

Capítulo 3

Clima e estado do tempo. Fatores e elementos do clima. Classificação do clima.

José Andrade, Gottlieb Basch

*ICAAM - Instituto de Ciências Agrárias e Ambientais Mediterrânicas,
Escola de Ciência e Tecnologia
Universidade de Évora*

1. Sistema climático, clima e estado do tempo

O sistema climático é um sistema composto, fechado mas não isolado (i.e., não há entrada ou saída de massa mas permite trocas de energia com o exterior, o espaço), constituído por vários subsistemas limitados por participações permeáveis e diatérmicas. Os subsistemas são a Atmosfera - invólucro gasoso que envolve o globo terrestre, a Litosfera - massas de terra da superfície do globo, a Hidrosfera - água líquida distribuída à superfície do globo, a Criósfera - grandes massas de gelo e depósitos de neve, e a Biosfera - seres vivos. A entrada de energia no Sistema Climático tem, predominantemente, origem solar e natureza radiante. A maior parte da energia emitida pelo Sol provém da sua Fotosfera.

O estado do tempo e o clima descrevem o mesmo sistema, o Sistema Climático, mas referem-se a escalas temporais diferentes. O clima de uma região ou local é o conjunto das condições meteorológicas predominantes nessa região ou local durante um longo intervalo de tempo, com uma duração mínima de três décadas. O clima é caracterizado pelos valores médios dos diferentes elementos meteorológicos, pela variabilidade destes (estatísticas de ordem mais elevada como variâncias, covariâncias, correlações...) e por informação sobre a ocorrência de eventos extremos. O estado do tempo refere-se às condições meteorológicas instantâneas e à evolução diária dos sistemas sinópticos individuais. A descrição do clima ou do estado do tempo é feita a partir do conhecimento de um conjunto de valores de grandezas meteorológicas. Estes parâmetros, variáveis no tempo e no espaço, são os elementos climáticos ou meteorológicos.

O estado do tempo é objeto de estudo da Meteorologia enquanto que o clima o é da Climatologia. A Meteorologia observa os fenômenos ao mesmo tempo que os explica, sendo por isso uma ciência analítica, explicativa e prospectiva; a Climatologia é o estudo do ambiente atmosférico constituído por uma série de estados da atmosfera (clima), sendo uma ciência de síntese e retrospectiva. Os princípios teóricos da Meteorologia são, basicamente, os da física (termodinâmica, mecânica, ótica, dinâmica, etc...), pelo que usa frequentemente o cálculo vetorial e diferencial. A Climatologia usa, fundamentalmente, a estatística. Fenômenos atmosféricos de microescala e de escala local são objeto de estudo da Micrometeorologia e da Microclimatologia, domínios científicos assentes no conceito de camada limite atmosférica (CLA) ou planetária (CLP) - camada de ar aderente à superfície terrestre resultante da ação do vento e do atrito e da variação térmica dessa mesma superfície, com espessura variável (no espaço e no tempo), desenvolvendo-se até onde se faça sentir a influência da superfície sobre a qual se forma, sendo normalmente constituída por duas subcamadas (laminar e turbulenta), ao longo das quais se transporta momento, energia e massa.

2. Cartas Sinópticas e normais Climatológicas

Uma carta sinóptica mostra o estado da atmosfera num dado momento (Figura 3.1). A leitura de uma carta sinóptica permite a caracterização do estado do tempo e a previsão da sua evolução. Estes mapas usam dados obtidos por satélites, balões meteorológicos, aeronaves, satélites e sensores remotos terrestres.

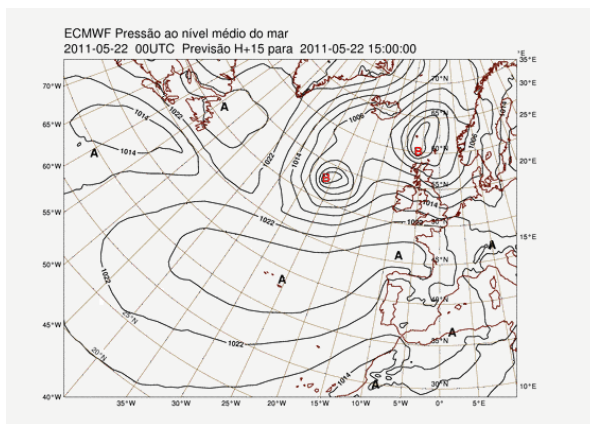


Figura 3.1. Carta sinóptica, de previsão meteorológica para o dia 22 de Maio de 2011 (IM, 2011).

O clima de uma região ou de um local pode ser descrito por uma Normal Climatológica (Quadro 3.1). A Normal consiste em valores médios mensais de diversas variáveis meteorológicas, calculados para um período de 30 anos consecutivos de observações. O Instituto de Meteorologia publicou Normais Climatológicas relativas a diferentes estações meteorológicas do território nacional para diferentes períodos (1921-1950, 1931-1960, 1941-1970, 1951-1981, 1961-1990). O número de estações sobre as quais há valores normais aumentou consideravelmente ao longo do século passado (12 no período 1901-1930, 52 no período 1931-1960, mais de cem no período entre 1951-1980).

Constam das Normais Climatológicas valores médios mensais e anuais de temperatura, humidade, precipitação, insolação, evaporação e nebulosidade, estatísticas sobre a direção e a velocidade do vento (velocidade média para cada rumo e frequência de ocorrência desse rumo) e o número médio de dias em que se observaram determinadas condições meteorológicas (vento forte, temperaturas extremas, precipitação intensa, nevoeiro, geada, trovoada, orvalho...). Além disso, há também informação sobre as coordenadas geográficas, a aceleração da gravidade no local, a diferença entre a hora utilizada e a hora de Greenwich, a altitude do solo no local e da tina do barómetro, as alturas acima do solo do reservatório do termómetro seco, da cabeça do anemómetro, da bandeira do catavento e da boca do udómetro.

3. Variabilidade do tempo e do clima

O estado do tempo varia com a evolução mais ou menos rápida das condições atmosféricas. Tal evolução pode ser prevista em horas ou em dias e é objeto de estudo da Meteorologia Sinóptica.

Estado climático é um estado conceptual do sistema climático (interno) caracterizado pelos valores médios (normais, se referentes a um intervalo de 30 anos), conjuntamente com a sua variabilidade e outras características dum conjunto completo de grandezas (temperatura, precipitação,...), referente a uma região do sistema globo-atmosfera e a um certo intervalo de tempo, sempre superior à vida média dos sistemas meteorológicos de escala sinóptica e ao tempo limite teórico em que o comportamento da atmosfera pode ser previsto (vários dias, em ambos os casos).

Uma variação do clima consiste na diferença estatisticamente significativa entre estados climáticos do mesmo tipo, devido à variação do conjunto de condições-fronteira ou internas ao sistema. À variabilidade do clima estão associados períodos relativamente extensos, que podem durar de décadas a milhões de anos.

A variabilidade do clima inclui efeitos periódicos (ocorrem com regularidade e com período e fase predeterminados), quase periódicos (ocorrem com frequência aproximada) e não periódicos (sem regularidade na frequência com que ocorrem). Consoante a escala de tempo em questão, a variabilidade do clima traduz-se em flutuações aleatórias (ruído climático), anomalias ou variações climáticas, e mudanças ou alterações climáticas. Às flutuações aleatórias (cheias, secas, meses extremamente quentes ou frios) não estão associadas quaisquer tendências de mudança real do clima; anomalias climáticas são diferenças entre valores médios calculados sobre uma coletividade homogênea de anos, estações ou meses e os valores espectáveis correspondentes; uma mudança ou uma alteração climática é definida pela diferença entre os valores médios relativos a períodos homólogos suficientemente longos (em geral, décadas) de um parâmetro climático e das suas estatísticas.

O estudo dos efeitos da variação do clima nos processos e componentes hidrológicos deverá incluir a previsão de secas ou de cheias, a variação da evapotranspiração potencial e da intensidade da precipitação, a resposta hidrológica das bacias hidrográficas, a geografia dos efeitos nos componentes do ciclo hidrológico, etc... Contudo, não é fácil deduzir tais efeitos pois há que ter em conta uma adequada articulação entre as escalas da previsão climática e da modelação hidrológica, os erros associados aos dados climáticos e dados hidrológicos, assim como a difícil conversão de *inputs* climáticos em respostas hidrológicas (Barley & Chorley, 2003).

4. Fatores do clima

Os fatores climáticos são os elementos naturais e humanos capazes de influenciar e alterar as características ou a dinâmica do clima, em escalas temporais e espaciais diversas. O clima e a sua variabilidade são o resultado da ação conjunta de fatores que podem ser externos ou internos ao sistema Climático (Figura 3.2). Entre os primeiros, forçamentos normalmente associados a processos de interação com um ou mais componentes do sistema climático, destacam-se fatores cósmicos como as variações da órbita da Terra relacionadas com a sua excentricidade, a inclinação e a oscilação do eixo de rotação da terra, os efeitos relacionados com a variabilidade da atividade solar, os processos

tectônicos e as erupções vulcânicas. Entre os segundos, forçamentos internos associados em grau diverso a processos de interação (não lineares) entre os diferentes componentes do sistema climático, destacam-se as variações ocorridas no albedo (refletividade) das superfícies, na composição atmosférica e na nebulosidade, as correntes marítimas e a proximidade do mar, a fisiografia e a vegetação e, naturalmente, a latitude e a altitude. As mudanças ou alterações climáticas podem ainda ter causas induzidas pela atividade humana (interferência na composição atmosférica ou na cobertura da superfície terrestre, etc...).

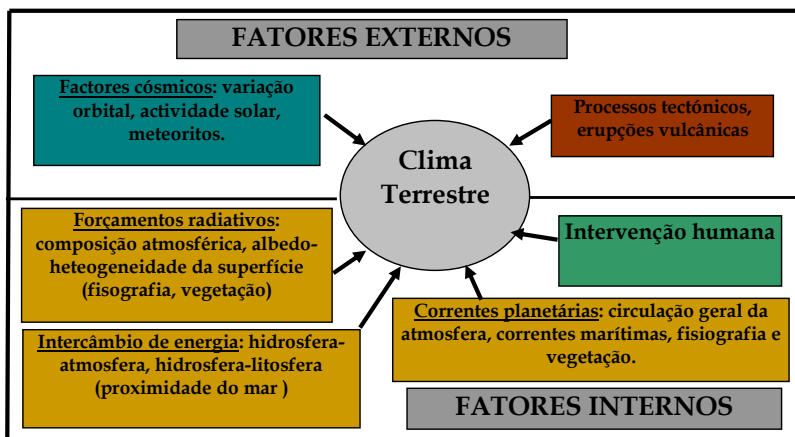


Figura 3.2. Fatores determinantes do clima e das suas mudanças.

4.1. Fatores externos ao sistema climático

As consequências da ação dos fatores externos ao sistema climático (ou fatores cósmicos) na variação do clima têm a ver principalmente com a variação da quantidade de energia solar que chega ao topo da atmosfera terrestre e com a distribuição ou incidência da mesma na superfície terrestre. Estas variações são causadas quer pelas variações da própria órbita terrestre, quer pelas variações nas emissões da energia solar, quer ainda pelas atividades tectónica e vulcânica.

4.1.1. Variação orbital da Terra

Segundo a teoria de Milankovitch (Figura 3.3), existem variações cíclicas normais da órbita terrestre que fazem variar ao longo do tempo a energia solar recebida à superfície da Terra e que, deste modo, podem explicar mudanças climáticas periódicas do passado. A primeira prende-

se com a excentricidade da órbita da terra (Figura 3.3a), isto é, com a elipse pouco alongada que a Terra descreve no seu movimento de translação. No entanto, existe uma mudança gradual da forma elíptica da órbita para quase circular, e vice-versa, sendo a duração deste ciclo aproximadamente de 100.000 anos. Quanto maior for a excentricidade da órbita (mais elíptica), maior é a diferença da energia solar recebida na parte exterior da atmosfera entre o ponto mais próximo (afélio) e mais distante (periélio) do sol. Atualmente a Terra encontra-se numa situação de pouca excentricidade, com uma diferença na distância entre afélio e periélio de apenas 3%, o que corresponde a uma variação da energia solar recebida de cerca de 7%. No ponto máximo da excentricidade, as diferenças na distância e na quantidade de energia recebida são de 9% e entre 20-30%, respetivamente.

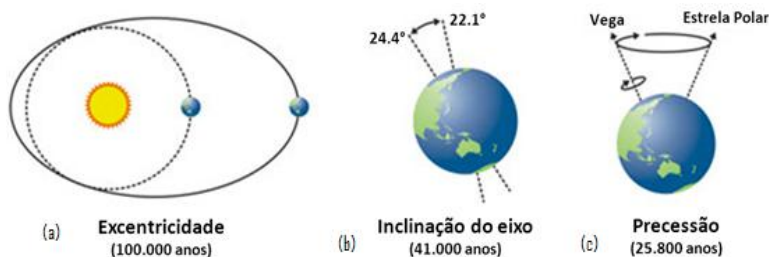


Figura 3.3. Os ciclos de Milankovitch.

Uma segunda variação observada é a alteração na inclinação do eixo (obliquidade) da Terra em relação ao plano da sua órbita (Figura 3.3b). Como resultado de vários fatores, a inclinação do eixo pode variar entre cerca de 22,1° e 24,5°. Atualmente, esta inclinação é de 23,44°, em fase descendente. Este ciclo tem uma duração de aproximadamente 41000 anos. Quanto maior for o ângulo, tanto maior são as diferenças térmicas entre verão e inverno nas latitudes médias e elevadas. Todavia, verifica-se uma maior expansão do gelo nos pólos do globo terrestre (glaciação) quando o ângulo é menor, provocando invernos mais “quentes” (mais precipitação nas latitudes mais altas) e verões mais frios (menor degelo).

Existe, ainda, um terceiro fator de variação, denominado precessão do eixo da Terra, a qual provoca uma alteração na distribuição da energia solar sobre a superfície terrestre. Este fenómeno, comparável com o movimento de um pião, deve-se principalmente à influência conjunta das forças gravitacionais do Sol e da Lua, e ao facto da Terra não ser uma esfera perfeita (distância centro-pólos < centro-equador), com distribuição igual da sua massa. Assim, o eixo da Terra descreve um círculo imaginário no céu celeste, conforme indicado na Figura 3.3c,

estando orientado, atualmente, para a Estrela Polar, e daqui a cerca de 13.000 anos, percorrida metade do seu círculo, para a constelação de Vega. Sobreposto a esta variação do eixo a longo prazo, verifica-se uma oscilação de curto prazo, provocada pela força gravitacional da Lua, denominada nutação (N na Figura 3.4), que tem um ciclo de 18,6 anos.

A combinação destes ciclos de Milankovitch mostra uma boa correspondência com períodos mais quentes e mais frios (glaciação) da Terra.

