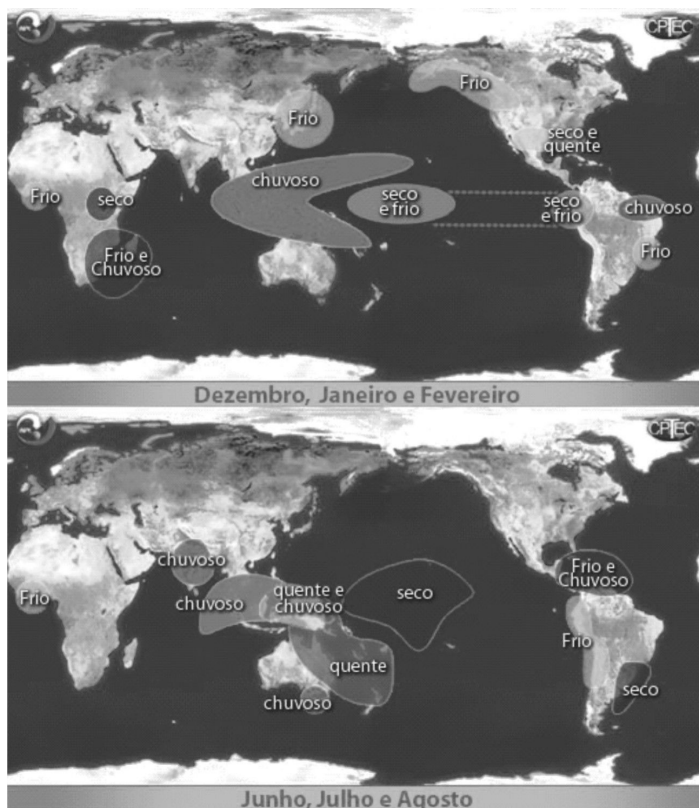


Figura 11.8 Efeitos globais do La Niña

Fonte: CPTEC/INPE (http://www.cptec.inpe.br/enos/globo_la-nina.shtml)

11.4.2 – ORIGENS

Segundo Mendonça e Danni-Oliveira (2007), as pesquisas desenvolvidas até o presente apontam quatro possíveis origens do fenômeno:

- A tese dos oceanógrafos: a origem do El Niño é interna ao próprio oceano Pacífico. Para os oceanógrafos, o fenômeno seria resultante do acúmulo de águas quentes na porção oeste desse oceano devido a uma intensificação prolongada dos ventos de leste nos meses que antecedem o El Niño, o que faz com que o nível do mar se eleve ali em alguns centímetros. Com o enfraquecimento dos alísios de sudeste, a água desliza para leste, bloqueando o caminho das águas frias provenientes do sul.
- A tese dos meteorologistas: a origem do fenômeno é externa ao oceano Pacífico, pois o estudo da atmosfera tropical mostra uma propagação em direção leste das anomalias de pressão em altitude. Essa propagação estaria relacionada a uma acentuação das quedas térmicas sobre a Ásia Central, o que reduz a intensidade da monção de verão na Índia, resultando na formação de condições de baixas pressões mais expressivas sobre o oceano Índico. Os ventos alísios do leste do Índico e do oeste do Pacífico tornam-se, assim, menos ativos e criam condições para a formação do El Niño.
- A tese dos geólogos: o fenômeno do El Niño é derivado de erupções vulcânicas submarinas e/ou continentais. Coincidentemente, os eventos ocorridos em 1982, 1985 e 1991 estiveram relacionados a erupções no México (El Chichón), na Colômbia (El Nevado del Ruiz) e nas Filipinas (Pinatubo), respectivamente. A influência das erupções vulcânicas continentais sobre o El Niño estaria ligada, sobretudo, às cinzas vulcânicas injetadas na Troposfera, o que gera alteração do balanço de radiação na superfície e perturba a circulação atmosférica.
- A tese dos astrônomos: o El Niño está ligado aos ciclos solares de 11 anos.

Essas teses, além de outras de menor difusão, revelam o estágio de elevada especulação dos conhecimentos relativos à origem do El Niño, do que se pode imaginar que todas essas origens sejam possíveis e apresentam uma interação.

CAPÍTULO 12

OSCILAÇÕES E VARIAÇÕES CLIMÁTICAS

O planeta Terra está em constante transformação em suas várias esferas, a litosfera com o movimento das placas tectônicas, a hidrosfera através do ciclo da água, a atmosfera com as variações climáticas e a biosfera com a expansão e contração das áreas ocupadas por determinada espécie ou grupo de espécies.

Nas últimas décadas, vários estudos (HAFFER 1969, AB' SABER 1977, BRADLEY 1985, ABSY *et al.* 1993, TURCQ *et al.* 1993) têm demonstrado que desde sua formação, a Terra vem experimentando de maneira cíclica períodos mais quentes e períodos mais frios.

De acordo com Penteado (1980), em escala geológica, períodos muito quentes (devoniano, jurássico, eoceno) se alternam com períodos muito frios (cambriano, permo-carbonífero, quaternário).

Ainda de acordo com a autora, chamam-se oscilações climáticas os altos e baixos das médias de séries consecutivas de 30 anos. Denomina-se variações climáticas períodos superiores à 30 anos. Oscilações e variações não diferem senão pela amplitude e duração sendo ligadas pelos mesmos processos de circulação geral. Entretanto a maior parte dos meteorologistas usa o termo oscilações precisando sua escala no tempo:

- Oscilações geológicas: os períodos se contam em milhões ou milhares de anos;
- Oscilações climáticas: período de vários séculos, posteriores à última glaciação quaternária;
- Oscilações seculares: períodos de 10, 20, 30 ou 50 anos (considerados no interior de um século);
- Oscilações irregulares: são as oscilações de uma semana a outra, de um mês a outro, de um ano a outro.

Para Tardy (1997), no Permiano, os continentes são agrupados em torno do pólo sul; a atividade tectônica global é desacelerada; o nível dos mares baixo; o clima global (todas as zonas climáticas, sobre terra e sobre mar) frio e seco; as estepes e os desertos são extensos; o pólo sul é o centro de uma vasta

glaciação. O escoamento superficial é modesto; a erosão mecânica e a erosão química são fracas; a pedogênese é refruada; a cobertura vegetal pouco extensa.

No Cretáceo e no Paleoceno, os continentes são divididos; seu centro de gravidade é próximo do Equador; a tectônica global acelera; o teor em CO₂ da atmosfera é 30 vezes mais importante que o conhecido hoje; o efeito estufa é forte; a temperatura global de 25°C, ou seja, 10°C a mais que os 15°C atuais. O clima global é quente e úmido; os desertos pouco extensos; as geleiras ausentes. O escoamento superficial é elevado (50% mais forte que atualmente); a erosão mecânica e a erosão química intensas; a taxa de sedimentação elevada; a pedogênese ativa e as lateritas se desenvolvem sobre grandes extensões; a cobertura vegetal é densa e cobre vastas superfícies nos domínios temperado e equatorial (TARDY, 1997).

Ao longo do Terciário, os continentes são soldados novamente; desta vez, ao redor do pólo norte, enquanto o continente Antártico, de altitude elevada, ocupa o pólo sul. A tectônica global, com exceção de um sobressalto há cerca de 40 Ma, diminui progressivamente. Desenvolve-se grande regressão do nível dos mares. As glaciações se sucedem desde o fim do Eoceno e culminam ao final do Quaternário. A glaciação de Würm foi a mais rude. Os desertos, particularmente o Sahara, expandiram-se em direção ao norte e ao sul; a extensão do Sahara, por exemplo, é máxima há cerca de 20 mil anos. O teor em CO₂ da atmosfera diminuiu; a temperatura global também. O escoamento superficial reduziu-se; a erosão química enfraqueceu consideravelmente, embora a mecânica tenha aumentado em consequência da orogênese alpina; a floresta regrediu (TARDY, 1997).

Oscilações de segunda e terceira ordens vieram se superpor à tendência geral do clima que, de quente e úmido, passou a frio e seco. Tais oscilações foram também produzidas sobre o modo normal, associando estádios glaciais muito frios e secos alternados com interestádios mais amenos e úmidos. É interessante sublinhar que as flutuações dos teores em CO₂ da atmosfera, nas diferentes escalas de tempo consideradas, acompanharam as oscilações da temperatura. Geralmente considerado como especificamente responsável ou como variável explicativa do efeito estufa, o gás carbônico poderia ser visto apenas como uma variável explicada, cujas variações seriam simples consequências e não causas das flutuações de temperatura. As reações no ciclo do carbono, ligadas aos outros ciclos elementares, são tão numerosas e tão imbricadas que apenas se pode abordar simplificadamente. *É preciso ainda investigar* (TARDY, 1997).

Contudo foi durante o período Quaternário, conhecido como “A Grande Idade do Gelo” (SALGADO-LABOURIAU, 1994) que as mais importantes modificações no Sistema Terrestre, sentidas hoje, ocorreram.

No início do Quaternário os continentes já ocupavam a posição moderna e já tinham a forma atual. O período se divide em duas épocas: o Pleistoceno,

com cerca de 1,6 milhões de anos e o Holoceno que inclui somente os últimos dez mil anos.