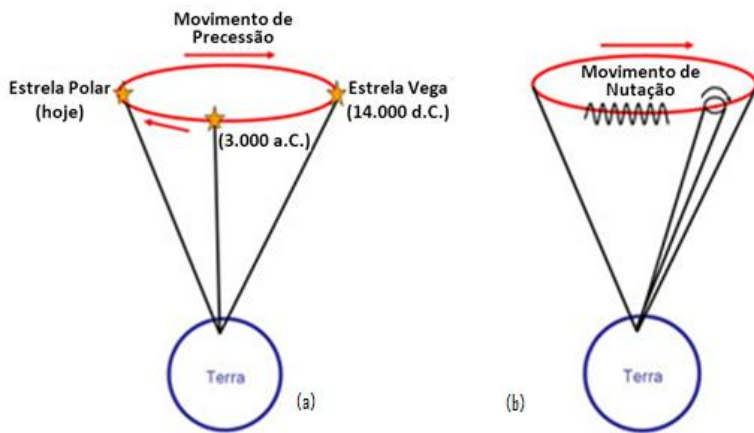


Figura 3.4. Movimentos de precessão (a) e nutação (b) do eixo da Terra.

4.1.2. Atividade solar

A atividade do sol e a conseqüente emissão de radiação a partir dele não são constantes. A observação de manchas solares data de 800 a.c. e o seu registo contínuo já tem 400 anos. Devido a diferenças na velocidade de rotação entre os pólos e o equador, com conseqüências para o campo magnético, formam-se manchas mais escuras (e “frias”) cuja maior ocorrência, no entanto, está correlacionada com uma radiação mais intensa emitida pelo sol. Sabe-se que a frequência das manchas solares varia ciclicamente, e que, apesar do seu efeito sobre a variação da radiação ser pequeno ($\sim 0,1\%$), se lhe atribui um impacto sobre o clima terrestre. Conhecem-se vários ciclos solares de duração diferente. O ciclo de Schwalbe (Figura 3.5a) com uma duração entre 9 a 12 anos implica um aumento gradual do número de manchas, seguido de um decréscimo abrupto. Existem outras variações cíclicas (Figura 3.5b) da atividade solar com durações mais longas (22 anos – ciclo de Hale; ~ 87 anos – ciclo de Gleissberg; 210 anos – ciclo de Suess; 2300 anos – ciclo de Hallstatt) que são utilizadas para explicar variações da temperatura à superfície

terrestre, como é o caso da pequena Idade do Gelo entre 1650 e 1700 (Mínimo de Maunder, Figura 3.5b).

4.1.3. Impacto de meteoritos

Apesar de serem eventos muito raros e não cíclicos, a queda de meteoritos de grandes dimensões poderá afetar o clima terrestre. Ao arremessar grandes quantidades de poeiras e detritos para a atmosfera e até à órbita da Terra, e ao provocar a libertação de enormes quantidades de CO₂ na sequência de incêndios de grandes dimensões, a reduzida quantidade de radiação recebida à superfície e o aumento do efeito de estufa daí resultantes poderão ter consequências imediatas. O calor excessivo na atmosfera poderá resultar na formação de ácido nítrico e, consequentemente, em períodos de chuvas ácidas que poderão afetar não só a biosfera terrestre, como também os ecossistemas dos oceanos.

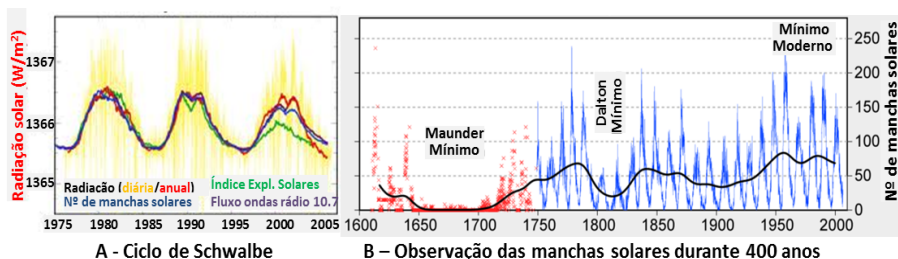


Figura 3.5. Variações cíclicas da atividade solar: (a) Ciclo de Schwalbe; (b) Ciclo de manchas solares observadas durante 400 anos (Rohde, 2006).

4.1.4. Deriva dos continentes e a tectónica de placas

A fragmentação da litosfera em várias placas tectónicas que se movimentam sobre a astenosfera resulta na deriva dos continentes a partir da "Pangeia" como continente inicial único e, segundo a teoria de Wegener, da sua separação nos continentes da Gondwana (América do Sul, África, Austrália e Índia) e Laur (América do Norte, Europa, Ásia e o Ártico).

Os efeitos dos movimentos das placas tectónicas e da deriva dos continentes sobre as alterações climáticas, em termos de tempo geológico, prendem-se, principalmente, com o seu impacto sobre a distribuição das terras firmes e das massas de água pelo globo e a consequente alteração nos fluxos energéticos. Associados a este fenómeno estão movimentos orogénicos de formação de montanhas, que podem influenciar de forma

significativa a circulação da atmosfera, e assim, modificar o clima nas regiões afetadas.

4.1.5. Atividade vulcânica

Durante muitos anos, climatologistas notaram uma relação entre a ocorrência de erupções vulcânicas de grandes dimensões e uma “alteração do clima de curto prazo”. Por exemplo, um dos anos mais frios dos últimos dois séculos, a nível global, ocorreu a seguir à forte erupção do Tambora na Indonésia, em 1815. Todavia, não parece que a causa principal para o arrefecimento a seguir a estes eventos seja devida à diminuição na transmissão da radiação através das poeiras, pois estas sedimentam quase na totalidade dentro de um prazo de 6 meses. Assume-se que a causa sejam as enormes quantidades de dióxido de enxofre libertadas para a atmosfera que permanecem na estratosfera até três anos, formando uma densa neblina brilhante que reduz a transmissão da radiação solar. Assim, os investigadores acreditam que as 20 Mt de dióxido de enxofre libertadas pela erupção do Pinatubo em 1991 tenham sido o principal responsável pela diminuição em 0,8°C da temperatura média global em 1992.

4.2. Fatores internos ao sistema climático

Para além dos fatores cósmicos, que se prendem principalmente com a chegada de uma menor ou maior quantidade de radiação à superfície terrestre, afetando, assim, o balanço energético globo-atmosfera, existem fatores internos ao próprio sistema climático que contribuem para uma alteração quer na receção quer na distribuição da energia solar a nível global ou à escala local e regional. Pelo exposto no parágrafo anterior o clima num dado local da Terra dependeria em primeiro lugar, da sua latitude, visto que a energia solar recebida à superfície varia consoante o ângulo de incidência dos raios solares. Podemos ainda deduzir da Figura 3.6 que, através do efeito de estufa natural, a altitude influencia, de forma marcante, a temperatura de um local. Se o clima fosse o resultado, principalmente, destes dois fatores, a zonagem climática do globo terrestre apresentar-se-ia em faixas paralelas ao equador, modulada em função da altitude. Veremos em seguida que, apesar de a latitude e a altitude serem fatores climáticos importantes, existem muitos outros fatores internos do clima, que são responsáveis por uma zonagem diferente da referida atrás, por vezes até traduzida em faixas perpendiculares ao equador.

4.2.1. Albedo

Albedo de uma superfície é a proporção da radiação solar incidente que é refletida por essa mesma superfície, e o seu valor pode variar entre 0 e 1. O albedo depende não só da natureza das superfícies mas também da inclinação dos raios solares que, por sua vez, depende da latitude e da altura do ano (Quadro 3.2).

Superfícies aquáticas como os oceanos apresentam valores baixos de refletividade (cerca de 0,1), enquanto que superfícies cobertas com neve ou nuvens de diferentes tipos podem refletir até 90% (0,9) da radiação recebida. O albedo do sistema globo-atmosfera depende principalmente da nebulosidade e da natureza da superfície, designadamente da presença ou ausência nesta de neve ou gelo, da cobertura vegetal e do tipo de exploração da terra.

Quadro 3.2. Albedo (0-1) em função da inclinação dos raios solares e da natureza das superfícies: A. Inclinação dos raios solares (valores médios para duas estações do ano em três latitudes diferentes); B. Superfícies aquáticas e de solos; C. Ocupação do solo; D. Nuvens; E. Homem (Sellers, 1965).

A. INCLINAÇÃO DOS RAIOS SOLARES			C. OCUPAÇÃO DO SOLO	
	0°Latitude	0,06	Savana (estação seca)	0,25-0,30
Inverno	30°Latitude	0,09	Savana (estação húmida)	0,15-0,20
	60°Latitude	0,21	Chaparral	0,15-0,20
			Prado	0,10-0,20
	0°Latitude	0,06	Floresta de folha caduca	0,10-0,21
Verão	30°Latitude	0,06	Floresta de folha coníferas	0,05-0,15
	60°Latitude	0,07	Tundra	0,15-0,20
			Cultura agrícola	0,15-0,25
B. SUPERFÍCIES AQUÁTICAS E DE SOLOS			D. NUUVENS	
		0,75-0,95	Cumuliformes	0,70-0,90
		0,40-0,70	Estratos	0,59-0,84
		0,1	Altoestratos	0,39-0,59
		0,46	Cirroestratos	0,44-0,50
		0,07-0,08		
		0,12-0,14	E. HOMEM	
		0,35-0,45		
		0,20-0,30	Pele clara	0,43-0,45
		0,05-0,15	Pele morena	0,35
		0,20-0,35	Pele escura	0,16-0,22
		0,05-0,15		

Alterações no albedo estão associadas a mecanismos de resposta (“feedback” ou retroalimentação) de sentido diverso: por exemplo, ocorre retroalimentação positiva quando temperaturas mais elevadas derretem a neve sobre uma superfície escura (i.e., solo), diminuindo o albedo e, contribuindo deste modo para um aquecimento ainda maior devido ao aumento da absorção radiativa; por outro lado, temperaturas mais

elevadas, ao contribuírem para uma maior evaporação e, por consequência para uma maior nebulosidade, diminuem o aquecimento devido ao aumento do albedo (retroalimentação negativa).

4.2.2. Composição atmosférica e variação da concentração dos seus componentes

O Quadro 3.3 apresenta a composição média da atmosfera terrestre até cerca de 100 km de altitude. O ar seco é constituído, principalmente, por azoto (78%) e oxigénio (21%). Entre os componentes permanentes, seguem-se o árgon que representa cerca de 1% da composição gasosa atmosférica e outros gases raros com uma representação ainda mais diminuta. O hidrogénio tem uma importância crescente nas zonas mais altas da atmosfera. O dióxido de carbono, o vapor de água (que se concentra sobretudo na troposfera) e o ozono (cuja concentração é máxima na estratosfera) são os componentes gasosos variáveis mais importantes da atmosfera.

Os gases permanentes (N_2 e O_2) são praticamente transparentes à radiação solar (onda curta) e à radiação infravermelha (onda longa) emitida a partir da superfície terrestre. O ozono absorve intensamente a radiação ultravioleta, sendo quase transparente à radiação infravermelha. Ao invés, gases como o dióxido de carbono, o vapor de água, o metano ou os óxidos nitrosos são relativamente transparentes à radiação solar (radiação de curto comprimento de onda) mas não em relação à radiação infravermelha emitida pela superfície terrestre (radiação de grande comprimento de onda), contribuindo desta forma para o efeito de estufa natural da atmosfera. Sem estes gases de estufa na proporção em que os conhecemos, a temperatura média da superfície terrestre seria da ordem dos $18^\circ C$ negativos (Ahrens, 2003).

A Figura 3.6. mostra os fluxos de radiação sob 3 cenários: a) sem efeito de estufa, b) com efeito de estufa natural e c) com efeito de estufa acelerado, e mostra os respetivos perfis de temperatura da atmosfera e dos oceanos.

Quadro 3.3. Composição média da atmosfera da Terra até cerca de 100 km (Fonte: Peixoto, 1987)

Gás constituinte		Concentração Molecular	Peso Molecular
Azoto	(N ₂)	78,08% ⁽¹⁾	28,02
Oxigénio	(O ₂)	20,94% ⁽¹⁾	32,00
Argon	(Ar)	0,93% ⁽¹⁾	39,44
Vapor de água	(H ₂ O)	0-4	18,02
Dióxido de carbono	(CO ₂)	325 (p.p.m.) ⁽²⁾	44,01
Néon	(Ne)	18 (p.p.m.)	20,18
Hélio	(He)	5 (p.p.m.)	4,00
Kripton	(Kr)	1 (p.p.m.)	83,7
Hidrogénio	(H)	0,5 (p.p.m.)	2,02
Ozono	(O ₃)	0-12	48,00

(p.p.m. = partes por milhão)

(1) % calculadas para o ar seco

(2) 370 p.p.m. em 2001 (Barry & Chorley, 2003)

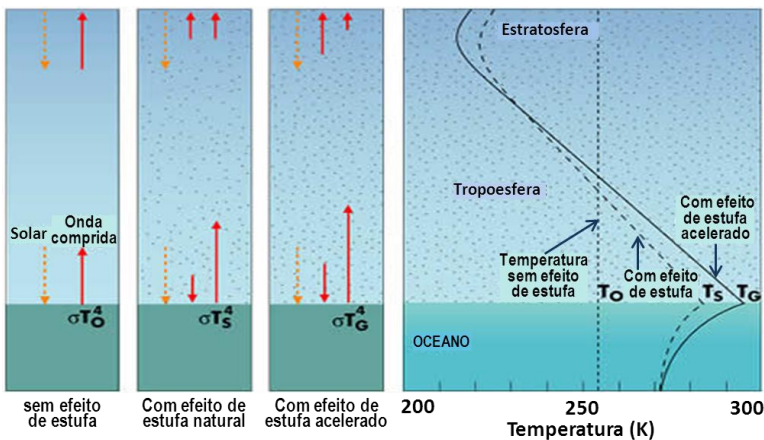


Figura 3.6. Balanço entre a radiação solar recebida e a radiação infravermelha refletida sob os cenários de a) sem efeito de estufa, b) com efeito de estufa natural e c) com efeito de estufa acelerado. À direita, os perfis de temperatura da atmosfera e dos oceanos sob os respectivos cenários (Bureau of Meteorology, 2003).

4.2.3. Intercâmbio de energia entre massas de água e atmosfera

Existe um intercâmbio contínuo de calor e de humidade entre as massas de água (oceanos) e a atmosfera. As primeiras são responsáveis pelo armazenamento de enormes quantidades de calor (1000 vezes a armazenada pela atmosfera) e de dióxido de carbono (1/4 das emissões de CO₂ nas últimas décadas). Pelo facto de haver regiões (subtropicais) sobre os oceanos onde a evaporação excede, em muito, a precipitação (regiões mais quentes e mais secas), as águas apresentam uma maior salinidade. Por sua vez, o derretimento de grandes quantidades de gelo contribui para a diminuição da salinidade. Como a densidade da água varia com o seu teor em sais e com a temperatura, existem correntes ascendentes e descendentes nos oceanos, formando o chamado “Cinturão Termohalino Mundial” (“The Great Ocean Conveyor Belt”), conforme indicado na Figura 3.7 para a circulação global e no Atlântico do Norte.