Ainda de acordo com a autora, “parece que um grande resfriamento no final do Plioceno resultou no avanço dos glaciares (geleiras) em direção às baixas latitudes, em ambos os hemisférios do planeta. Como resultado, teve início a primeira grande glaciação e teria começado o Pleistoceno”.

Durante o Quaternário as glaciações se alternam com períodos interglaciais com duração de 100 mil anos e 20 mil anos respectivamente. Os mecanismos que causaram as grandes mudanças climáticas não são totalmente conhecidos, contudo alguns fatores correlacionados ajudam a explicar estas flutuações.

OSCILAÇÕES MILENARES E SECULARES

O exame das flutuações, desde há 100 anos, do fluxo dos rios do mundo inteiro e das temperaturas anuais sobre o conjunto dos oceanos e dos continentes permite a seguinte síntese: o escoamento continental global (soma dos fluxos de todos os rios e correntes que escoam sobre os continentes) aumentou. Contudo, em certas regiões do globo, o fluxo aumentou durante a primeira metade do século e diminuiu durante a segunda. Em outras regiões, ao contrário, o fluxo diminuiu durante a primeira, mas aumentou durante a segunda metade do século. As oscilações seculares da pluviosidade são compensadas de uma região para a outra. Enfim, o aumento refere-se apenas aos continentes e não aos oceanos, de sorte que nada permite concluir ter a Terra toda se tornado mais úmida. É possível, de fato, que o excesso de pluviosidade sobre os continentes seja compensado por um déficit sobre os oceanos. A escala continental, considerando o conjunto dos continentes, não deve ser confundida com a escala global, ou seja, a escala de todo o Globo Terrestre (TARDY, 1997).

Em 100 anos, na escala anual, as oscilações do fluxo foram muito fortes (mais ou menos 50% de um ano a outro). Todavia, de uma região para a outra, as oscilações não são sincrônicas, mas defasadas. De leste a oeste ou de norte a sul, com efeito, propagam-se ondas de seca e de umidade que constituem a explicação do mecanismo de compensação, tomado em escala continental ou planetária. As ondas defasadas que aparecem como quase cíclicas são, na verdade, policíclicas e reguladas com as frequências de emissão das manchas solares. Sobre o mar, o ritmo das vagas é o mesmo, apesar de, no porto, a posição dos barcos que flutuam não ser idêntica de um ponto a outro; uns se

elevam quando outros se abaixam; uns culminam sobre as cristas enquanto outros estão mais abaixo, entre as cristas (TARDY, 1997).

A temperatura global média aumentou. Entretanto, como para o fluxo (fortemente ligado à pluviosidade), as oscilações seculares são compensadas em escala regional e em escala local. Para a Terra como um todo, de um ano a outro, por exemplo, as flutuações se fazem para 75% no modo normal (quente e úmido contra frio e seco) e para 25% no modo anormal (quente e seco contra frio e úmido) (TARDY, 1997).

As flutuações de temperatura e de umidade são na verdade determinadas pela posição dos anticiclones e das depressões sobre os oceanos e sobre os continentes que, de um mês a outro, de um ano a outro, de um século a outro, ou mesmo de um milênio a outro oscilam em posição, no ritmo e à maneira do SOI (*southern oscillation index* – índice de oscilação sulina – mensageiro do *El Niño*). Esta dança de altas e baixas pressões é determinada pelas *bolhas* de ar polar que, provenientes alternadamente do pólo sul ou do pólo norte, são enviadas mais ou menos distante para o Norte ou para o Sul, em direção ao Equador (LEROUX, 1994).

O estudo da bacia do Amazonas, no Brasil, mostra que com as oscilações climáticas – as quais, como já dito, são fortes – variam os ritmos de consumo de gás carbônico, de mineralização da matéria orgânica, de erosão física e de erosão química. Na escala de uma estação, de um ano e de um milênio, oscilações dos fatores do clima e flutuações dos parâmetros que definem o ambiente são interconectadas (TARDY, 1997).

Tal modelo é aplicável às flutuações do clima dos últimos 20 mil anos que se seguiram à última grande glaciação, denominada glaciação de Würm. Em torno de 18 mil anos para a Europa do Norte e de 16 mil anos para a América do Sul, instala-se um episódio frio e seco, enquanto o Saara encontra-se muito ampliado entre 20 mil e 15 mil anos. Simultaneamente à deglaciação, instaura-se, nas regiões antes geladas, clima ameno e chuvoso (TARDY, 1997).

12.1 CAUSAS DAS VARIAÇÕES CLIMÁTICAS

De acordo com Salgado-Labouriau (1994), os fatores que podem iniciar ou terminar uma glaciação são:

- a) Mudanças no relevo topográfico:

O levantamento de grandes cadeias de montanhas no final do terciário (Andes, Himalaia, Alpes, etc.) iniciaria a glaciação por mudança no padrão dos

ventos e das regiões anticiclônicas. Mais gelo se formaria nos pólos, abaixando o nível dos oceanos representando um aumento das áreas continentais que somado a elevação direta das cadeias de montanhas tem o mesmo efeito climático que se a terra tivesse se elevado.

Este mecanismo poderia explicar uma idade do gelo, mas não sua forma cíclica, pois não foram constatadas mudanças topográficas coincidentes com os ciclos climáticos, por isso o mesmo é combinado com outros mecanismos.

b) Mudanças de radiação por efeito de meteoros

Existe uma camada de pó muito fina ao redor da Terra, são partículas minúsculas de meteoros que entram na atmosfera do planeta e se pulverizam. Se houve um aumento desta camada a radiação solar diminuiria sobre a superfície terrestre, diminuindo a temperatura e iniciando uma glaciação.

c) Mudanças de radiação por efeito de vulcanismo

Com o mesmo argumento anterior procura-se a causa do início de uma glaciação no vulcanismo intenso. As cinzas lançadas por vulcões em grande quantidade pode sim diminuir a radiação solar sobre a superfície, contudo da mesma forma que a poeira dos meteoros, uma atividade vulcânica grande não pode ser a única explicação para o início de uma glaciação, a não ser que a mesma tivesse proporções descomunais. Não há registro de atividades vulcânicas colossais durante o Quaternário.

d) Mudanças na inclinação do eixo de rotação

A inclinação do eixo de rotação da Terra em relação ao seu plano de órbita varia ao longo dos séculos, quanto maior a inclinação, maior será a diferença entre a temperatura do inverno e do verão, com isso teria-se invernos bem mais frios e verões bem mais quentes.

Alguns autores acreditam que durante o Terciário este ângulo de inclinação era nulo, com isso ambos os hemisférios recebiam a mesma quantidade de energia solar, não existindo estações climáticas, no final do período este ângulo teria aumentado, resultando nas quatro estações climáticas. Esta hipótese não é aceita pela maioria dos paleoclimatólogos.

e) O ciclo solar

O Sol é um reator termonuclear cuja energia emitida não é constante, mas obedece a um ciclo de cerca de 11, 12 anos hoje. De todos os efeitos da

maior atividade solar, o mais fácil de observar é a quantidade de manchas solares. Nas fases de ocorrência das mesmas há emissão de maior energia pelo Sol, fazendo com que a energia que atinge a superfície do planeta varie em função da atividade solar.

Com a diminuição da atividade solar, pressupõe-se que diminuiria a temperatura global da Terra desencadeando uma alteração em sua configuração climática.

f) Teoria de Milankovitch

De acordo com sua teoria, Milankovitch diz que a energia global recebida pela Terra e sua distribuição são em função dos parâmetros de movimento orbital do planeta.

As glaciações seriam o resultado principalmente de três parâmetros que modificariam a quantidade de radiação solar recebida, influenciando a configuração climática terrestre.

- Obliquidade da eclíptica – afeta o gradiente térmico sazonal de acordo com a variação da inclinação do eixo de rotação do planeta, esta inclinação varia entre 22,1° e 24,5° em dois ciclos, de 41.000 e de 54.000 anos.
- Precessão dos equinócios – altera a distância entre o Sol e a Terra, a posição dos equinócios (outono e inverno) vai mudando dentro do ano em um ciclo de 22.000 anos. Esta mudança afeta também os solstícios (verão e inverno), quando o solstício de inverno ocorre mais longe do sol (afélio) a Terra recebe menos energia e os invernos são mais rigorosos.
- A excentricidade da órbita terrestre – atualmente a órbita da Terra varia entre 0,00 (circular) e 0,06 (elíptica), em um ciclo de 100.000 e um ciclo de 400.000 anos. Quando a órbita é elíptica a Terra recebe mais 3,5% de energia solar no periélio e menos 3,5% de energia no afélio.

Os três parâmetros orbitais têm ciclos diferentes, com isso a interação entre os mesmos pode reforçar ou suavizar um efeito e o resultado é a maior ou menor energia recebida pela Terra do Sol. De acordo com a hipótese de Milankovitch, quando a recepção de energia chegasse ao mínimo, a Terra entraria em uma “Idade do Gelo”. Em oposição, um interglacial ocorreria quando as três variáveis resultassem em um máximo de ganho energético.