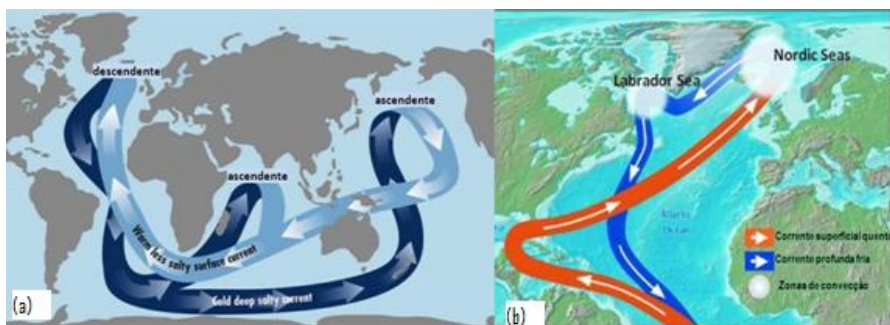


Figura 3.7. (a) O “Cinturão Termohalino Mundial” (Bureau of Meteorology, 2003) e (b) a Corrente Norte-Atlântica (Defra (2005)

Embora as águas dos oceanos consigam exercer um efeito tampão sobre as mudanças da temperatura da atmosfera e da radiação, elas próprias reagem em função destas mudanças (“feedback”) com efeitos sobre a redistribuição do calor entre as latitudes baixas e altas. Devido à profundidade dos oceanos estas mudanças e os seus efeitos sobre o clima e sobre as condições meteorológicas podem durar milhares de anos, mas podem ocorrer também no curto prazo, como demonstrado pelos fenómenos de “El Niño” e La Niña”, sendo estes o resultado de anomalias na temperatura da água e das conseqüentes diferenças na pressão atmosférica entre regiões (Índice de Oscilação Sul – Figura 3.8).

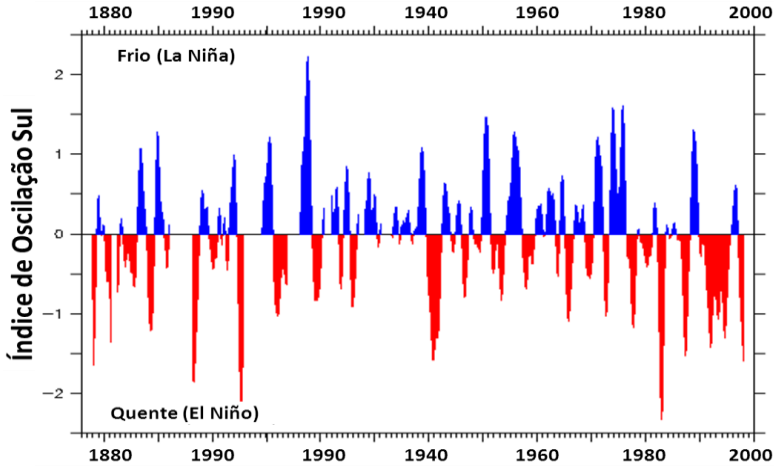


Figura 3.8. Índice de Oscilação Sul e ocorrências de “El Niño” e “La Niña” (KESSLER, 2002).

4.2.4 Circulação da atmosfera/massas de ar

Conforme mencionado anteriormente, o aquecimento do globo é muito maior na zona do equador quando comparado com o que ocorre nas zonas polares. Enquanto as correntes oceânicas (processo mais lento) contribuem com cerca de 40% na redistribuição da energia entre as duas regiões, a circulação atmosférica (mais rápida) é responsável pelos restantes 60%. Já em 1735, Hadley sugeriu a existência de uma grande célula de circulação em cada hemisfério, com um movimento ascendente do ar sobre o equador, o seu transporte em altitude até aos pólos, e a consequente descida do ar e o seu regresso ao equador junto da superfície. Devido aos efeitos da rotação da Terra, do eixo de rotação estar inclinado sobre o plano da órbita, e da heterogeneidade da superfície terrestre (continentes/oceanos, percentagem da superfície coberta por continentes diferente entre os dois hemisférios,...) este modelo inicial da circulação atmosférica foi melhorado mais tarde por Ferrel, Bergeron e Rossby que apontaram para a existência de três células convectivas conforme o esquema idealizado na Figura 3.9: célula de Hadley, célula de Ferrel e célula Polar.

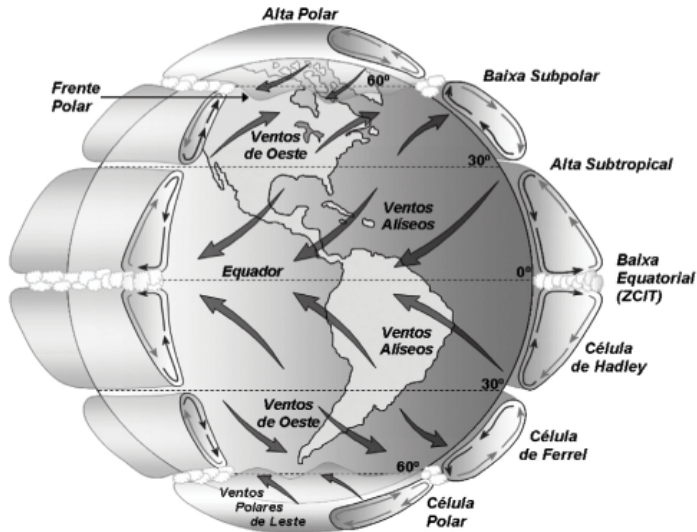


Figura 3.9. Modelo simplificado da circulação atmosférica, indicando as três células convectivas, as zonas de baixas e altas pressões e os ventos predominantes à superfície.

Todavia, a circulação atmosférica real difere da forma esquemática da Figura 3.10a, devido ao facto de: a) a superfície da Terra não ser uniforme (aquecimento diferenciado da água e do solo) ou plana; b) a circulação poder desenvolver vórtices e c) o sol não incidir verticalmente sobre o equador todo mas entre 23,5°N e 23,5°S ao longo do ano. Assim, formam-se sistemas de baixas e altas pressões “semipermanentes” e não paralelos ao equador (Figura 3.10b), pois variam em intensidade e localização ao longo do ano. Devido, ainda, ao efeito da força de “Coriolis”, resultado da rotação da Terra, a circulação dos ventos à superfície não se faz sentir no sentido Norte-Sul mas (no hemisfério norte) de Nordeste no caso dos ventos alísios e polares, e de Sudoeste no caso dos ventos das latitudes médias.

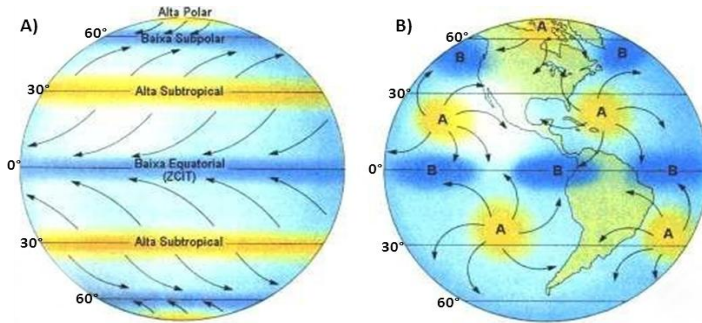


Figura 3.10 Circulação da atmosfera idealizada (a) e “real” (b).

4.2.5 Correntes marítimas

Para além da grande movimentação das massas de água originada pelas diferenças de temperatura e de salinidade da água, designada como “Cinturão Termohalino Mundial”, já descrito na secção 4.2.3., existem correntes marítimas complementares à circulação principal, movidas pela própria rotação da Terra e pelos ventos. Pelo movimento circular (no sentido dos ponteiros do relógio no hemisfério norte, e no sentido direto no hemisfério sul) é fácil de identificar o efeito de Coriolis também sobre as massas de água (Figura 3.11), ajudando a entender o grande contributo das correntes marítimas (40%), para o intercâmbio de energia térmica entre as zonas equatoriais e polares. No que respeita à influência destas correntes sobre o clima em determinadas regiões, merece especial destaque a Corrente do Golfo cujas ramificações atingem latitudes elevadas no Noroeste da Europa, contribuindo, assim, para a ocorrência de climas aparentemente pouco expectáveis nestas latitudes, só explicáveis através deste fenómeno.

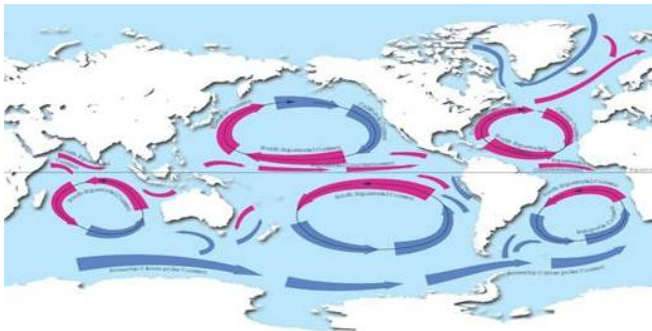


Figura 3.11. Principais correntes marítimas quentes (vermelho) e frias (azul).

4.2.6 Continentalidade / Maritimidade

Uma vez que as massas de água possuem calor específico mais elevado que as massas sólidas dos continentes, as condições térmicas em locais próximos (maior maritimidade) ou distantes (maior continentalidade) são diferentes, mesmo quando localizados em latitudes similares. A Figura 3.12 mostra as temperaturas médias mensais ao longo do ano em quatro localidades (uma insular e três continentais, localizadas na Península Ibérica, a diferentes distâncias da costa). Madrid (40° 25'N, 667 m), a uma distância do mar de cerca de 600 Km apresenta verões bem mais quentes e invernos mais frios que as restantes localidades (amplitude térmica anual = 19,1°C), enquanto que Lisboa, situada na costa portuguesa (38°47'N, 77 m) apresenta, para períodos idênticos, temperaturas médias invernais e estivais bem mais suaves (amplitude térmica anual = 11,3°C), ocupando Évora (38°34'N, 309m), neste conjunto de localidades continentais uma posição térmica intermédia (amplitude térmica anual = 13,7°C); Angra do Heroísmo (38°40'N, 74m), cidade insular do arquipélago dos Açores, apresenta as temperaturas mais moderadas deste conjunto de localidades, não ultrapassando a amplitude média anual os 8°C. Assim, quanto maior for a “continentalidade” maiores serão as amplitudes térmicas anuais. No interior dos continentes, as amplitudes térmicas anuais podem chegar aos 60 °C como no caso de Verkhoyansk na Sibéria, a uma latitude de cerca de 68°.

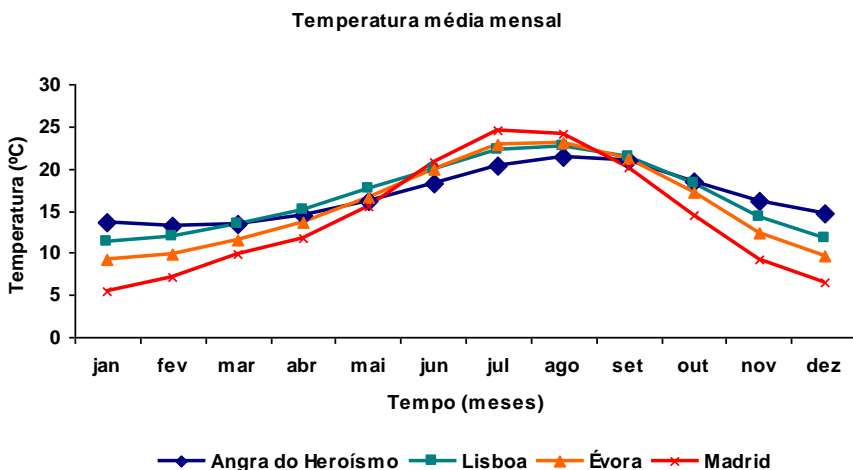


Figura 3.12. Efeito da continentalidade sobre as temperaturas médias mensais de 4 localidades: Madrid, Lisboa, Évora e Angra do Heroísmo.

4.2.7 Fisiografia

A fisiografia da superfície terrestre, nomeadamente através da altitude, do relevo e da sua direcção, exerce efeitos no clima à escala local, global e regional. O efeito da altitude traduz-se normalmente em climas mais frios e mais chuvosos que em regiões de cota menos elevada. O perfil térmico na troposfera (gradiente médio de $-0,65^{\circ}\text{C}/100\text{m}$) elucida este efeito, e a própria designação de “climas de altitude”, presente em diversas classificações climáticas, demonstra a sua relevância. A fisiografia pode influenciar condições meteorológicas predominantes sobre grandes distâncias quando, por exemplo, cordilheiras representam obstáculos para a circulação dos ventos, obrigando ou facilitando a deslocação das massas de ar para destinos “improváveis”, como acontece com as denominadas ‘friagens’ no continente sul-americano (a orientação sul-norte da cordilheira dos Andes facilita a penetração de massas de ar frio vindas do sul até à Amazónia).

Outro efeito do relevo sobre a variação do clima quer a nível local quer regional, resulta da ocorrência de chuvas orográficas (arrefecimento e condensação do ar forçado a subir) do lado do barlavento de zonas montanhosas, tornando as regiões situadas a sotavento menos expostas à precipitação e, por isso, mais secas. A ilha sul da Nova Zelândia é um exemplo muito característico deste efeito, com os Alpes neozelandeses a reter grande parte da precipitação, proveniente dos ventos de oeste, na parte ocidental da ilha. As barreiras de condensação a norte de Portugal constituídas pelas serras do Gerês, do Barroso, do Alvão e do Marão são também exemplos deste efeito, originando uma diminuição pronunciada de precipitação numa proporção elevada do território transmontano.

4.2.8 Vegetação

A vegetação interage com o clima através de vários processos, existindo mecanismos de “feedback”, ou seja, efeitos mútuos. Como já referido na secção 4.2.1. a adsorção da radiação solar depende do albedo de uma superfície. O albedo da vegetação depende da sua densidade, do índice da área foliar e da altura, enquanto a dos solos depende da cor e da humidade. Assim, solos húmidos têm um menor albedo do que a vegetação, enquanto solos secos apresentam maior ou igual albedo. Culturas agrícolas e pastagens refletem mais radiação do que as florestas (Quadro 3.2).

Um segundo processo através do qual a vegetação interfere com o clima é a sua influência sobre o ciclo hídrico, dado que existe um “feedback” positivo entre a quantidade de água evapotranspirada e a

precipitação. A vegetação não só aumenta esta quantidade (embora reduza a parte da evaporação) como contribui, assim, para um arrefecimento da atmosfera, consequência da evapotranspiração ser um processo endotérmico.

Finalmente, qualquer vegetação em crescimento absorve CO₂ da atmosfera e consegue, desta forma, contribuir para a redução deste gás com efeito de estufa. Quanto maior a formação de biomassa, maior é este efeito, que assume uma variação cíclica de acordo com os períodos de forte crescimento e de repouso vegetativos.

4.2.9 Impactes antropogénicos

Durante algum tempo, a generalidade dos estudiosos atribuíam as aparentes mudanças climáticas a causas naturais apenas, tal como aconteciam, ao longo dos tempos, em períodos variáveis com duração de décadas, séculos e milénios. Todavia, com base em evidências científicas, existe hoje consenso sobre a forte contribuição da atividade humana para as alterações registadas nas últimas décadas. Esta influência antropogénica deriva, principalmente, das alterações na exploração e uso da terra (desflorestação, urbanização, desertificação, irrigação) e da crescente combustão de combustíveis fósseis (libertação de aerossóis e gases de estufa), com consequências diretas nos equilíbrios radiativo e energético terrestres, às escalas local, regional e global. A alteração da natureza da cobertura da superfície afeta o seu albedo e a radiação por ela emitida (efeito regional), a sua rugosidade e, conseqüentemente, os regimes do vento, assim como os componentes do ciclo hidrológico (efeitos, sobretudo, à escala local e regional); a adição de materiais provenientes de fontes artificiais potencia o efeito de estufa pela alteração da composição atmosférica daí resultante (efeitos local a global).

A gama de temperaturas medidas à superfície da terra tornam-na habitável tal qual a conhecemos devido ao efeito de estufa natural da atmosfera, resultante das propriedades radiativas dos seus componentes, em particular daqueles que são responsáveis por uma absorção seletiva de comprimentos de onda como são o CO₂, o vapor de água, o ozono, o metano, etc... Todavia, a atividade humana tem vindo a aumentar drasticamente as emissões dos gases com efeito de estufa (GEE) nos últimos 150 anos (Figura 3.13). Há grandes discrepâncias nos dados publicados ao longo dos últimos anos no que respeita à contribuição quantitativa do homem para as emissões totais dos GEE, devido, essencialmente, ao diferente grau com que a atividade humana é considerada fator das alterações climáticas observadas. Todavia, e apesar da dificilmente quantificável contribuição relativa do homem, o IPCC

(2007) diz, de forma clara, que o aumento da concentração do CO_2 de 280 ppm na era pré-industrial para quase 400 ppm na atualidade, é quase da exclusiva responsabilidade do homem. Relativamente ao metano há estimativas de que mais que metade das emissões se deve à influência humana (US-EPA, 2010). Já no caso dos óxidos nitrosos, estima-se que mais do que 60% das emissões totais sejam de origem natural (IPCC, 2001).

Para além destes GEE, que contribuem com 56%, 16% e 5% para o efeito de estufa acelerado, há os halocarbonetos e o ozono com uma quota de 11% e 12%, cada um, no âmbito deste mesmo efeito (Bureau of Meteorology, 2003). Como podemos verificar na Figura 3.14, o contributo dos GEE para o desequilíbrio radiativo nos últimos 2 séculos e meio é de tal ordem que sobressai, em muito, aos efeitos negativos sobre a “forçante” radiativa devido à maior reflexão causada pelas mudanças da ocupação do solo e da libertação crescente de aerossóis. A crescente desflorestação tem como consequência um menor sequestro de CO_2 atmosférico contribuindo também, em boa medida, para a intensificação do efeito de estufa. Se a estes fatores somarmos algum decréscimo da concentração de ozono estratosférico potenciado pela libertação de CFC (Clorofluorcarbonetos), assistimos a um aumento de radiação de curto comprimento de onda entrada na baixa atmosfera que será posteriormente absorvido na superfície terrestre.

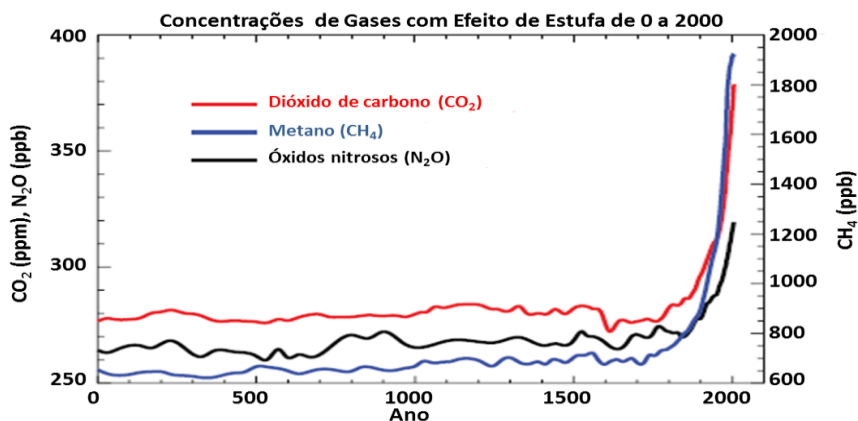


Figura 3.13. Evolução dos gases com efeito de estufa mais importantes desde o início do 1º milénio D.C. (IPCC, 2007).

As emissões de aerossóis (matéria particulada em suspensão) para a troposfera, muitas vezes associadas a processos poluentes, aumentam o albedo atmosférico pelo aumento dos processos de condensação que dão origem às nuvens. Contudo, o efeito na radiação infravermelha é de

sentido contrário, sendo que o resultado líquido depende, sobretudo, do albedo da superfície. Assim, sobre neve ou gelo e sobre a maior parte das coberturas superficiais, há um aquecimento líquido, enquanto que sobre os oceanos, com albedo menor, há um arrefecimento líquido (Barry & Chorley, 2003).

As mudanças na cobertura do solo podem exercer tanto um efeito negativo (arrefecimento) como positivo (aquecimento) sobre as forçantes radiativas. Assim, atribui-se um efeito negativo à desflorestação no que diz respeito às alterações do albedo, principalmente em regiões temperadas, onde a ausência da floresta permite a cobertura com neve durante o inverno. Já outras mudanças na ocupação do solo, como urbanizações e a construção de estradas (asfalto), provocam o efeito contrário.

Os efeitos da desflorestação, em grande escala, sobre as forçantes radiativas têm, todavia, que ser vistos no seu conjunto, pois que apesar do aumento do albedo da superfície, há uma redução enorme da evapotranspiração e, assim, uma redução no efeito de arrefecimento da passagem da água do estado líquido para o gasoso. Além disso, a redução na assimilação de CO₂, bem como a mineralização da matéria orgânica acumulada sob a floresta, diminuem o sequestro e aumentam as emissões de CO₂. O efeito negativo ('arrefecimento') da alteração na ocupação do solo como o sugerido na Figura 3.14, que inclui ainda grandes desflorestações no passado (desde 1750) nas latitudes médias, poderá não ser aplicável às desflorestações recentes nas regiões tropicais.

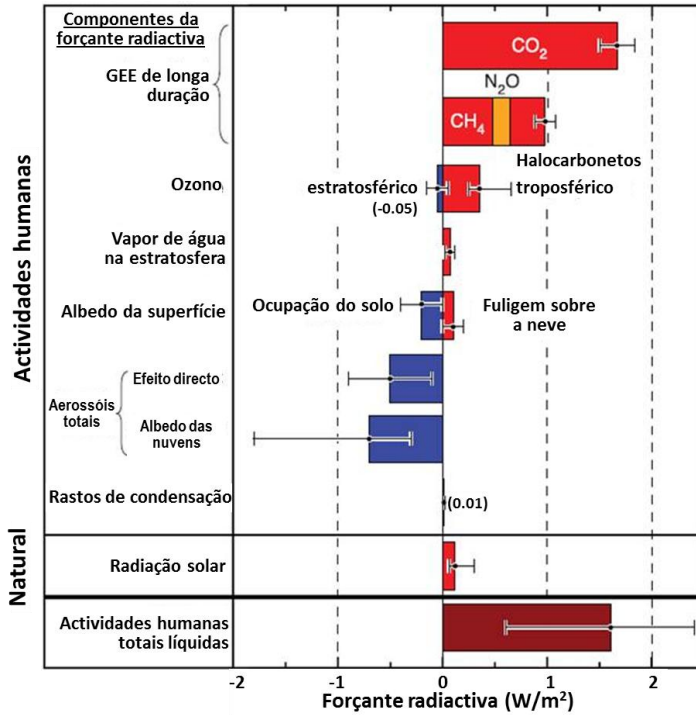


Figura 3.14. Forçantes radiativas do sistema climático entre 1750 e 2005 (Forster et al., 2007).

A alteração do uso da terra conduz, na maior parte dos casos, a uma variação da rugosidade da superfície, alterando assim, de um modo mais ou menos significativo, o regime de ventos assim como as proporções relativas dos componentes terrestres e aéreos do ciclo hidrológico e, por consequência, o clima à escala local e regional. A desflorestação, com a consequente afetação de terras ao uso agrícola e sobretudo à urbanização, são exemplo disso. A desflorestação diminui a evapotranspiração e, consequentemente, a humidade atmosférica, a precipitação local e a interceção, mas aumenta, por outro lado, o escoamento superficial e a sazonalidade da precipitação; além disso, ao diminuir a espessura efetiva dos solos e a rugosidade da superfície, a desflorestação contribui em larga medida para um aumento da sua erosão, principalmente da erosão eólica, e para um reforço da sazonalidade da precipitação. A (intensa) urbanização em vastas zonas do planeta apresenta em boa medida os efeitos visíveis da desflorestação, acrescidas de um aumento de temperatura (ilha de calor urbano) derivado das alterações significativas da rugosidade da superfície e radiativas dessa mesma superfície.

5. Elementos Climáticos

5.1. Generalidades

Os elementos climáticos descrevem o clima e o estado do tempo de um modo quantitativo. Os elementos climáticos são simples ou complexos. Os elementos simples são os elementos meteorológicos normalmente medidos em estações meteorológicas, convencionais ou automáticas. A temperatura, a precipitação, a humidade, o vento, a nebulosidade e a insolação, a pressão atmosférica, a radiação (solar, terrestre, atmosférica), a trovoadas e a evaporação são exemplos de elementos climáticos simples. Os elementos climáticos complexos descrevem o efeito climático de causas que estão relacionadas entre si ou que atuam conjuntamente para produzir certos aspetos particulares da paisagem fisiográfica e biológica do globo, como sejam a aridez do solo, a continentalidade do clima (índices de aridez, de continentalidade), o conforto humano, o rendimento das culturas, etc..

Os elementos climáticos (ou meteorológicos) são numéricos (precipitação, temperatura,...) ou não numéricos (tipos de nuvens, direção do vento,...), binários (ocorrência ou não ocorrência de geada,...) ou não binários (temperatura, humidade,...), contínuos (pressão atmosférica,...) ou discretos (graus de nebulosidade,...), limitados (humidade,...) ou ilimitados (temperatura,...), escalares (temperatura, nebulosidade,...) ou vetoriais (direção do vento,...), aleatórios (velocidade instantânea do vento,...) ou não aleatórios (radiação global,...).

Nesta secção serão descritos apenas alguns (nove) elementos climáticos simples, os mais comumente medidos nas estações meteorológicas e usados em Climatologia.

5.2. Radiação solar global e radiação líquida

A fonte principal de energia do Sistema Climático é o Sol, que emite, como todos os corpos cuja temperatura é superior ao zero absoluto ($0\text{K} = -273^\circ\text{C}$), energia radiante de natureza eletromagnética e corpuscular. A radiação solar é a causa principal dos processos físicos, químicos e biológicos que ocorrem à superfície da Terra, dela dependendo por consequência, todas as formas de vida na Terra. Além disso, a radiação solar influencia fenómenos como a reflexão, a absorção e a difusão na atmosfera, o ciclo Hidrológico, e determina a circulação geral da atmosfera, sendo por isso o fator fundamental do clima.

A radiação solar global ($S\downarrow$) é a densidade de fluxo radiante de origem solar incidente numa unidade de área da superfície terrestre. $S\downarrow$ é a soma da radiação solar recebida diretamente do Sol com a radiação que foi difundida pela atmosfera, isto é, a soma da radiação solar direta ($S\downarrow_{dir}$) com a radiação solar difusa ($S\downarrow_{dif}$). A radiação solar global varia, em qualquer local, ao longo do dia e ao longo do ano: assume valores positivos entre o nascer e o pôr-do-sol e nulos durante a noite e o crepúsculo; nas nossas latitudes, assume valores maiores no verão (atingindo não raras vezes, valores superiores a $800-900 \text{ W m}^{-2}$) e menores nos meses de inverno, período em que o ângulo de incidência dos raios solares é maior. As variações diárias são sobretudo afetadas pelas condições atmosféricas, tendo amplitudes tanto maiores quanto menor for a nebulosidade. As variações anuais são tanto maiores quanto mais afastado estiver o local do equador e do mar. A radiação solar é medida por piranômetros (radiômetros que medem o curto comprimento de onda) e exprime-se, normalmente, em watts por metro quadrado (W m^{-2}).

Se à radiação solar for subtraída a fração que é refletida pela superfície considerada ($S\uparrow = \rho S\downarrow$, onde ρ é o albedo) obtém-se o balanço de curto comprimento de onda ($R_{ns} = S\downarrow - S\uparrow$). Se a este balanço se adicionar o de grande comprimento de onda (R_{nl}), definido pela diferença entre a radiação emitida pela atmosfera ($L\downarrow$) e a emitida pela superfície terrestre ($L\uparrow$), obtém-se o balanço de radiação dessa mesma superfície isto é, a radiação líquida nela (eventualmente) disponível:

$$R_n = R_{ns} + R_{nl} = S\downarrow - S\uparrow + L\downarrow - L\uparrow \quad (\text{W m}^{-2}) \quad (3.1)$$

A radiação de grande comprimento de onda é medida por pirgeômetros, enquanto que a radiação líquida é medida por pirradiômetros (radiômetros de balanço). A radiação líquida (R_n), quando positiva, é usada no aquecimento do ar (H) e do solo (G) e na evaporação da água (LE); se for negativa, o que acontece normalmente durante o período noturno, o ar e o solo são fontes de calor para a superfície e a evaporação pode dar lugar à condensação, com natural libertação (e não consumo) de energia. Assim, o balanço energético à superfície de um solo vem, de uma forma simplificada:

$$R_n = LE + H + G \quad (\text{W m}^{-2}) \quad (3.2)$$

A radiação terrestre ($L\uparrow$) é calculada satisfatoriamente através da lei de Stefan-Boltzman (equação 3.3) uma vez que a superfície terrestre se comporta aproximadamente como um corpo negro:

$$E = \sigma T^4 \quad (\text{W m}^{-2}) \quad (3.3)$$

onde E é o poder emissivo de um corpo negro ($W m^{-2}$), T é a temperatura efetiva (ou irradiativa) do corpo (K) e σ é a constante de Stefan-Boltzman ($\sigma = 5,67 \times 10^{-8} W m^{-2} K^{-4}$).

A radiação atmosférica (L_{\downarrow}) calcula-se a partir das equações 3.4 (sendo a última uma equação empírica), uma vez que a atmosfera se comporta como um corpo cinzento:

$$\begin{aligned} L_{\uparrow} &= \varepsilon_s \sigma T_a^4 \\ L_{\uparrow} &= \sigma T_i^4 & (W m^{-2}) & \quad (3.4) \\ L_{\downarrow} &= 213 + 5,5 T_a \end{aligned}$$

onde ε_s é a emissividade da atmosfera, T_a a temperatura do ar (expressa em K nas duas primeiras equações e em $^{\circ}C$ na última) e T_i a temperatura irradiativa ou efetiva da atmosfera.