Outros autores incluem entre outros fatores os ciclos do sistema solar principalmente dos grandes planetas, Júpiter, Saturno e Urano. Como todas as forças que envolvem o sistema solar estão interrelacionadas, os parâmetros

orbitais da Terra estão ligados aos dos outros planetas. Quanto mais ciclos entram em fase, maior o efeito sobre o clima global.

Ainda de acordo com a autora, nenhuma das teorias explica todas as glaciações de maneira satisfatória, porém mostram algumas causas de variação do balanço energético que influem diretamente na temperatura da Terra.

g) Movimentação Tectônica

De acordo com Tardy (1997), na escala dos tempos geológicos, o clima dos continentes oscila conforme as flutuações da tectônica global, por várias razões:

- há, inicialmente, razões de posição. Quando os continentes são reagrupados em torno dos pólos, instalam-se naturalmente períodos glaciais, frios e secos. Quando, ao contrário, vastas áreas oceânicas rodeiam os pólos, as condições suavizam-se. Quando os continentes estão localizados em torno dos trópicos e do equador, instalam-se climas quentes. No primeiro caso, a tendência é para a umidade; no segundo, para o caráter seco;

- em seguida razões de configuração. Quando os continentes estão fragmentados, as costas marítimas são longas e os climas são úmidos (sobretudo nas baixas latitudes e sobre as costas orientais); quando os continentes se reagrupam, o clima tende, ao contrário, ao caráter seco, pois as distâncias à costa aumentam. Tal característica é sobretudo marcante ao longo das costas ocidentais e nas latitudes tropicais, onde se localizam os desertos;

- finalmente, razões ligadas à composição química da atmosfera e, particularmente, ao seu teor em gás carbônico. Sua abundância na atmosfera provoca aquecimento e aumento da evaporação sobre as zonas oceânicas tropicais. Por consequência, a evaporação sobre os oceanos provoca um aumento da umidade sobre os continentes, particularmente nas zonas equatoriais e sob as latitudes médias, temperadas. A redução em seu teor, por outro lado, provoca queda na temperatura e umidade globais.

12.2 EFEITOS DAS VARIAÇÕES CLIMÁTICAS

As variações climáticas ocorridas, sobretudo durante o Pleistoceno, trouxeram várias consequências para a superfície terrestre, sendo as principais apresentadas a seguir:

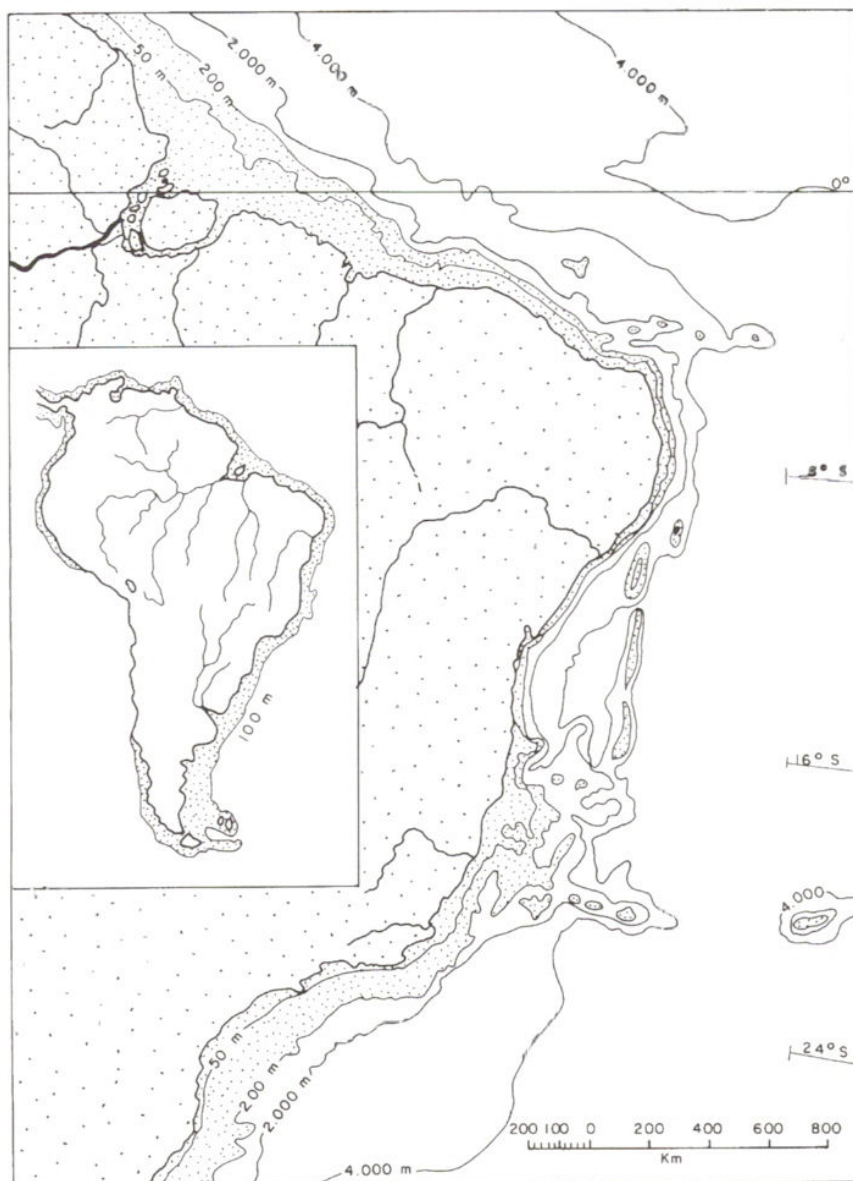


Figura 12.1 Curvas batimétricas no litoral do Brasil

Fonte: Salgado-Labouriau (1994).

a) Mudanças no nível do mar

Durante o Pleistoceno, teve-se períodos mais quentes do que os atuais, com isso houve um derretimento dos glaciares, aumentando o nível do mar em relação ao atual, por outro lado observou-se períodos mais frios também aumentando a porcentagem de água no estado sólido, o que fez com que o nível do mar reduzisse. De acordo com Salgado-Labouriau (1994), o nível do mar baixou entre 70 e 180 metros durante a última glaciação, com isso a maior parte da plataforma continental estaria emersa (Figura 12.1). As ilhas que hoje estão sobre a plataforma estariam interligadas ou fariam parte do continente.

De acordo com a Figura 12.1, a faixa sombreada corresponde aproximadamente à plataforma continental que fazia parte do continente no máximo da última glaciação. Encaixe: a faixa de 100 m de profundidade na América do Sul que deve ter estado acima do nível do mar.

Ao baixar o nível do mar, fauna e vegetação puderam migrar para áreas antes separadas por barreiras, estabelecendo novas pontes, um exemplo deste processo foi que durante a última glaciação o Estreito de Bering era uma ponte de terra, ligando a Ásia à América, rota e período provável para a chegada do *Homo sapiens* no continente americano.

b) Efeitos sobre os continentes

Com o aumento das superfícies dos continentes, tem-se pelo efeito da continentalidade, um maior gradiente térmico sazonal, ou seja, verões mais quentes e invernos mais frios, isto se deve à falta do poder amenizador da água. Como a água demora mais para ganhar e perder calor (maior calor específico), a mesma ao transferir de forma lenta calor para o ar atmosférico, mantém este com uma temperatura mais amena, por outro lado o continente esquenta mais rápido e esfria mais rápido (menor calor específico) resultando em maior amplitude térmica em áreas longe de grandes superfícies hídricas.

c) Efeito sobre a quantidade de água na atmosfera

Com uma menor superfície de água nos oceanos e menor poder evaporativo da radiação solar, diminui a quantidade de vapor de água na atmosfera, diminuindo o índice pluviométrico e a umidade absoluta do ar.

d) Efeitos sobre a distribuição da biota terrestre

De acordo com Haffer e Prance (2002), as variações climáticas provocaram mudanças globais na distribuição de florestas tropicais e demais vegetações não-florestais antes e durante o Cenozóico (Terciário-Quaternário).

Os biomas continentais de florestas e vegetações não-florestais mudaram continuamente sua distribuição durante o seu passado geológico, fragmentando-se em blocos isolados, expandindo-se e juntando-se novamente sob condições climáticas alternadas entre secas e úmidas. Entretanto, durante as diversas fases climáticas, comunidades de plantas e animais fragmentaram-se e as espécies mudaram suas distribuições de maneira individual. Este isolamento promoveu “destinos” evolutivos diferentes para cada fragmento, o que representou um grande número de especiações, originando espécies distintas das antecessoras.

Este fator levou a geração da Teoria dos Refúgios (HAFFER, 1967; VANZOLINI e AB’SABER, 1968; VANZOLINI, 1970; AB’SABER, 1977). Para Viadana (2002), a idéia em síntese da teoria é:

[...] a que flutuações climáticas da passagem para uma fase mais seca e fria durante o Pleistoceno terminal, a biota de florestas tropicais ficou retraída às exíguas áreas de permanência da umidade, a constituir os refúgios e sofrer, portanto, diferenciação resultante deste isolamento. A expansão destas manchas florestadas tropicais, em consequência da retomada da umidade do tipo climático que se impôs ao final do período seco e mais frio, deixou setores de maior diversidade e endemismos como evidência dos refúgios que atuaram no Pleistoceno terminal.

A razão da existência de um clima mais seco e frio no período citado está relacionada com a glaciação de *Würm-Wisconsin*. Durante este período, como já dito, houve uma diminuição da quantidade de água na atmosfera.

No Brasil, de acordo com Silva (2007), a corrente fria das Malvinas ficou mais intensa chegando até o litoral sul do atual estado da Bahia. Toda a faixa litorânea do Brasil sul e sudeste passou a ter influência direta desta corrente fria de maneira semelhante como ocorre hoje nos litorais do Pacífico da América do Sul. Estas faixas de terra, dentre as quais a atual plataforma marinha que então aflorava, eram espaços secos com condições para que as caatingas do nordeste se expandissem (Figura12.2).

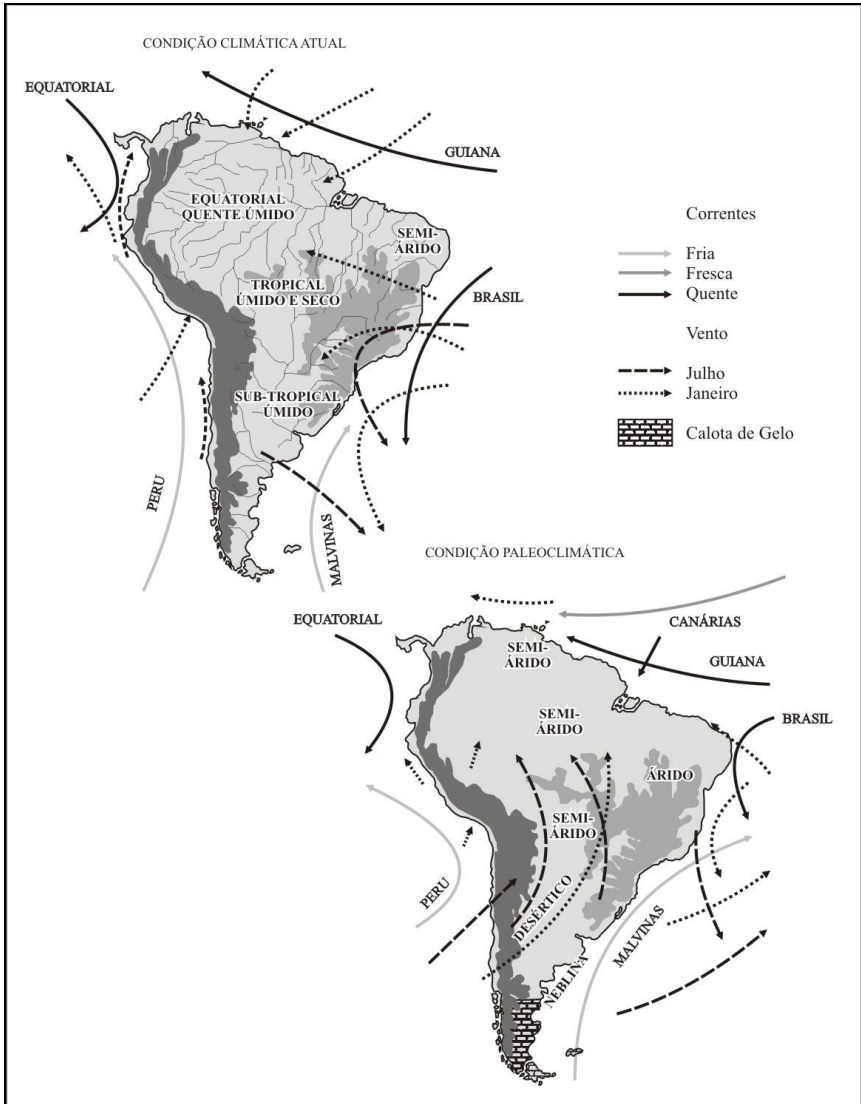


Figura 12.2 Condições climáticas atuais e durante a glaciação de Würm-Wisconsin

Adaptado de: Viadana (2002)

Com esta sensível mudança climática os quadros vegetacionais da América do Sul sofreram uma reconfiguração. Assim, segundo Ab´ Sáber

(1977), as florestas úmidas do litoral atlântico ficaram refugiadas, permanecendo em escarpas mais úmidas de maneira descontínua na Serra do Mar. As temperaturas mais baixas proporcionaram uma expansão das florestas de Araucárias para áreas interiores dos estados do sul e sudeste, além dos campos de altitude. Os *cerrados* resistiram parcialmente ao avanço das caatingas, existindo muitos indícios de sua presença nas depressões interplanálticas do Brasil Central (AB’SÁBER, 2003).

As caatingas, no entanto, se expandiram pelas novas faixas de terras afloradas no litoral, avançando sobre depressões e os locais mais áridos do sul e sudeste. A Amazônia, por sua vez sofreu uma retração e boa parte de seu atual espaço acolheu os *cerrados* (SILVA, 2007).

Ainda de acordo com o autor, com a retomada do clima mais quente, no Holoceno, os processos se inverteram, a umidade passou a favorecer ecologicamente a vegetação então refugiada, numa eventual competição ecológica, e a sua expansão para os espaços então ocupados pela vegetação xerófila.

A retração e avanço dos grandes biomas sulamericanos durante fases de desintegração resistásica e equilíbrio biostático (ERHART, 1966) são responsáveis em grande parte pela riqueza genética dos meios naturais, pois mesmo com a retomada da umidade/acentuação de aridez, muito da vegetação alóctone sobreviveu nos locais onde se manteve um ambiente favorável ao cumprimento de suas funções ecológicas, muitas persistindo até dias atuais, provocando o funcionamento de processos evolutivos complexos (AB’SÁBER, 1992).

CAPÍTULO 13

ESTRUTURA METEOROLÓGICA

Sobre as observações de superfície é importante atentar para o que está disposto no Manual de Observação (Ministério da Agricultura, 1969):

Uma observação meteorológica de superfície consiste na medição ou determinação de todos os elementos que em seu conjunto, representam as condições meteorológicas num momento dado e em determinado lugar, utilizando instrumental adequado e valendo-se da vista. Estas observações, realizadas em forma sistemática, uniforme, ininterrupta, e em horas estabelecidas, permitem conhecer as características e variações dos elementos atmosféricos, os quais constituem os dados básicos para a confecção de cartas de previsão do tempo, para o conhecimento do clima, para investigação das leis gerais que regem fenômenos etc. As observações devem ser feitas, invariavelmente, nas horas indicadas e sua execução terá lugar no menor tempo possível. É de capital importância prestar atenção a estas duas indicações porque o descuido das mesmas dará lugar, pela constante variação dos elementos, à obtenção de dados que, por serem tomados a distintas horas, não podem ser comparáveis. A definição acima, por si mesma, exclui qualquer possibilidade de informação com caráter de previsão de condições futuras do tempo por parte do observador. Com isso, deve ficar claro que o observador, ao preparar uma observação meteorológica de superfície, deverá se restringir a informar as condições de tempo reinantes no momento de observação. Não lhe é

facultado informar o tempo que ocorrerá em momento futuro, mesmo que sua experiência e conhecimentos pessoais lhe permitam prever mudanças importantes no tempo.

Como já visto, uma observação é composta de vários elementos, alguns dos quais são obtidos por observação visual direta do fenômeno, e outros obtidos por leituras e indicações de instrumentos especiais.

As observações para fins sinópticos, em qualquer lugar do mundo, são feitas de acordo com a hora universal. As horas padrões fixadas são TMG e não hora local, o que no caso de grande parte do território Nacional (em função do fuso horário no qual está incluída) compreende leituras diárias às 9:00, às 15:00 e às 21:00, à exceção da época em que está vigorando o Horário de Verão, quando as leituras são realizadas às 10:00, às 16:00 e às 22:00, mantendo-se assim, um padrão internacional de observações, ou seja, às 12:00, às 18:00 e às 24:00 TMG.

No Brasil, as observações meteorológicas em escala nacional são feitas pelos Ministérios da Agricultura, Aeronáutica e Marinha. As observações dos Ministérios da Aeronáutica e da Marinha visam interesses específicos de navegação aérea e marítima. O Ministério da Agricultura, através do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET), é o responsável pela coordenação e desenvolvimento das atividades meteorológicas no país. Em escala mundial, o INMET é o representante do Brasil na Organização Meteorológica Mundial (OMM), que é responsável pela coordenação das atividades meteorológicas no mundo.

A Meteorologia só chegou de fato ao Brasil em 1909, com a criação da Diretoria de Meteorologia e Astronomia do Ministério da Agricultura, Indústria e Comércio. Hoje, as previsões do tempo em todo país são responsabilidade do Instituto Nacional de Meteorologia, vinculado ao Ministério da Agricultura.