5.3. Insolação e Nebulosidade

A insolação atual (ou real) é o número de horas (diárias, mensais,...) de céu descoberto. A insolação astronómica é a insolação máxima possível ou o período do dia durante o qual o Sol se encontra acima do horizonte (comprimento do dia). A percentagem de insolação é a razão entre a insolação atual ou real e a insolação astronómica. A nebulosidade total (ou quantidade de nuvens) é a fração do céu coberta de nuvens e exprime-se em décimos de céu coberto (para fins climatológicos) ou em oitavos (para fins sinópticos). A nebulosidade parcial é a nebulosidade referente a uma determinada família de nuvens.

A nebulosidade varia, tendencialmente, de forma inversa com a insolação. Contudo, a medição de ambas é diferente, pelo que a nebulosidade não corresponde exatamente à diferença entre a insolação atual e a astronómica. Sempre que a intensidade da luz é suficiente para ativar um circuito elétrico é possível medir a insolação a partir de impulsos elétricos (registadores de insolação fotelétricos). Em estações automáticas a insolação é normalmente medida a partir de dados obtidos por piranómetros. Em estações convencionais a insolação é medida por heliógrafos, sendo os mais utilizados os de Campbell-Stokes e de Jordan. A nebulosidade é medida por observação visual direta do firmamento, em diferentes momentos do ciclo diário.

A insolação atual e a nebulosidade retratam uma dada condição atmosférica mais ou menos duradoura, pelo que o seu conhecimento fornece boas indicações da evolução do estado do tempo a curto prazo (meteorologia sinóptica); os seus valores médios, geralmente presentes

nas Normais Climatológicas, são parâmetros usados no cálculo de outros elementos climáticos (por ex., o caso do cálculo da evapotranspiração potencial pelo Método de Penman). A insolação astronômica, sinônimo de fotoperíodo enquanto resposta das plantas durante floração (de dias longos, dias curtos ou indiferentes), varia com a latitude do lugar e a altura do ano.

A variação média da insolação/nebulosidade depende da circulação geral da atmosfera e da distribuição dos continentes e oceanos. A maior quantidade de vapor de água sobre as superfícies aquáticas mais extensas torna as regiões oceânicas e costeiras as que apresentam maior nebulosidade e, por consequência, menor insolação. Por essa razão, a nebulosidade é, em média, maior no hemisfério sul que no hemisfério norte. Devido à circulação geral da atmosfera, as regiões equatoriais e as zonas frontais associadas à frente polar apresentam maior nebulosidade que a restantes zonas.

Nas regiões polares e equatoriais e no verão das latitudes médias o máximo de nebulosidade ocorre ao meio-dia ou no começo da tarde, enquanto que no inverno das latitudes médias tal máximo ocorre perto do nascer do sol. Em qualquer caso, o mínimo de nebulosidade tende a ocorrer durante a noite.

5.4. Temperatura do ar

A temperatura do ar (T_a) num dado instante é o valor que é indicado por um termómetro bem ventilado, ou seja, em equilíbrio térmico com o ar atmosférico, subtraído à influência da radiação dos objetos situados nas vizinhanças. Exprime-se em graus Celsius ($^{\circ}\text{C}$), Fahrenheit ($^{\circ}\text{F}$) ou em Kelvin (K). A temperatura é medida por termómetros. Da temperatura dependem várias propriedades do ar e da água (densidade, calor latente de vaporização, capacidade calorífica, ...), as taxas de reações bioquímicas num organismo ou o ritmo de crescimento vegetal. Da temperatura do ar também dependem a tensão de vapor de saturação do ar atmosférico, os fluxos de energia radiante e de calor latente de e para os organismos, a incidência sazonal e regional de doenças e pragas e, em larga medida, os níveis de conforto humano e animal.

A distribuição da temperatura do ar é uma consequência do balanço energético da Terra. Os fatores que condicionam a variação da temperatura do ar são os fatores gerais do clima (externos ao sistema climático como a radiação solar e os movimentos da terra, ou internos como a circulação geral da atmosfera e a nebulosidade), os fatores

regionais (aproximação de massas líquidas,...) e locais (exposição, formas de relevo, revestimento vegetal,...). Por isso, a temperatura apresenta uma variação diária e anual de carácter periódico, atinge valores mais elevados próximo do equador e mais baixos nas latitudes maiores; além disso, a amplitude térmica é menor em regiões vizinhas dos mares e oceanos que em zonas mais afastadas das costas, maior em áreas sem revestimento vegetal que em zonas florestais, etc...

A temperatura diminui em altitude na baixa atmosfera (Troposfera) a uma taxa média de 0,65°C por cada 100 metros. O sentido e a taxa desta variação resultam da manifestação das leis físicas que regem a ascensão adiabática de uma massa de ar na atmosfera. O ar não saturado sofre uma variação de aproximadamente 1° por cada 100 m de variação de altitude (gradiente adiabático seco), enquanto que o ar saturado sofre uma variação de cerca de 0,5°C por cada variação em altitude de 100 m (gradiente adiabático saturado). Os valores do gradiente adiabático saturado são menores que os do gradiente adiabático seco uma vez que há libertação de calor latente associada à condensação do vapor de água, atenuando desta forma o arrefecimento resultante da expansão adiabática. A temperatura potencial (θ) é a temperatura que uma parcela de ar atingiria se fosse transportada adiabaticamente da sua pressão actual (p) até à pressão de 1000 hPa (pressão *standard*):

$$\theta = T \left(\frac{1000}{p} \right)^\kappa \quad (K) \quad (3.5)$$

onde T é a temperatura actual da parcela (K), $\kappa (=R/c_{p(d)})$ é a constante de Poisson para o ar seco, R é a constante universal dos gases (= 287,05 J kg⁻¹ K⁻¹) e $c_{p(d)}$ é o calor específico do ar seco a pressão constante (1005 J kg⁻¹ °C⁻¹). A temperatura potencial é invariável em processos adiabáticos.

5.5. Precipitação

A precipitação é qualquer partícula de água, sólida ou líquida, que cai da atmosfera e atinge o solo, proveniente das nuvens, e ocorre quando as gotas das nuvens crescem até atingirem dimensões suficientes para caírem por efeito da gravidade. A precipitação constitui um vetor fundamental do ciclo hidrológico, unindo a atmosfera aos restantes subsistemas do sistema climático. Tem uma grande variedade de formas (chuveiro, chuva, neve, neve molhada, granizo, saraiva, aguaceiros, neve gelada) e a sua classificação depende, em geral, do mecanismo envolvido no arrefecimento adiabático que conduziu à formação da nuvem (convectiva, orográfica, de convergência, frontal). A precipitação exprime-se pela altura pluviométrica, pela duração, frequência e intensidade da

precipitação. A quantidade de precipitação num dado intervalo de tempo (altura pluviométrica) é a grandeza $R = v/s$ em que v é o volume de água recolhida proveniente de hidrometeoros, num recipiente de boca horizontal e de área s (udómetro ou pluviómetro). Exprime-se em milímetros (= litros por metro quadrado). A duração da precipitação é o período de tempo contado entre o início e o fim da chuvada (mede-se em horas, minutos ou dias). A frequência é o número de ocorrências por ano para uma determinada chuvada ou, o número de anos necessários para a ocorrência de uma determinada chuvada. A intensidade da precipitação avalia-se pela variação da quantidade da precipitação (ΔR) relativamente ao intervalo de tempo (Δt) em que caiu.

A precipitação é um elemento climático (ou meteorológico) central na variação do estado do tempo e na caracterização do clima de um dado local. Ocorre em consequência da evolução dos sistemas sinóticos e, juntamente com a temperatura, é elemento central das classificações climáticas empíricas (ver capítulo seguinte).

5.6. Humidade do Ar

A humidade do ar é o vapor de água da atmosfera e resulta da evaporação das superfícies aquáticas e do solo, da transpiração dos seres vivos e das combustões; é medida por higrómetros e depende, entre outros fatores, da disponibilidade em água, da velocidade do vento (fator aerodinâmico), da temperatura do ar e da pressão atmosférica (fatores termodinâmicos). A humidade do ar é a origem de todos os hidrometeoros, desempenha um importante papel nas transformações energéticas da atmosfera devido ao seu efeito na absorção da radiação infravermelha, influi na intensidade da evaporação e da transpiração das plantas, na nebulosidade e no aquecimento/arrefecimento das superfícies; além disso, representa um fator importante no conforto humano.

A humidade do ar exprime-se por meio de grandezas físicas como a tensão atual de vapor, a humidade absoluta, a humidade relativa, o défice de saturação do ar, a razão de mistura e a humidade específica. O estado higrométrico do ar também se pode caracterizar pela temperatura do ponto de orvalho, pela temperatura virtual ou pela temperatura do termómetro molhado. A tensão de vapor (e) é a pressão exercida pelo vapor de água existente numa massa de ar húmido e exprime-se em unidades de pressão, isto é, em milímetros de mercúrio (mm Hg), pascais (Pa) ou milibares (mb). Considera-se a tensão de vapor atual (e_a) como a existente num determinado momento e a tensão máxima de vapor de água (e_s) como a pressão que o vapor de água exerceria em caso de saturação do ar; logo, e_a iguala e_s quando o ar está saturado. A tensão

máxima de vapor de água (e_s) depende da temperatura do ar (ANEXO 3.1) A humidade absoluta (χ) é a massa de água existente numa unidade de volume de ar húmido e exprime-se em gramas por metro cúbico (g m^{-3}). χ tem o mesmo valor numérico que a densidade do vapor de água no ponto considerado. Em caso de saturação do ar a humidade absoluta é máxima (χ_s). A humidade absoluta relaciona-se com a tensão de vapor (e) através da seguinte expressão:

$$\chi = 2,17 \frac{e}{T} \quad (\text{g m}^{-3}) \quad (3.6)$$

onde T é a temperatura absoluta (em K) e e exprime-se em Pa.

A humidade relativa (HR) é a relação entre a tensão de vapor (e_a) de uma massa de ar (ou a humidade absoluta) e a tensão máxima de saturação (e_s) dessa mesma massa de ar (ou a humidade absoluta máxima) e exprime-se em percentagem (varia entre 0 e 100):

$$HR(\%) = \frac{e_a}{e_s} \times 100 = \frac{\chi_a}{\chi_s} \times 100 \quad (3.7)$$

O défice de saturação (DS) é a quantidade de vapor de água que, num determinado momento, falta para saturar uma determinada unidade de volume de uma massa de ar húmido. DS pode exprimir-se como a diferença para 100 da humidade relativa ($DS = 100 - HR$), a diferença entre a humidade absoluta máxima à temperatura da massa de ar e a humidade absoluta no momento ($DS = \chi_s - \chi_a$) ou entre a tensão máxima de saturação e a tensão atual ($DS = e_s - e_a$).

A humidade específica (q) é a razão entre a massa de vapor de água (m_w) e a massa de volume de ar considerado (m):

$$q = \frac{m_w}{m} = \frac{m_w}{m_w + m_d} \quad (\text{kg kg}^{-1}) \quad (3.8)$$

onde m_d é a massa de ar seco.

A razão de mistura (w) é a razão entre a massa de vapor de água (m_w) e a massa de ar seco (m_d) num dado volume de ar:

$$w = \frac{m_w}{m_d} \quad (\text{kg kg}^{-1}) \quad (3.9)$$

A temperatura do ponto de orvalho (T_o) é a temperatura a que uma massa de ar húmido deverá ser arrefecida, a pressão constante

(processo de arrefecimento isobárico), para que fique saturada, ou seja, para que a humidade que contém (e_a) seja máxima (e_s).

A temperatura virtual (T_v) é a temperatura do ar seco tendo a mesma pressão e densidade totais que as do ar húmido. Exprime-se em função da temperatura do ar (T , em K) e da tensão atual (e_a , em Pa) como se segue:

$$T_v = T(1 + 0,38 \frac{e_a}{P}) \quad (\text{K}) \quad (3.10)$$

onde P é a pressão atmosférica normal (= 101,3 kPa).

A temperatura do termómetro molhado (T_w) é a temperatura indicada por um termómetro bem ventilado cujo reservatório está envolvido por uma gaze molhada. Representa a mais baixa temperatura, sob pressão constante, a que o ar pode ser arrefecido por evaporação. T_w é registada, conjuntamente com T_a , por um psicrómetro (higrómetro de evaporação) e está relacionada com a tensão de vapor (atual e máxima), pelas seguintes expressões:

$$e_a = e_s - 0,000660(1 + 0,00115T_w)(T_a - T_w)P \quad (3.11)$$

$$e_a = e_s - \frac{0,480(t_a - t_w)}{610 - t_w} P$$

Os valores de tensão de vapor (e_s e e_a) exprimem-se em Pa na 1ª equação e em mmHg na segunda; T_a e T_w exprimem-se em °C. P é a pressão atmosférica normal (100kPa ou 755 mmHg). Os Anexos 3.2 e 3.3 mostram também os valores de Humidade Relativa (em %) em função dos valores de T_w e de $T_a - T_w$.

A temperatura, a latitude, a altitude e a distribuição dos continentes e dos oceanos são os fatores que mais influenciam a distribuição da humidade atmosférica no globo. A humidade absoluta ou a tensão de vapor de água aumentam com a temperatura, sendo mais elevadas de dia e no verão que durante a noite e no inverno, decrescem em altitude e são mais elevadas sobre os oceanos que sobre os continentes; a humidade relativa varia na razão inversa da temperatura, é maior nas regiões equatoriais e polares (>85%) que nas regiões temperadas (>70%) ou nas regiões subtropicais (<50% sobre os continentes e >80% sobre os oceanos). A humidade atmosférica diminui em altura durante o dia; durante a noite, quando a evaporação é menos intensa, o decréscimo da humidade é menos acentuado com a altura, quando há condensação sobre a superfície, o fluxo de vapor de água é descendente. Pela manhã, a evapotranspiração adiciona vapor de água a

uma atmosfera (fluxo convergente) moderadamente instável; ao começo da tarde a humidade atmosférica decresce ligeiramente (apesar do pico de evapotranspiração) devido à mistura com massas de ar mais seco decorrentes da atividade convectiva; no fim da tarde a humidade volta a registar um máximo pois a capacidade de transportar vapor de água (aumento da estabilidade devido ao arrefecimento da superfície) é menor que a taxa de evaporação; no período noturno a evapotranspiração diminui e, conseqüentemente, a humidade atmosférica.

5.7. Evaporação e evapotranspiração

A evaporação é o processo físico pelo qual uma substância transita do estado líquido para o estado gasoso. A evaporação é um dos componentes fundamentais do ciclo hidrológico, transferindo e redistribuindo água (e energia) da superfície do globo (oceanos, mares interiores, lagos, rios e solos) para a atmosfera. O vapor de água resultante da evaporação é difundido na baixa atmosfera por convecção, seja por difusão molecular, seja por mistura turbulenta. A evapotranspiração é o processo combinado de evaporação a partir da superfície do solo e dos seres vivos (nomeadamente as plantas) e de transpiração através da superfície dos seres vivos. A evaporação e a evapotranspiração exprimem-se, geralmente, em mm ou em $\text{g m}^{-2} \text{ s}^{-1}$.