O INMET possui uma estrutura composta de um órgão central e 10 órgãos regionais ou Distritos de Meteorologia. Cada Distrito de Meteorologia é constituído de uma sede, de Agências Estaduais de Meteorologia, de Estações Meteorológicas, e de Telecomunicações. Na sede do Distrito, além da seção de apoio administrativo, existem as seções técnicas de observações meteorológicas, de previsões do tempo e de telecomunicações.

Para que as observações meteorológicas cheguem rapidamente aos Centros de Análise Meteorológica, os Serviços de Meteorologia precisam estar dotados de eficiente rede de telecomunicações.

Consta do Centro Regional de Comunicações, localizado em Brasília, 5 Centros Coletores, 9 Sub-centros Coletores e mais de 400 Estações Terminais. Os Centros Coletores estão localizados nas cidades de Belém, Recife, Porto Alegre, Rio de Janeiro e Cuiabá. Os Sub-centros Coletores estão localizados

nos municípios de Rio Branco, Manaus, Floriano, Fortaleza, Salvador, Belo Horizonte, São Paulo, Curitiba e Florianópolis. As Estações Terminais estão localizadas nas Estações Climatológicas Principais e Ordinárias.

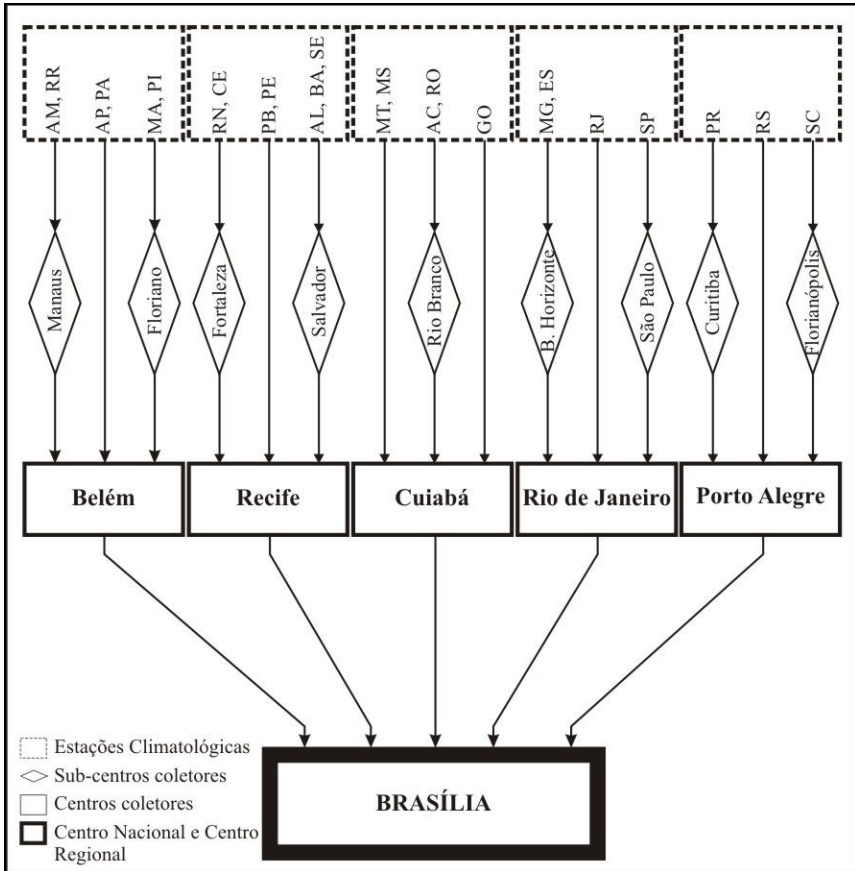


Figura 13.1 Fluxograma das observações meteorológicas realizadas no Brasil
Fonte: Vianello e Alves (1991)

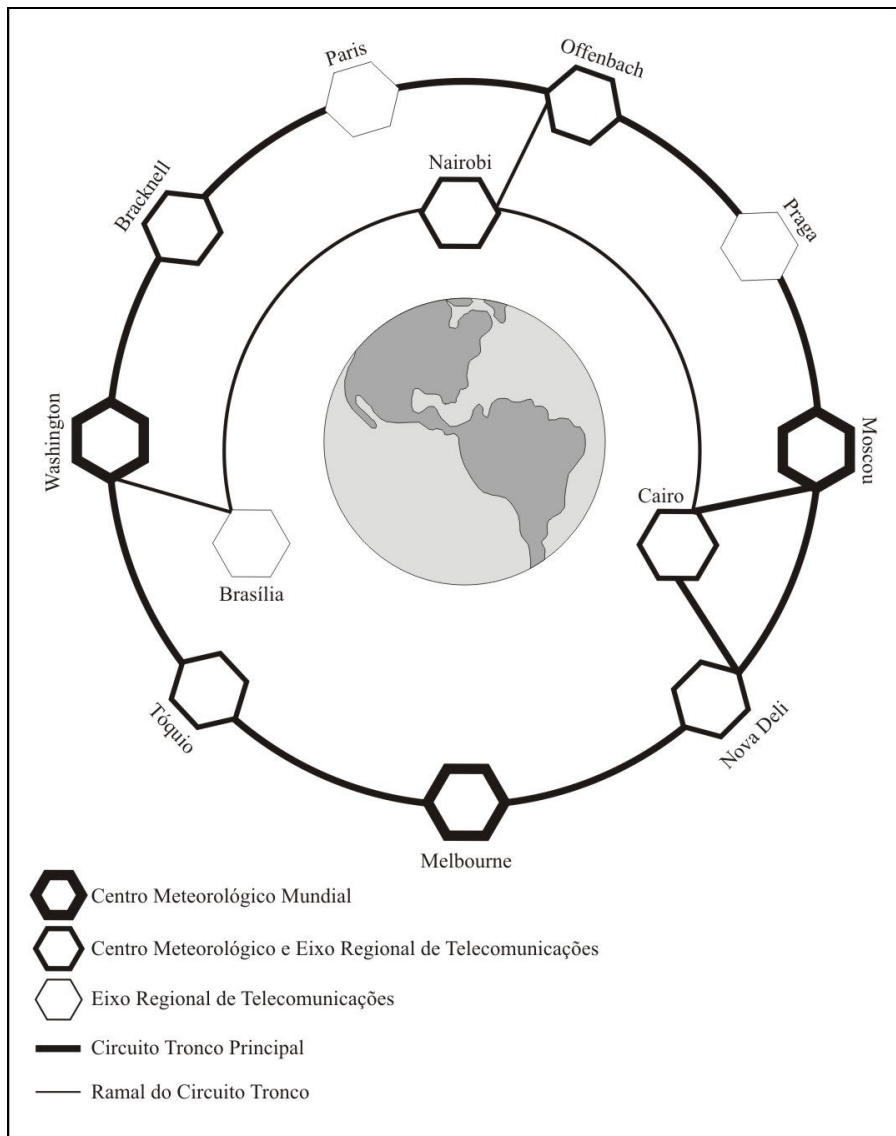


Figura 13.2 Sistema Global de telecomunicação meteorológica

Fonte: Tubelis e Nascimento (1984)

Nas Estações Terminais as observações meteorológicas e as condições de tempo são transformadas em mensagem, que é transmitida por telefone ou fax aos Centros ou Sub-centros Coletores. Estes reúnem as mensagens em boletins ou coletivos parciais e os transmitem para os Centros Coletores. Os Centros Coletores reúnem os coletivos parciais em forma de coletivos territoriais e os transmitem ao Centro Regional de Telecomunicações de Brasília. O Centro Regional de Telecomunicações de Brasília, recebendo os coletivos territoriais, organiza o coletivo do Brasil (Figura 13.1). Após receber os coletivos dos centros Meteorológicos Regionais da Argentina e Venezuela organiza o coletivo da América do Sul. Este coletivo é fornecido ao Centro de Análise e Previsão do INMET e é transmitido ao Centro Meteorológico Mundial de Washington (EUA), que troca estas informações com os outros dois centros meteorológicos mundiais, localizados na Austrália e na Rússia.

O sistema global de telecomunicação meteorológica, do Programa de Vigilância Meteorológica Mundial, é formado por um circuito tronco principal que interliga os Centros Meteorológicos Mundiais de Washington, Moscou e Melbourne (Austrália) (Figura 13.2).

Classificação das estações meteorológicas de superfície quanto à finalidade:

a) Estação sinótica = objetiva a previsão do tempo. As medições realizadas são direção e velocidade do vento, temperatura do ar, umidade relativa do ar, chuva, pressão atmosférica, nuvens, geadas. As leituras são realizadas às 9, 15 e 21 horas.

b) Estação climatológica = tem por finalidade obter dados para determinar o clima de uma região, após um histórico de no mínimo 30 anos de observação. As medições realizadas são direção e velocidade do vento, temperatura do ar, umidade relativa do ar, chuva, pressão atmosférica, nuvens, geadas, temperatura do solo, evapotranspiração, orvalho, evaporação e radiação solar. As leituras são realizadas às 9, 15 e 21 horas.

c) Estação agroclimatológica = tem por finalidade fornecer informações para estudar a influência do tempo (elementos meteorológicos) sobre as culturas, além de realizar observações que determinam o crescimento e desenvolvimento das culturas.