A evaporação (E) mede-se com evaporímetros, dos quais a tina de classe A e o evaporímetro de Piche são os mais utilizados. A sua medição não é fácil, pelo que é comum o uso de diversos métodos de cálculo (Penman, balanço hídrico, balanço energético, método da transferência e massa,...). Exprime-se em milímetros ($E = V/A$, sendo V o volume de água no estado líquido que se evaporou de um recipiente exposto ao ar, de boca horizontal de área A) ou em gramas por unidade de área (g m^{-2}).

A energia necessária, por unidade de massa, para a evaporação denomina-se calor latente de vaporização (λ) que, no caso da água, é de aproximadamente $2,45 \text{ MJ Kg}^{-1}$ a 20°C . O calor latente (LE), associado à evaporação é um parâmetro do balanço energético de uma superfície (solo, folha,...) e resulta da multiplicação aritmética da água evaporada (E) pelo respetivo calor latente de vaporização (λ) e, por isso, exprime-se em W m^{-2} .

A temperatura do ar e da água, a tensão de vapor e a humidade relativa do ar, a velocidade do vento, a pressão atmosférica, a salinidade das águas, a extensão da superfície evaporante e, naturalmente, a radiação solar, são os fatores que mais condicionam o fenómeno evaporativo. A variação diária da evaporação é sobretudo condicionada pela

temperatura, sendo por isso maior durante o dia, quando o déficit de saturação do ar é mais elevado, que durante o período noturno, onde pode se anular caso o ar fique saturado. Também a variação diária do vento reforça geralmente a tendência determinada pelo fator térmico. Os valores anuais mais elevados (cerca de 1500mm) observam-se sobre os oceanos tropicais, potenciados pelos ventos aliseos e sobre as áreas continentais onde a radiação solar é elevada e a vegetação densa.

A evaporação e a evapotranspiração são processos que ligam a hidrosfera, a litosfera e a biosfera à atmosfera e condicionam marcadamente a evolução do ciclo hidrológico. A evapotranspiração influencia a energética da atmosfera e altera as características da massa de ar.

A evapotranspiração potencial (ETp) é a evapotranspiração que ocorre sempre que a taxa de perda de água não é influenciada pelo teor de água disponível à superfície do solo e das plantas, isto é, sempre que a disponibilidade em água não constitui fator limitante. Por esta razão a evapotranspiração potencial é sinónimo de necessidade em água, a que permitiria ao solo manter permanentemente um grau ótimo de humidade correspondente à quantidade necessária para o bom desenvolvimento das plantas suportadas pelo solo. A evapotranspiração real (ETr) é a evapotranspiração que ocorre em condições reais, isto é, de acordo com as características reais do solo e das plantas.

5.8. Pressão atmosférica

A pressão atmosférica é a força exercida por unidade de área de uma coluna de ar atmosférico aplicada normalmente a qualquer superfície. A pressão exprime-se em bares, mm Hg e pascais (1 pascal é a força de 1 Newton que atua sobre uma área superficial de 1 m²) e é medida com barómetros. A nível do mar, a pressão exercida pelo ar é cerca de 1,02 kg cm⁻² (= 101325Pa = 1023,25mb = 760mmHg). Altas pressões e baixas pressões referem-se a valores superiores e inferiores a 1023 mb, respetivamente (Figura 3.15). As primeiras concentram-se em anticiclones (centros de alta pressão) e as segundas em depressões ou ciclones (centros de baixa pressão).

A pressão atmosférica tem efeitos diretos no estado do tempo e na sua evolução, é a causa direta dos ventos, determinando a sua velocidade e direção, afeta a temperatura e a humidade do ar, a precipitação e outros elementos. Contudo, a pressão atmosférica não exerce de um modo direto uma influência relevante sobre os seres vivos (exceto o efeito altitude e o que decorre das suas alterações bruscas).

A pressão atmosférica diminui em altitude e à superfície do globo. A equação hidrostática permite quantificar numa atmosfera em repouso a variação da pressão de uma parcela de ar com a altitude:

$$-\Delta p = \rho g \Delta z \quad (\text{kPa}) \quad (3.12)$$

onde Δp representa a diferença de pressão entre dois níveis, ρ é a densidade do ar ($1,2250 \text{ Kg m}^{-3}$, ao nível do mar), g é a aceleração da gravidade ($9,8 \text{ ms}^{-2}$) e Δz a espessura, em metros, de uma camada da atmosfera. As variações horizontais da pressão atmosférica são muito menores que as variações em altitude.

Uma superfície isobárica é um lugar geométrico dos pontos da atmosfera onde a pressão, num instante, tem o mesmo valor (se a pressão atmosférica apenas variasse com a altitude, seriam superfícies esféricas concêntricas ao globo e paralelas entre si). Uma isóbara ou curva isobárica é a linha de intersecção de uma superfície isobárica com uma superfície concêntrica ao globo terrestre e une pontos de igual pressão atmosférica. O maior ou menor afastamento das isóbaras entre si depende da maior ou menor homogeneidade da atmosfera. Nos anticiclones as superfícies isobáricas formam convexidades voltadas para cima e as suas intersecções com a superfície terrestre são isóbaras cujos valores crescem da periferia para o centro (Figura 3.15a); nas depressões ou ciclones as superfícies formam concavidades voltadas para cima e as suas intersecções com a superfície são isóbaras cujos valores diminuem da periferia para o centro (Figura 3.15b).

A variação da pressão atmosférica pode ter origem térmica ou origem dinâmica, dependendo neste último caso de fatores como o movimento de rotação da terra, o atrito da superfície, a humidade atmosférica ou a distribuição dos continentes. As variações da pressão atmosférica podem ser periódicas ou acidentais.

Ao longo de um ciclo diário, a pressão atmosférica apresenta máximos e dois mínimos, devido à absorção da radiação solar pelo ozono na alta atmosfera e pelo vapor de água na baixa atmosfera. O aquecimento e o arrefecimento do ar criam oscilações de densidade conhecidas como marés (térmicas) ou atmosféricas que determinam variações pequenas da pressão atmosférica perto da superfície da Terra. Esta maré, também denominada de barométrica, é mais evidente na região equatorial do que em outras latitudes. Em latitudes superiores a 60° a maré deixa, em geral, de se observar. Ao longo do ano, os anticiclones e as depressões permanentes deslocam-se em função da circulação geral da atmosfera e dos fatores físicos que a determinam (radiação, distribuição de continentes e oceanos,...).

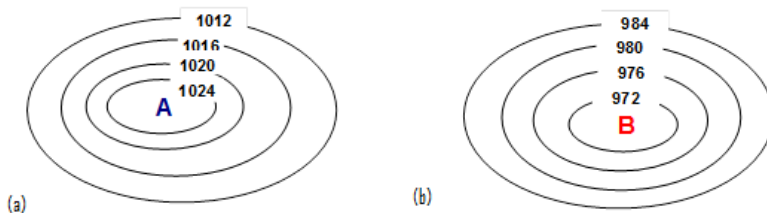


Figura 3.15. Isóbaras: (a) centro de altas pressões; (b) centro de baixas pressões.

Entre as variações acidentais da pressão atmosférica destacam-se as resultantes da passagem de perturbações atmosféricas, como sejam as depressões acompanhadas de sistemas frontais ou os ciclones tropicais e as provocadas pelo vento, sobretudo se este é forte e sopra sob a forma de rajadas.

5.9. Vento

O vento é o deslocamento horizontal do ar relativamente à superfície do globo terrestre e resulta da diferença de pressão entre dois locais. O aquecimento e/ou arrefecimento diferencial da atmosfera é a causa básica (ou inicial) do movimento atmosférico (pois está na base das diferenças de pressão). Assim, parte da radiação solar que atinge a Terra é transformada em energia cinética dos gases da atmosfera. O vento é definido através da sua velocidade e da sua direção.

Quadro 3.4 Escala de Beaufort.

Nº de Beaufort	Descrição	Velocidade (m s ⁻¹)	Observações
0	calmo	<0,4	O fumo sobe na vertical
1	aragem	0,5-1,5	O fumo é lentamente empurrado
2	fraco	1,6-3,3	As folhas sussuram
3	bonançoso	3,4-5,4	As folhas e os raminhos movem-se
4	moderado	5,5-7,9	Os ramos pequenos movem-se
5	fresco	8,0-10,7	As pequenas árvores oscilam
6	muito fresco	10,8-13,8	Os ramos grandes oscilam
7	forte	13,9-17,1	Todas as árvores se movem
8	muito forte	17,2-20,7	Os raminhos partem-se
9	tempestuoso	20,8-24,4	Os ramos partem-se
10	temporal	24,5-28,4	As árvores quebram-se e caem
11	temp. desfeito	28,5-33,5	Os danos são extensos
12	furacão	>33,5	Os danos são extremos

Além do gradiente de pressão entre dois lugares, outros fatores controlam o movimento do ar atmosférico: a força da gravidade, o atrito,

a força de Coriolis e a força centrífuga. Da ação conjugada de todos estes fatores resultam diferentes velocidades e diferentes direções do vento. A velocidade exprime-se em $m\ s^{-1}$ enquanto que a direção se exprime em graus. O primeiro parâmetro mede-se com anemómetros e o segundo com cataventos. Os ventos são classificados em função das forças que atuam sobre o ar em movimento (vento geostrófico, barostrófico e de gradiente), da sua direção (ventos constantes, periódicos e variáveis) ou da escala da circulação (primária, secundária,...). A escala de Beaufort permite classificar os ventos de acordo com a sua intensidade e seus correspondentes efeitos (Quadro 3.4).

O perfil do vento junto à superfície reflete o efeito do atrito exercido pela superfície sobre o movimento do ar. O atrito retarda o movimento e determina um decréscimo acentuado da velocidade horizontal do vento na direção da superfície. Este aumento é menor na primavera e maior no outono. A 2 metros de altura, a velocidade do vento aumenta rapidamente depois do nascer do Sol e alcança um máximo perto do meio-dia (transferência eficiente e rápida do momento na CLP devido ao aumento da instabilidade), diminui durante a tarde (diminuição progressiva da instabilidade), sendo pequena durante a noite.

6. Classificações climáticas

6.1. Tipos de Classificações

Uma classificação climática descreve tipos de clima e delimita regiões climáticas com base em informação quantificada e organizada de fatores que afetam o clima ou de elementos climáticos referentes ao um período mínimo de 30 anos consecutivos.

A utilidade da subdivisão da Terra em zonas de incidência solar diferente (quente, temperado e polar, subdivididos pelos trópicos e os círculos polares) é reduzida, pois os fatores climáticos expressam-se de forma diversa em diferentes regiões situadas a latitudes similares. Desde a Grécia Antiga, surgiram variados esquemas de classificação dos climas do mundo, com interesse diverso e baseados em diferentes critérios, apresentando a maioria delas subdivisões e limites baseados na observação das condições originárias das zonas climáticas, seja de elementos climáticos como a temperatura e a queda pluviométrica, seja dos seus efeitos, por exemplo, sobre a vegetação.

Entre os diferentes sistemas de classificação, destacam-se dois tipos fundamentais, os genéticos e os empíricos. Nas classificações

genéticas, os climas agrupam-se de acordo com as suas causas físicas (fatores cósmicos ou geográficos, circulação geral da atmosfera, ...), enquanto que as classificações empíricas assentam na combinação de elementos ou parâmetros climáticos medidos, na maioria dos casos, a temperatura e a precipitação.

Entre as classificações genéticas, merecem particular destaque a delineada em 1928 por Tor Bergeron (Ljljequist, 1981), que classificou o clima de um local com base na frequência com que certo tipo de estados do tempo (massas de ar) nele ocorrem (classificação climática de Bergeron), a proposta por Alissov em 1936, baseando-se nos deslocamentos sazonais das massas de ar (circulação geral da atmosfera), a de H. Flohn (1957) que, em 1950, propôs um sistema que inclui 7 categorias baseadas na zonagem global dos ventos e na sazonalidade da precipitação, e a de Strahler (1969) que propôs um sistema que inclui 14 tipos climáticos baseados nos mecanismos planetários fundamentais.

As classificações do tipo empírico assentam nas consequências das condições climáticas e utilizam para o efeito determinados indicadores, como a vegetação, a hidrologia, a humidade, a aridez, etc., sob a forma de frequência de ocorrência, valores limites ("thresholds"), índices, etc., delimitando assim as zonas climáticas. Entre este tipo de classificações, destacam-se as baseadas em balanços energéticos e de humidade (limites térmicos e hídricos relacionadas, em grau variável, com a vegetação e o crescimento vegetal), e as baseadas em índices bioclimáticos (fitoclimáticos, conforto climático,...). Entre as primeiras, destacam-se a de Budyko (1974), que estabeleceu diferentes tipos climáticos a partir da relação entre a radiação líquida disponível para o processo evaporativo a partir de uma superfície molhada e o calor necessário para evaporar a precipitação média anual (a fronteira entre climas secos e húmidos ocorre quando a razão é igual a 1) e a de Terjung & Louie (1972) que usou fluxos de energia para classificar a quantidade de energia entrada (radiação líquida e advecção) e saída (calor sensível e calor latente) e a sua variação sazonal. Entre as que se relacionam de um modo mais direto com a vegetação e/ou o crescimento vegetal, destacam-se a classificação de Köppen e a classificação racional dos climas de Thornthwaite. Merece ainda referência a classificação climática estabelecida por W. Lauer, (Lauer et al., 1996) que se baseou em mínimos térmicos e hídricos para a vegetação natural e para culturas agrícolas (os limites para as zonas foram determinados a partir de índices de radiação, enquanto que os tipos climáticos basearam-se num índice térmico e num índice de humidade que tomam em consideração a diferença entre as precipitações mensais e a evaporação potencial). Frankenberg, Penck, Troll e Pfaffen, Wissmann são exemplos de outros autores que

estabeleceram classificações baseadas em limites térmicos ou hídricos usados como critérios para diferenciar entre si zonas climáticas ou subdivisões em tipos ou subtipos climáticos (Kappas, 2009). Há numerosos índices fitoclimáticos (geralmente índices de aridez), sendo os mais referidos na literatura aqueles que baseiam o seu cálculo em valores médios de precipitação e temperatura (coeficiente hidrotérmico de Lang, índice de aridez de Martonne, coeficiente pluviométrico de Emberger, índice de Dantin-Ravenga), outros ainda que se baseiam no déficit de saturação de vapor (índice de Mayer), além de índices de produtividade agrária (índice de Patterson, índice de potencialidade agrícola de T.Turc,...). A partir de índices de conforto humano (térmico e/ou mecânico) Terjung (1966) propôs uma classificação bioclimática usando dados de temperatura, humidade relativa, insolação e velocidade do vento. A descrição detalhada destes índices bioclimáticos poderá ser estudada em Castillo & Sentis (1996), em Barry & Chorley (2003) ou em Porta et al. (2003).

Quaisquer das classificações referidas no parágrafo anterior são globais, isto é, são aplicáveis a qualquer zona do globo. Contudo, há também classificações com projecção regional ou local, como a classificação empírica de Schmidt e Fergusson (Schmidt & Fergusson, 1951), que relaciona o número de meses secos e meses húmidos num dado local, em regiões isotérmicas como as tropicais, o coeficiente estival de Giacobbe ou o índice xerotérmico, particularmente adaptados à região mediterrânea, ou as classificações genéticas de Lamb (1972) – Lamb Weather types, e de Muller (1977) - Muller Weather Types, ambas baseadas na posição de um local em relação às principais características da circulação secundária (depressões frontais das latitudes médias).

A estreita correspondência entre clima e ocupação natural do solo (bioma) faz da temperatura e da precipitação parâmetros fundamentais para a caracterização climática, uma vez que temperatura e disponibilidade de água no solo são os elementos fundamentais no controle do ciclo vegetativo das plantas. Na maior parte das classificações conhecidas, os limites entre grupos são definidos a partir de valores de temperatura, precipitação e/ou parâmetros derivados. É o caso das classificações climáticas de Köppen e de Thornthwaite, cujas características serão desenvolvidas com o devido detalhe, de seguida.

6.2. Classificação Climática de Köppen

A classificação climática de Wladimir Köppen é empírica e, seguramente, a mais usada em todo o mundo. Foi estabelecida em 1900 e baseia-se em observações da temperatura do ar e da precipitação, assim

como no grau de secura e na sazonalidade da precipitação. As suas divisões correspondem aos principais tipos de cobertura vegetal do planeta (floresta equatorial, savana-estepe, deserto, floresta de folhosas ou de coníferas e tundra). Mais tarde houve vários contributos e modificações por outros autores, pelo que se encontram referenciados na bibliografia, frequentemente, as classificações de Köppen-Geiger, de Köppen-Geiger-Pohl ou, ainda, a classificação de Köppen modificada por Trewartha.

A classificação de Köppen utiliza um sistema de letras (A-E, na sequência como se apresentam a partir do equador em direção aos pólos) para diferenciar as principais zonas ou tipos climáticos, recorrendo às iniciais de algumas palavras que descrevem a condição climática (em alemão) para definir os subtipos climáticos. Os cinco tipos climáticos principais são designados por uma letra maiúscula e são delimitados com base no ciclo anual das temperaturas médias mensais do ar (climas A, C, D e E) ou na importância relativa entre evapotranspiração e precipitação anuais (clima B); os 12 subtipos climáticos, subdivisões dos 5 tipos climáticos principais, designam-se por uma letra maiúscula (correspondente ao tipo climático principal) e por uma letra minúscula que diferencia climas com base na sazonalidade da precipitação (climas A, C e D), no grau de secura (clima B) ou na temperatura do mês mais quente (clima E). Mais tarde Trewartha & Horn (1980) introduziram o tipo climático H para agrupar os climas de altitude.

Os tipos e os subtipos climáticos são os seguintes:

A - Clima tropical chuvoso. Não há estação fria (a temperatura média do mês mais frio é superior a 18°C). As áreas afetadas por este tipo climático, característico da zona intertropical, suportam plantas que necessitam continuamente de temperaturas elevadas (megatérmicas) e de precipitação relativamente abundante.

Os climas do tipo A subdividem-se da seguinte forma:

Af - Tropical chuvoso de floresta. A temperatura e a precipitação permanecem elevadas ao longo de todo ano (o mês mais seco apresenta pelo menos 60 mm de precipitação) e a sua variação é mínima. A formação vegetal correspondente é a Floresta Tropical Chuvosa ou Floresta Equatorial.

Aw - Clima tropical chuvoso de savana. Neste subtipo há uma estação seca distinta que é o inverno (período em que a altura média do sol é menor). A precipitação é menor que 60 mm em pelo menos um mês; a do mês mais seco deve ser inferior a 100- (1/25 da precipitação total anual). Este subtipo climático corresponde à zona da Savana.

Am - Clima Tropical de Monção. A estação seca é curta e a precipitação anual é suficientemente elevada para manter o solo húmido durante todo o ano. A precipitação é menor que 60 mm em pelo menos um mês; a do mês mais seco deve ser superior a $100 - (1/25 \text{ da precipitação total anual})$. Tal como em Af, a Floresta Tropical chuvosa é a formação vegetal característica.

B - Clima seco. O valor anual da evapotranspiração potencial (ETp) excede o valor da precipitação (R) respetivo:

$R < 2T + 14$ se a precipitação é distribuída regularmente ao longo do ano;

$R < 2T$ se a precipitação for máxima no verão (Rmês de verão mais húmido ≥ 10 Rmês de inverno mais seco);

$R < 2T + 28$ se a precipitação for máxima no inverno (Rmês de inverno mais húmido ≥ 3 Rmês de verão mais seco).

Os climas B subdividem-se em Climas semiáridos de estepe (BS) e Climas desérticos (BW). Sempre que a precipitação atinge metade dos limites atrás definidos considera-se o clima BS; no caso contrário, considera-se o clima BW. As fronteiras entre estes subtipos para as três situações definidas anteriormente quantificam-se desta forma:

- $R = T + 7$, se a precipitação for uniforme durante o ano;
- $R = T$, se a precipitação for máxima no verão;
- $R = T + 14$, se a precipitação for máxima no inverno.

Nos climas do tipo B a quantidade de precipitação não é suficiente para suportar correntes de água em permanência ao longo de todo o ano. Este tipo climático encontra-se sobretudo nas regiões subtropicais e no interior da Ásia.

C - Clima Mesotérmico húmido. A temperatura média do mês mais frio situa-se entre -3°C e 18°C (verão moderado a quente e inverno suave). A temperatura média de -3°C é um limite abaixo do qual se espera a presença de cobertura gelada ou de neve em pelo menos um mês. A precipitação é resultante em larga medida da atividade dos ciclones frontais (latitudes médias). Köppen considerou três subdivisões:

Cf - Clima temperado húmido. Não há uma estação seca nítida (a precipitação média mensal do mês mais seco é superior a 30 mm).

Cw - Clima temperado com inverno seco. O mês mais seco (de inverno) apresenta uma precipitação inferior a 30 mm; a precipitação média mensal no mês mais húmido (de verão) é pelo menos dez vezes superior à do mês mais seco.

Cs - Clima temperado com verão seco. O mês mais seco (de verão) apresenta uma precipitação inferior a 30 mm e a 1/3 da precipitação do mês mais húmido (de inverno).

D - Clima Microtérnico húmido. A temperatura média do mês mais quente é superior a 10°C enquanto que a temperatura média do mês mais frio é inferior a -3°C (verão moderadamente quente e inverno frio). A temperatura média de 10°C para o mês mais quente do ano representa o limite crítico para a sobrevivência das espécies arbóreas. Nos climas D o solo apresenta-se congelado e/ou coberto de neve durante vários meses.

Os subtipos climáticos considerados são:

Df - Clima frio sempre húmido. A precipitação média mensal do mês mais seco é superior a 30 mm.

Dw - Clima frio com inverno seco. A precipitação média do mês mais seco (de inverno) é inferior a 30 mm; a precipitação média do mês mais húmido (de verão) é, pelo menos, dez vezes superior à do mês mais seco. Este clima é característico de vastas zonas do nordeste asiático.

E - Clima polar. A temperatura média do mês mais quente é inferior a 10°C (inverno e verão extremamente frios).

A vida vegetal depende da intensidade e da duração de uma estação cuja temperatura média seja positiva. A existência de pelo menos um mês em que tal ocorra serve de critério para distinguir dois subtipos climáticos entre os climas E:

ET - Clima polar de tundra. A temperatura média do mês mais quente é inferior a 10°C mas superior a 0°C. Há uma estação que permite o crescimento vegetal.

EF - Clima polar de gelo permanente. A temperatura média do mês mais quente é inferior a 0°C. O gelo é perpétuo e não há vegetação.

Köppen utilizou outros símbolos (formas climáticas) para caracterizar, com mais pormenor, os diferentes tipos ou subtipos climáticos: a - verão quente (T_a do mês mais quente $> 22^\circ\text{C}$); b - verão frio (T_a do mês mais quente $< 22^\circ\text{C}$ e T_a mensal $> 10^\circ\text{C}$ em pelo menos quatro

meses); c - verão curto e pouco quente ($T_a > 10^\circ\text{C}$ em pelo menos quatro meses); d - T_a média do mês mais frio $< -38^\circ\text{C}$; g - mês mais quente do ano é anterior ao solstício e à estação chuvosa de verão; h - T_a média anual $> 18^\circ\text{C}$; i - amplitude térmica anual $< 5^\circ\text{C}$; k - T_a média anual $< 18^\circ\text{C}$; k' - T_a do mês mais quente $< 18^\circ\text{C}$; n - nevoeiros frequentes; w' - precipitação máxima no Outono; w'' - dois máximos relativos de precipitação separados por duas estações secas; x - chuvas no fim da primavera ou no princípio do verão.

As formas climáticas a, b e c aplicam-se aos climas C e D, as formas g e i aos climas A e C, a forma n aos climas B e C, as w' e w'' apenas aos climas A, as h, k e k' aos climas B, a forma x ao clima C e a forma d ao clima D.

O Anexo 3.4 resume o significado das letras utilizadas para os principais tipos e subtipos climáticos. Para uma mais fácil utilização da classificação de Köppen, o clima em questão deve ser testado, em primeiro lugar, em relação à hipótese de ser um clima 'B' e, em segundo lugar, se se trata de um clima 'E'. Isto quer dizer que se um clima for suficientemente húmido para suportar vegetação (não for B), poderá não ser suficientemente quente para tal (E). Se não for nem 'B' nem 'E', a vegetação arbustiva e arbórea ocorrem naturalmente, aplicando-se os restantes critérios para distinguir entre si os climas 'A', 'C' e 'D'. Assim, para a definição do clima de um dado local basta conhecer os dados termo-pluviométricos com uma resolução mensal.

A distribuição geográfica dos principais tipos e subtipos climáticos é apresentada no mapa da Figura 3.16.

Como referido anteriormente, a distribuição dos diferentes tipos climáticos não segue um padrão de "faixas paralelas" ao equador. Embora a consulta de mapas mundiais com a distribuição das zonas climáticas facilite a perceção da mesma, a redução das zonas climáticas num só continente hipotético (sob a forma de um rábano que reflete a maior e menor percentagem de terras firmes nos dois hemisférios) parece muito útil para entender as diferenças na existência/sequência das zonas climáticas, nomeadamente entre as partes ocidentais e orientais dos grandes continentes (Figura 3.17). Assim, por exemplo, é visível a ausência de climas secos do lado oriental dos continentes e a passagem direta dos climas 'A' para climas 'C', ou a limitação do clima Mediterrâneo às zonas "litorais" ocidentais entre as latitudes de 30° e 40° norte e sul, e a inexistência de climas 'D' e 'E' no hemisfério sul (não tomando a Antártida em consideração), pelo facto do mesmo pouco se estender para além do paralelo de 40° , e de não haver massa continental suficiente.

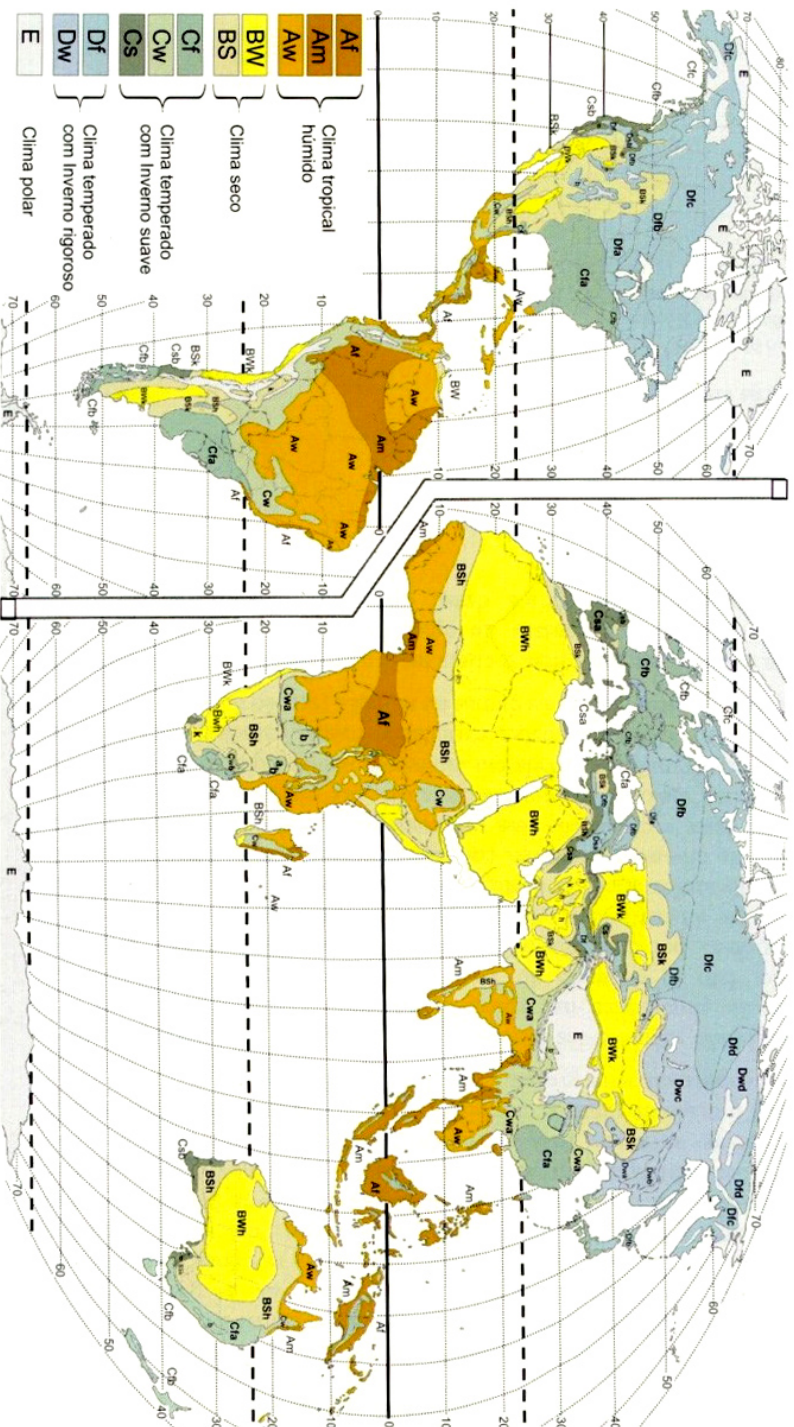


Figura 3.16. Distribuição geográfica dos climas (Classificação climática de KÖPPEN)

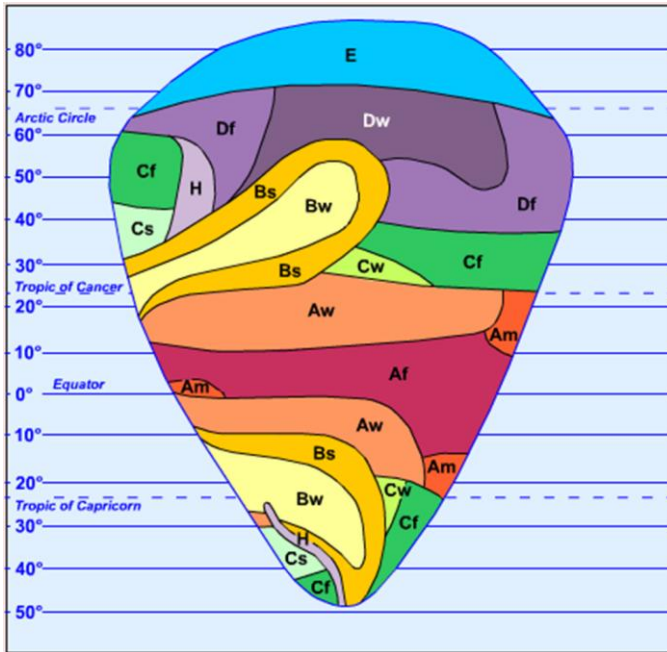


Figura 3.17. A distribuição das zonas climáticas de Köppen num modelo de continente único, juntando as zonas de cada latitude (De Blij & Muller, 1996).