O local de instalação da Estação deve ser representativo da região. Tem abrangência de cerca 150 km² ao redor da estação. Requisitos da área:

a) exposição aos ventos gerais da região, não deve-se instalar em fundo de vale;

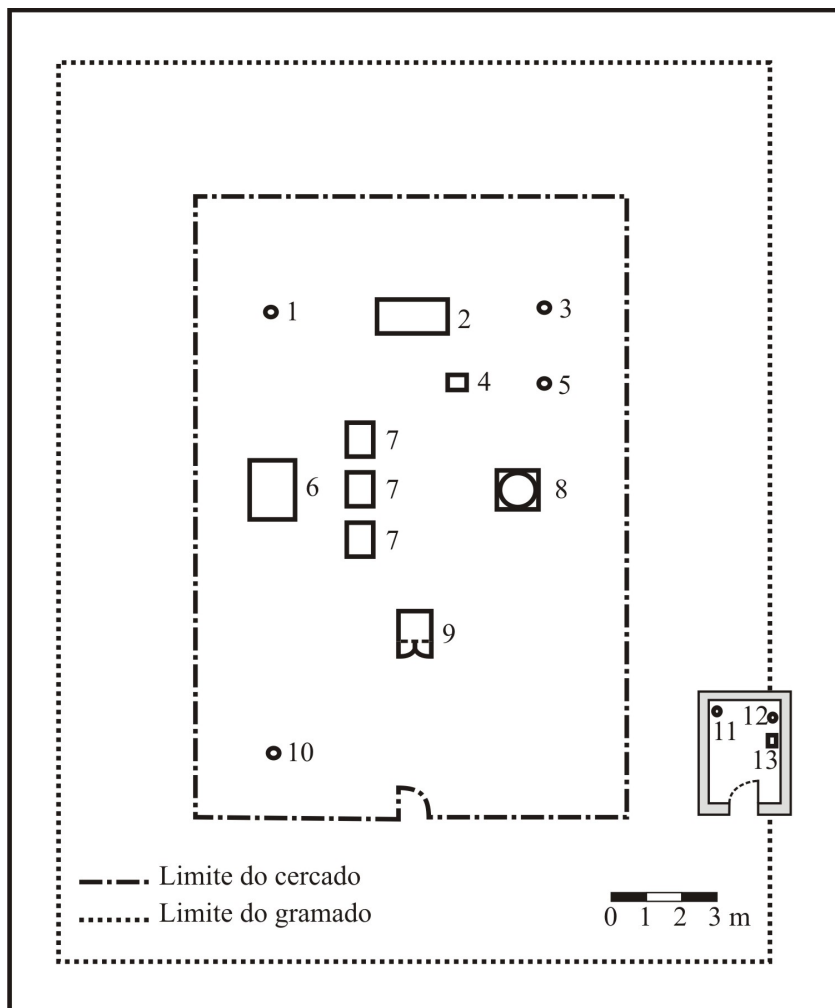


Figura 13.3 Planta baixa de uma Estação Climatológica e respectivos instrumentos: 1 – Heliógrafo e Actinógrafo; 2 – Conjunto de Geotermômetros; 3 – Pluviógrafo; 4 – Orvalhógrafo; 5 – Pluviômetro; 6 e 7 – Evapotranspirômetro (6 – Poço de coleta e 7 – Canteiros irrigáveis); 8 – Tanque de evaporação; 9 – Abrigo meteorológico; 10 – Anemômetro e catavento de leitura instantânea; 11 – Anemógrafo universal; 12 – Barômetro padrão; 13 – Barógrafo.

Fonte: Vianello e Alves (1991)

b) deve apresentar horizontes amplos, ou seja, não podem ter barreiras que impeçam a incidência da radiação solar ou que modifiquem o vento;

c) distante de cursos d'água pois modificam o balanço de energia;

d) o solo deve ser representativo da região, plano, que não acumulem água e deve ser gramada a fim de minimizar os efeitos das diferentes texturas.

A grama deve ser cortada periodicamente a fim de se manter a 10 cm evitando-se o sombreamento de equipamentos como por exemplo o radiômetro de Gun-Belani. Os equipamentos devem ser calibrados periodicamente. Cercas e mourões devem ser pintados de branco e as portas da estação e do abrigo devem ser mantidas fechadas.

A área que os aparelhos devem ocupar deve ser tal que evite o sombreamento ou interferência de um equipamento sobre outro (Figura 13.3). A estação deve ser cercada a fim de evitar animais na área. A tela deve ser de arame galvanizado com malha de 5cm e 1,5m de altura (OMM). O terreno deve ser plano, gramado e bem drenado. Junto a estação deve existir uma casa de alvenaria que tem por finalidade conter os instrumentos de medida de pressão, além do rádio amador.

Na porção norte devem ficar os instrumentos que não podem ser sombreados como o heliógrafo, actinógrafo, geotermômetros, tanques de evaporação, pluviômetros e evapotranspirômetros. Na porção central deve ser instalado o abrigo meteorológico, o qual deve ter a porta voltada para o sul. Na porção sul devem ser instalados os aparelhos mais altos como, por exemplo, o anemômetro.

13.1 PRINCIPAIS INSTRUMENTOS

1 - Heliógrafo de Campbel-Stokes



Fonte: LabCAA

Aparelho que mede a Insolação, ou seja, mede o intervalo de tempo de céu descoberto quando o Sol se encontra acima do horizonte. (em horas).

Compõem-se de uma perfeita esfera de cristal suspensa em suporte semicircular, tendo por baixo uma armação metálica em forma de concha, na qual existem seis ranhuras onde são colocadas as tiras de papelão. A tira curva comprida é utilizada da metade de outubro até o fim de fevereiro. A tira reta é utilizada do princípio de março até o meado de abril e do princípio de setembro até a metade de outubro. A tira curva curta é utilizada da metade de abril até o fim de agosto.

2 - Conjunto de Geotermômetros



Determina a temperatura do solo. Consiste em uma haste de vidro que apresenta uma saliência que é o ponto de referência que deve ficar na superfície da terra. É fixado em suporte específico. Apresenta um bulbo que deve ser

enterrada no solo a profundidade desejada. As profundidades mais comuns são: 2,5; 10 e 20 cm na disposição leste/oeste. A menor profundidade deve ser colocada no lado oeste. A extremidade superior da haste deve apontar para o norte. A variação da medição é de -13 a 60°C, com subdivisões de 0,2 °C, podendo-se estimar até 0,1 °C.

3 - Pluviógrafo



Registrar a cada instante de tempo a precipitação pluvial, informando sobre o total de chuva e a intensidade (mm/h). Consiste em uma boca de captação de 200 cm² que vai descarregar a água em um depósito que possui uma bóia. À medida que o depósito se enche de água, a bóia se eleva, acionando uma pena que registra a precipitação num gráfico acoplado em um tambor. O tamanho do depósito é limitado em 10 mm. Na extremidade inferior possui um sifão para escoar a precipitação captada.

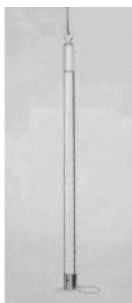
4 - Pluviômetro



Mede a quantidade de precipitação pluvial (chuva), em milímetros (mm). A altura de chuva é dada pela razão entre o volume inicial e a superfície em

questão. O recipiente é tronco cônico com área de captação e torneira na parte afunilada inferior.

5 - Evaporímetro de Pichè



Mede a evaporação - em mililitro (ml) ou em milímetros de água evaporada - a partir de uma superfície porosa, mantida permanentemente umedecida por água. Tubo cilíndrico em vidro de 35 cm de comprimento e 1,5 cm de diâmetro externo. Graduado em 30cm³ com divisões a cada 0,1 cm³.

6 - Tanque de Evaporação



Serve para determinar a capacidade evaporante da atmosfera a fim de medir a evaporação de uma superfície livre de água. Tem diâmetro de 1,219 m por 25,4 cm de altura feito de chapa galvanizada número 22. Assentado sobre caibros (estrado) nivelados com vãos cheios de terra. É constituído ainda por: Poço tranqüilizador: nivelado, onde se faz a leitura com aparelho chamado micrômetro de gancho assentado em cima do poço tranqüilizador.

Em casos especiais deve-se colocar tela de arame hexagonal para evitar entrada de galhos, folhas e pássaros. Nesse caso deve-se fazer a correção da leitura. Outro tanque deve estar junto a fim de servir de depósito de água.

No tanque principal deve-se ter um termômetro de máxima e mínima flutuando sobre a água do mesmo. É necessário um anemômetro para medir a velocidade do vento.

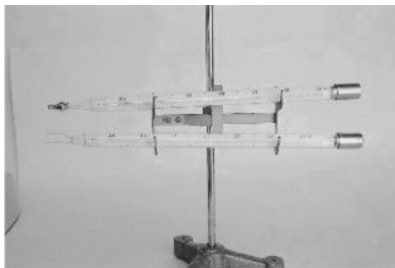
Manejo e operação – enche-se o tanque até 5 cm da borda superior. O nível de medida permitida é 7,5 cm a partir da borda superior, ou seja, a cada 25 mm de evaporação deve-se recolocar água no mesmo.

7 - Abrigo Meteorológico



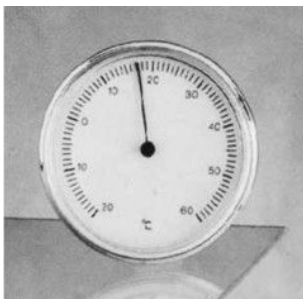
O Abrigo encontra-se a uma altura padrão, de 1,5 metros e é construído por ripas de madeira branca, que permitem uma ventilação natural e ao mesmo tempo permitem criar condições de sombra. Alguns instrumentos são contidos no seu interior:

7.1 - Termômetro de Máxima e Mínima



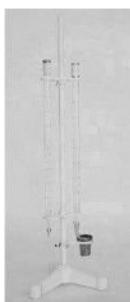
Registram as temperaturas máxima e mínima do ar ($^{\circ}\text{C}$), ocorridas no dia.

7.2 - Termômetro



Indica a temperatura do ar.

7.3 - Psicômetro



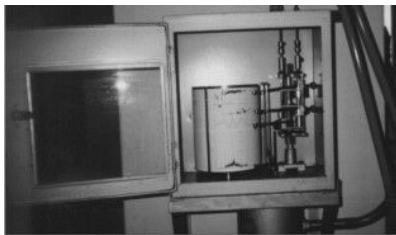
Mede a umidade relativa do ar - de modo indireto - em porcentagem (%).
Compõe-se de dois termômetros idênticos, um denominado termômetro de bulbo seco, e outro com o bulbo envolvido em gaze ou cadarço de algodão mantido constantemente molhado, denominado termômetro de bulbo úmido.

8 - Anemômetro e Catavento



Mede a velocidade do vento (em m/s) e também a direção (em graus). O Catavento consta de um vão metálico o qual tem em uma extremidade terminal em forma de cone que indica o sentido de onde vem o vento e na outra extremidade duas aletas separadas por um ângulo de 22° . O conjunto é móvel juntamente com um ponteiro que indica sobre uma parte fixa a direção do vento. Na parte fixa estão os pontos cardeais e os números representativos da direção do vento. O Anemômetro constitui-se de três a quatro conchas, instaladas sobre um eixo vertical fixado a uma engrenagem que movimenta um mostrador. Os dados são acumulados e divididos pelo período.

9 - Anemógrafo



Registra continuamente a intensidade do vento bem como a direção e o sentido.

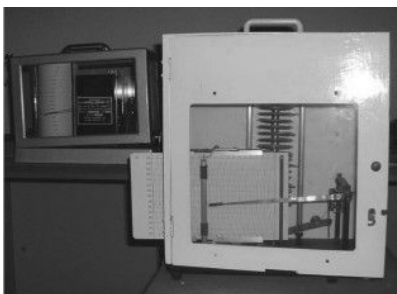
Estrutura Meteorológica

10 - Barômetro



Mede a pressão atmosférica em coluna de milímetros de mercúrio (mm Hg) e em hectopascal (hPa).

11 - Barógrafo



Registra a pressão atmosférica ao longo do dia

12 - Termohigrográfo



Registra continuamente a temperatura do ar e umidade relativa do ar à sombra

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AB'SABER, A.N. A teoria dos refúgios: Origem e significado. **Revista do Instituto Florestal**, Edição especial, São Paulo, março de 1992.
- AB'SABER, A.N. Espaços ocupados pela expansão dos climas secos na América do Sul, por ocasião dos períodos glaciais quaternários. São Paulo: IGEOG-USP - **Paleoclimas** 3: 1-19p. 1977.
- AB'SABER, A.N. **Os domínios de natureza no Brasil: potencialidades paisagísticas**. São Paulo: Ateliê Editorial, 2003. 159p.
- AB'SABER, A.N. Razões da retomada parcial de semi-aridês Holocênica, por ocasião do "Ótimum Climaticum". **InterFácies** (8), IBILCE, São José do Rio Preto, 1980.
- ABSY, M. L. et al. A história do clima e da vegetação pelo estudo do pólen. **Ciência Hoje**, 16:26-30. 1993.
- ARGENTIÈRE, R. **A atmosfera**. São Paulo: Pinçar, 1960. 248p.
- ATKINSON, B.W. e GADD, A. **O tempo**. São Paulo: Círculo de Leitores, 1990. 164p.
- AYOADE, J.O. **Introdução à climatologia para os trópicos**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2003. 332p.
- AZEVEDO, A (org). **Brasil: a terra e o homem**. São Paulo: Editora Nacional, 1968. 608p.
- BAGNOULS, F. e GAUSSEN, H. Les climats biologiques et leurs classifications. **Ann. Géogr.** 66: 193-220. 1957.
- BARBOSA, L.B. e ZAVATINE, J.A. Dinâmica pluvial e movimentos de massa: considerações iniciais a respeito de um estudo de caso, região noroeste da área urbana em Juiz de Fora - MG. In. **IV Simpósio Brasileiro de Climatologia Geográfica - Clima e Ambiente**, 2000. Rio de Janeiro: Anais... UERJ, 2000. CD-ROM
- BARRY, R.G. e CHORLEY, R.J. **Atmosphere, weather and climate**. Londres: Methuen, 1976. 409p.

Referências Bibliográficas

- BERGER, A. et al. Insolation and Earth's orbital periods. **Journal Geophysical Research** **98** (D6), 10341-10362p. 1993.
- BLOOM, A.L. **A Superfície da Terra**. São Paulo: Edgard Blüsher, 1988. 184 p.
- BRADLEY, R.S. **Quaternary Paleoclimatology: Methods of Paleoclimatic Reconstruction**. Boston, Allen & Unwin. 1985. 472 p.
- BRANCO, S.M. **Água: origem, uso e preservação**. São Paulo: Moderna, 1988. 96p.
- BRANCO, S.M. **O meio ambiente em debate**. São Paulo: Ed. Moderna, 1988. 88p.
- BUDYKO, M.I. **The heat balance of the Earth's surface**. Washington, D.C.:U.S. Department of Commerce, 1956. 259p.
- CPTEC/INPE. **Princípios de meteorologia e meio ambiente**. Disponível em <http://www.cptec.inpe.br/glossario/> acessado em: 16/06/2008.
- DOMINGUEZ, A. **A formação da Terra**. Rio de Janeiro: Salvat, 1979. 146p.
- ERHART, H. A Teoria Bio-resistásica e os problemas biogeográficos e paleobiológicos. Campinas: **Notícia Geomorfológica**, nº 11, p.51-58, 1966.
- FERREIRA, C.C.M. **As Precipitações no Município de Juiz de Fora. 1992**, 89f. Monografia (Bacharelado em Geografia). Universidade Federal de Juiz de Fora, Juiz de Fora: 1992.
- FLOHN, H. Neue Auschavygen über die allgemeine zirulation der atmosphäre und ihre klimatische bedeutung. **Erdkunde**, 4, 141-162p. 1950.
- FORSDYKE, A.G. **Previsão do tempo e clima**. São Paulo: Melhoramentos, 1969. 159p.
- GALETI, P.A. **Conservação do solo, reflorestamento, clima**. Campinas: ICEA, 1989. 286p.
- GONÇALVES, C.W.P. e BARBOSA, J.L. **Geografia hoje**. Rio de Janeiro: Ao Livro Técnico, 1989. 176p.
- GOODY, R.M. e WALKER, J.C.G. **Atmosferas planetárias**. São Paulo: Edgar Blucher, 1975. 140p.
- GUERRA, A.J.T. e GUERRA, A.T. **Novo dicionário geológico geomorfológico**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1997. 652p.

- HAFFER, J. e PRANCE, G. T. Impulsos climáticos da evolução na Amazônia durante o Cenozóico: sobre a teoria dos Refúgios da diferenciação biótica. **Estudos Avançados**, v.16, nº46, p.175-206. 2002.
- HAFFER, J. Speciation in Amazonian forest birds. **Science** 165: 131-137p. 1969.
- HARDY, R. et al. **El libro del clima**. Madrid: Hermann Blume, 1983. 224p.
- HOLDRIDGE, L.R. Determination of world plant formations from simple climatic data. **Science**: New York, v.105, n.2727, p.367-368. 1947.
- HUGGET, R. J. **Geocology: an evaluation approach**. Londres: Editora London, 1995. 320 p.
- IBGE. **Atlas geográfico escolar**. Rio de Janeiro: IBGE, 2006. 214p.
- IBGE. **Mapa Brasil climas**. Escala 1:5.000.000. Rio de Janeiro: IBGE, 1978.
- KERROD, R. **The universe**. Milan: Warwick Press, 1976. 160p.
- KÖPPEN, W.P. Klassifikation der Klimate nach Temperatur, Niederschlag und Jahreslauf. **Petermanns Geog. Mitt.**, 64, 193-203p.; 243-248p. 1918
- KOTTEK, M., J. et al. World Map of the Köppen-Geiger climate classification updated. Berlim: **Meteorologische Zeitschrift**, 15, 259-263p. 2006
- LEINZ, V. e AMARAL, S.E. **Geologia Geral**. São Paulo: Nacional, 1970. 399p.
- LEPSCH, I.F. **Formação e conservação dos solos**. São Paulo: Oficina de Textos, 2002.178p.
- LOVELOCK, J.E. **The Ages of Gaia: a Biography of our living Earth**. New York: W.W. Norton & Company, Inc. 1989. 305p.
- MACHADO, P.J. de O. **Meteorologia - Notas de Aula**. Juiz de Fora: DGEO - ICH - UFJF. 76p.
- MACHADO, P.J. de O. **Climatologia - Notas de Aula**. Juiz de Fora: DGEO - ICH - UFJF. 84p.
- MARTINS, E.C.R. **O universo - os astros, a Terra e o homem**. Rio de Janeiro: Francisco Alves, 1970. 288p.
- MARTINS, L. A. **A temperatura do ar em Juiz de Fora - MG: influências do sítio e da estrutura urbana**. 1996, 168 f. Dissertação (Mestrado em Geografia) Universidade Estadual de São Paulo - IGCE, Rio Claro: 1996.
- MEC/FAE. **Atlas geográfico**. Rio de Janeiro: FAE, 1984. 114p.

Referências Bibliográficas

- MENDONÇA, F. A.; DANNI-OLIVEIRA, I. M. **Climatologia: Noções básicas e climas do Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, 2007. v. 1. 208p.
- MESQUITA, S. C. P. F. **Modelação Bioclimática de Portugal Continental**. 2005, 129 f. Dissertação (Mestrado em Sistemas de Informações Geográficas) Universidade Técnica de Lisboa. Instituto Superior Técnico, Lisboa: 2005.
- MILLER, A.A. **Climatologia**. Barcelona: Omega, 1982. 379 p.
- MINISTÉRIO DA AGRICULTURA. **Atlas internacional de nuvens**. Rio de Janeiro: Ministério da Agricultura, 1956. 72p.
- MINISTÉRIO DA AGRICULTURA. **Manual de observação de superfície**. Brasília: Ministério da Agricultura, 1969. 98p.
- MOLION, L. C. B. A Amazônia e o clima da terra. Rio de Janeiro: **Ciência Hoje**, 8: 42-47p. 1988.
- MONTEIRO, C.A. de F. Sobre o Índice de Participação das Massas de Ar e suas Possibilidades de Aplicação à Classificação Climática. In: **Revista Geográfica**, Rio de Janeiro, v.33, n. 61, p. 59-69, jul./dez, 1964.
- MOTA, S. **Planejamento urbano e preservação ambiental**. Fortaleza: PROEDI, 1981. 242p.
- NIMER, E. **Climatologia do Brasil**. Rio de Janeiro: Fundação IBGE, 1989. 421p.
- OLIVEIRA, G. S. **O El Niño e Você - o fenômeno climático**. São José dos Campos: Editora Transtec, 2001.
- OLIVEIRA, R. R; et al. Significado ecológico da orientação de encostas no Maciço da Tijuca. Rio de Janeiro: **Oecologia Brasiliensis**, vol 1, p. 523-541, 1995.
- PÉDELABORDE, P. **Le climat du Bassin parisien. Essai d'une méthode rationnelle de climatologie physique**. Paris: Atlas, 1957. 539p.
- PEEL, M. C., FINLAYSON, B. L., and MCMAHON T. A. **Updated world map of the Köppen-Geiger climate classification**. Hydrology and Earth System Sciences Discussions, 4: 439-473p. 2007.
- PENTEADO, M.M. **Fundamentos de Geomorfologia**. Rio de Janeiro: IBGE, 1980. 154p.
- PISIAS, K.G. e IMBRIA, J. Orbital geometry, CO₂ and pleistocene climate. **Oceanus**, 29, 43-49p. 1987.

- RETALLACK, B. J. **Notas de treinamento para a formação do pessoal meteorológico classe IV**. Brasília: DNMET, 1977. 154p.
- RIBEIRO, C.M. e LE SANN, J.G. O diagrama ombrotérmico e a classificação climática de Bagnouls e Gausson. Belo Horizonte: **Revista Geografia e Ensino**. Ano 2 nº 7, 39-70p. 1985.
- RIBERINO, C.A. O desenvolvimento da climatologia dinâmica do Brasil. In: RIBERINO, C.A. **Geografia e ensino**. Belo Horizonte: UFMG, 1982. Ano.1 nº2.
- RIVAS-MARTÍNEZ, S. **Global Bioclimatics (versión 23-04-04)**. Phytosociological Research Center, 2004. www.globalbioclimatics.org.
- RIVAS-MARTÍNEZ, S. **Bioclimatic Map of Europe – Thermotypes**. Cartographic Service, University of León. Spain, 2001.
- ROSS, J. L. S. (org). **Geografia do Brasil**. São Paulo: Edusp, 1995. 546p.
- SADOURNY, R. **O clima da Terra**. Lisboa: Instituto Piaget, 1994. 144 p.
- SALGADO-LABOURIAU, M.L. **História ecológica da Terra**. São Paulo: Edgard Blücher, 1994. 306p.
- SERRA, A. e RATISBONNA, L. **As massas de ar na América do Sul**. Rio de Janeiro: Serviço de Meteorologia do Ministério da Agricultura. 1942. 59p.
- SILVA, E.M. O clima na cidade de Uberlândia - MG. Uberlândia: **Revista Sociedade & Natureza**. Universidade Federal de Uberlândia, Instituto de Geografia/EDUFU, ano 16, nº 30, p. 91-107, 2004.
- SOARES, R.V. e BATISTA, A.C. **Meteorologia e Climatologia Florestal**. Curitiba: UFPR. 2004. 195 p.
- SORRE, M. Introduction-Livre Premier: Climatophysi-que et Climatochimie. In Pierry, M. (org.) **Traité de climatologie biologique et médicale I**. Paris: Masson, 1934. 2664p.
- SORRE, M. **Les fondements de la Géographie Humaine. Les fondements biologiques. Essai d'une écologie de l'homme, Tomo I**. Paris, Armand Colin, 1951. 616p.
- STRAHLER, A.N. **Geografia física**. Barcelona: Omega, 1982. 767p.
- SUGUIO, K. e SUZUKI, U. **A evolução geológica da Terra e a fragilidade da vida**. São Paulo: Edgar Blucher, 2003. 152p.
- SUPAN, A. Die Temperaturzonen der Erde. **Petermanns Geog. Mitt.** 25, 349-358p. 1879.

Referências Bibliográficas

- TARDY, Y. Geoquímica Global: oscilações climáticas e evolução do meio ambiente desde quatro bilhões de anos. São Paulo: **Estudos Avançados** v.11, nº30, p.149-173. 1977.
- TEIXEIRA, W. et al. **Decifrando a Terra**. São Paulo: Edusp, 2000. 557p.
- TERJUNG, W.H. e LOUIE, S. Energy input output climates of the world: a preliminary attempt. **Arch. Met. Geoph. Bickl.** Series B, 20. 129-166p. 1972.
- THORNTHWAITE, C.W. An approach toward a rational classification of climate. **Geogr. Rev.**, 38, 55-94p. 1948.
- THORNTHWAITE, C.W. e F.K. HARE. Climatic classification in forestry. **Unasylva**, 9(2): 51-59, 1955.
- TORRES, F.T.P. A **Qualidade do Ar em Juiz de Fora**. 2003, 121 f. Monografia (Bacharelado em Geografia). Universidade Federal de Juiz de Fora, Juiz de Fora: 2003.
- TROPPEMAIR, H. **Biogeografia e meio ambiente**. Rio Claro: Graffset, 1999. 205p.
- TUBELIS, A. e NASCIMENTO, F. J. L. **Meteorologia descritiva: fundamentos e aplicações brasileiras**. São Paulo: Nobel, 1984. 374p.
- TUHKANEN, S. Climatic Parameters and Indices in Plant Geography. **Acta Phytogeographica Suecica**. 67: 1-105, 1980.
- TURCO, B. et al. Registros milenares nos sedimentos dos lagos da Serra de Carajás. **Ciência Hoje**, 16:31-35. 1993.
- VIADANA, A.G. **A teoria dos refúgios florestais aplicada ao estado de São Paulo**. Rio Claro: Edição do Autor, 2002.
- VIANELLO, R.L. e ALVES, R. **Meteorologia básica e aplicações**. Viçosa: Universidade Federal de Viçosa, Imprensa Universitária, 1991. 449p.
- VIERS, G. **Climatologia**. Barcelona: Oikos-Tau, 1975. 309p.
- VAREJÃO-SILVA, M. A. **Meteorologia e Climatologia**. Recife: UFPE, 2006. 449p.