6.3. Classificação Racional dos Climas de Thornthwaite

C. Thornthwaite introduziu o conceito de evapotranspiração potencial (transferência de vapor de água para a atmosfera, por evaporação e por transpiração, em condições hídricas não limitativas) e quantificou-o, fazendo-o depender da temperatura do ar e da insolação astronómica. A partir da diferença entre os valores médios mensais da evapotranspiração potencial e da precipitação, Thornthwaite definiu meses húmidos e meses secos (Thornthwaite, 1948) e, com John Mather, elaborou um balanço hídrico (Thornthwaite & Mather, 1957), no qual são calculados valores médios para o armazenamento de água no solo, a evapotranspiração real, o défice e o excesso de água, etc... (ver balanço hídrico do solo - Método de Thornthwaite-Mather). Considerando os resultados do balanço hídrico e uma capacidade utilizável do solo de 100 mm, Thornthwaite descreveu uma classificação climática baseada na caracterização dos regimes térmico e hídrico de um local - a Classificação Racional dos Climas de Thornthwaite.

A Classificação Climática de Thornthwaite compreende o cálculo de 5 índices climáticos (simples e complexos) estimados a partir dos resultados do Balanço Hídrico: três são indicadores do regime hídrico (o "Índice Hídrico", o "Índice de Humidade" e o "Índice de Aridez") e dois

são indicadores do regime térmico (o “Índice de Eficiência Térmica” e a “Concentração Estival da Eficiência Térmica”).

a) Regime Hídrico

O Índice de Humidade e o Índice de Aridez caracterizam o regime hídrico local em termos sazonais (eficácia da humidade). O Índice de Aridez (I_a) avalia a importância de um eventual período seco:

$$I_a (\%) = \frac{D}{ETP_{\text{anual}}} \times 100 \quad (3.13)$$

O Índice de Humidade (I_{hu}) avalia a importância de uma eventual estação húmida:

$$I_{hu} (\%) = \frac{S}{ETP_{\text{anual}}} \times 100 \quad (3.14)$$

Nas equações 3.13 e 3.14, D é o défice anual de água, S é o excesso ou superavit anual e ETP_{anual} é a evapotranspiração potencial anual.

Os tipos climáticos baseados nos valores do Índice de Aridez (I_a) referem-se ao grau e sazonalidade da deficiência de água no solo; os que são baseados nos valores do Índice de Humidade (I_{hu}) referem-se ao grau e sazonalidade do excesso de água no solo (Quadro 3.5b).

O Índice Hídrico (I_{hi}) exprime a humidade global do clima. I_{hi} é calculado a partir dos Índices de Humidade (I_{hu}) e de Aridez (I_a):

$$I_{hi} (\%) = I_{hu} - I_a \quad (3.15)$$

Os tipos climáticos baseados nos valores do Índice Hídrico são os seguintes: A = Superhúmido; B = Húmido (B_4 , B_3 , B_2 e B_1); C = Sub-húmido (C_2 e C_1); D = Semiárido; E = Árido (Quadro 3.5a). Para efeitos de classificação climática considera-se apenas o Índice de Aridez se o clima for **húmido** (tipos A, B e C_2) ou o Índice de Humidade se o clima for **seco** (tipos C_1 , D e E).

b) Regime Térmico

O regime térmico de um local é avaliado pelo Índice de Eficiência Térmica (ou simplesmente Eficiência Térmica - ET) e pela Concentração Estival da Eficiência Térmica (CEET). ET caracteriza o regime térmico local em termos anuais e exprime-se pelo valor anual da evapotranspiração potencial (ETp), calculada como função exclusiva da temperatura pelo método (empírico) de Thornthwaite:

$$ET = ETp_{\text{anual}} \quad (\text{mm}) \quad (3.16)$$

Os tipos climáticos baseados nos valores do Índice de Eficiência Térmica são os seguintes: A' = Megatérmico; B' = Mesotérmico (B'4, B'3, B'2 e B'1); C' = Microtérmico (C'2 e C'1); D' = Tundra; E' = Gelo perpétuo. Os limites para cada um dos tipos climáticos constam da Quadro 3.5c.

A CEET caracteriza o regime térmico local em termos sazonais, exprimindo a importância relativa do trimestre mais quente do ano:

$$CEET (\%) = \frac{ETp_1 + ETp_2 + ETp_3}{ETp_{anual}} \quad (3.17)$$

onde ETp_1 , ETp_2 e ETp_3 são os valores estimados de ETp relativos aos três meses consecutivos mais quentes e ETp_{anual} tem o significado habitual.

A CEET pode ser pequena (a'), moderada (b'4, b'3, b'2 e b'1), grande (c'2 e c'1) ou muito grande (d); os limites de cada um dos tipos climáticos baseados neste índice constam da Quadro 3.5d.

A cada um dos quatro tipos climáticos (baseados no Índice Hídrico, no Índice de Humidade/Índice de aridez, no Índice de Eficiência Térmica e na Concentração Estival de Eficiência Térmica) corresponde um símbolo. O conjunto dos quatro símbolos constitui a fórmula climática final. Para uma completa descrição do clima segundo Thornthwaite devem ser transcritas as designações relativas a cada um dos símbolos obtidos.

Quadro 3.5. Tipos Climáticos (a) resultantes do Índice hídrico, (b) indicativos do regime estacional da humidade, (c) indicativos da eficiência térmica, (d) indicativos da concentração estival da eficiência térmica.

TIPO CLIMÁTICO		ÍNDICE HÍDRICO (%)
A - Super-húmido		$I_{hi} \geq 100$
B - Húmido	B4	$100 > I_{hi} \geq 80$
	B3	$80 > I_{hi} \geq 60$
	B2	$60 > I_{hi} \geq 40$
	B1	$40 > I_{hi} \geq 20$
C - Sub-húmido	Chuvoso	$20 > I_{hi} \geq 0$
	Seco	$0 > I_{hi} \geq -20$
D - Semi-árido		$-20 > I_{hi} \geq -40$
E - Árido		$-40 > I_{hi} \geq -60$

TIPO CLIMÁTICO		ÍNDICE DE ARIDEZ (%)
r - nula ou pequena deficiência de água		$16,7 > I_a \geq 0$
s - moderada deficiência de água no Verão	33,3 > I_a ≥ 16,7	
w - moderada deficiência de água no Inverno		
s2 - grande deficiência de água no Verão	$I_a \geq 33,3$	
w2 - grande deficiência de água no Inverno		

TIPO CLIMÁTICO		ÍNDICE DE HUMIDADE (%)
d - nula ou pequeno excesso de água		$10 > I_{hu} \geq 0$
s - moderado excesso de água no Inverno	20 > $I_{hu} \geq 10$	
w - moderada excesso de água no Verão		
s2 - grande excesso de água no Inverno	$I_{hu} \geq 20$	
w2 - grande excesso de água no Verão		

TIPO CLIMÁTICO		E vaportranspiração potencial anual (mm)
A' - Mega térmico		$ETP \geq 1140$
B' - Mesotérmico	B'4	$1140 > ETP \geq 997$
	B'3	$997 > ETP \geq 855$
	B'2	$855 > ETP \geq 712$
	B'1	$712 > ETP \geq 570$
C' - Microtérmico	C'2	$570 > ETP \geq 427$
	C'1	$427 > ETP \geq 285$
D' - Tundra		$285 > ETP \geq 142$
E' - Gelo Perpétuo		$142 > ETP$

TIPO CLIMÁTICO	Concentração da eficiência térmica na estação quente (%)	
	a'	Pequena
b'4	48,1 - 51,9	Moderada
b'3	52,0 - 56,3	
b'2	56,4 - 61,6	
b'1	61,7 - 68,0	
c'2	68,1 - 76,3	Grande
c'1	76,4 - 88,0	
d	88,1 - 100	Muito grande

7. Exercícios

1. Representações gráficas. A partir de valores normais relativos à Estação Meteorológica de Évora (Normal Climatológica) (Quadro 3.1):

a) Elabore diagramas retangulares para representar a variação da temperatura (média mensal, média das máximas e média das mínimas) e da precipitação média mensal (gráfico de barras).

b) Elabore um diagrama ombrotérmico (representação conjunta da temperatura e da precipitação ao longo do ano)

c) Construa um gráfico termohigrométrico (climograma)

d) Represente, através de um diagrama polar, a frequência e a velocidade do vento para os diferentes rumos.

e) Represente as frequências relativas e absolutas de diferentes classes de valores de temperatura (histogramas)

2. A superfície de um solo, com um albedo de 25%, e cuja temperatura é, num dado momento, de 33°C, é irradiada com radiação de pequeno comprimento de onda igual a 700 W m⁻². A temperatura do ar no abrigo meteorológico é de 25°C. Determine o balanço de radiação da superfície considerada.

3. Sabendo que a humidade relativa de determinado ambiente é de 75% e que a temperatura do ar é de 16°C, determine a tensão atual de vapor, a humidade absoluta, a temperatura do ponto de orvalho e o défice de saturação.

4. Supondo que a temperatura de uma certa porção da atmosfera é de 20°C e que ela deve ser arrefecida até 12°C para que se inicie a deposição de orvalho, calcule:

a) Os valores da tensão atual de vapor, da humidade relativa, da humidade absoluta e do défice de saturação;

b) A massa de vapor de água depositada sob a forma de orvalho, por m³ de ar, se a temperatura baixar para os 9°C.

5. Uma massa de ar tem a temperatura do ar igual a 17°C e a temperatura do termómetro molhado igual a 12°C. Calcule a tensão atual de vapor, a humidade relativa e a temperatura do ponto de orvalho.

6. Classifique o clima da região de Évora com base na Classificação Racional de Thornthwaite e na Classificação de Köppen. Para o efeito deve ter em conta os valores constantes da Normal Climatológica apresentada na Quadro 3.1 assim como os valores obtidos a

partir da elaboração do balanço hídrico [$ETp = 790$ mm; $D_{\text{anual}} = 342$ mm; $S_{\text{anual}} = 196$ mm; $ETp_{\text{meses mais quentes}} = 104$ mm (jun), 132 mm (jul), 127 mm (ago)]

7. A partir de valores normais expostos na Quadro 3.6:

a) Elabore diagramas ombrotérmicos referentes a cada um dos locais referidos;

b) Classifique os climas de cada um dos locais seguindo a classificação de Köppen;

c) Especifique para cada um dos locais as formações vegetais características assim como o tipo de utilização agrícola possível.

Quadro 3.6. Valores normais (mensais e anuais) de temperatura (T, em °C) e de precipitação (R, em mm) referentes a diferentes locais do globo.

Local	Lat/ Long.	Elementos Climáticos	Meses do Ano												ANO	
			JAN	FEV	MAR	ABR	MAI	JUN	JUL	AGO	SET	OUT	NOV	DEZ		
Singapura	1°18'N	T(°C)	26	27	27	27	28	27	27	27	27	27	27	27	27	24
(Singapura)	104°E	R (mm)	252	172	193	188	172	172	170	196	178	208	254	257	2413	
Cuiaba	15°S	T(°C)	27	27	27	27	26	24	24	26	28	28	28	27	27	
(Brasil)	56°E	R (mm)	249	211	211	102	54	8	5	28	51	115	150	206	1387	
Nápoles	41°N	T(°C)	9	9	12	15	18	22	25	25	22	18	13	11	17	
(Itália)	14°E	R (mm)	122	89	43	46	56	18	15	33	109	117	104	120	811	
St.Cruz das Flores	39°N	T(°C)	14	13	14	15	17	19	22	23	22	19	17	16	18	
(Portugal)	31°W	R (mm)	206	150	164	108	89	68	67	78	111	145	131	162	1479	
Upervnik	73°N	T(°C)	-22	-23	-21	-14	-4	2	5	5	1	-4	-10	-17	-9	
(Dinamarca)	56°W	R (mm)	10	10	15	15	15	15	25	28	25	28	28	13	227	
Harbin	45°N	T(°C)	-19	-15	-4	5	18	19	22	21	14	4	-6	-16	4	
(China)	126°E	R (mm)	3	5	10	23	43	96	114	104	46	33	8	5	482	
Montreal	45°N	T(°C)	-10	-9	-4	5	13	18	21	19	15	3	1	-7	6	
(Canadá)	73°W	R (mm)	94	81	94	61	77	89	97	86	89	84	86	94	1032	
Ulan Bator	48°N	T(°C)	-27	-20	-11	1	9	14	17	15	9	-1	-13	-27	-3	
(Mongólia)	107°E	R (mm)	0	3	0	0	8	43	66	54	13	3	3	3	196	
Jacobadad	28°N	T(°C)	14	17	24	30	33	37	35	33	32	26	20	15	26	
(Pasquistão)	68°E	R (mm)	5	8	5	5	3	8	23	23	5	3	3	5	96	
Bulawayo	20°S	T(°C)	22	20	20	19	16	13	13	16	20	23	22	21	19	
(Zimbábwe)	29°E	R (mm)	142	76	60	21	4	2	1	2	4	23	104	122	561	
Aparri	18°N	T(°C)	24	24	26	28	29	29	29	29	28	27	26	24	516,7	
(Filipinas)	122°E	R (mm)	152	84	61	46	124	170	216	241	287	358	325	208	2273	

8. Referências Bibliográficas

- Ahrens C.D. (2003). *Meteorology Today*. Thomson, ISBN 0-534-39771-9, Pacific Grove, USA.
- Barry G.B. & Chorley, R.J. (2003). *Atmosphere, Weather and Climate*, 8th edition, Routledge, ISBN 0-415-27170-3(hbk), London and New York.
- Budyko M.I. (1974). *Climate and Life* (trans D.H.Miller), Academic Press, ISBN 0121394506, New York, USA.
- Bureau of Meteorology (2003). The Greenhouse Effect and Climate Change. <http://www.bom.gov.au/info/GreenhouseEffectAndClimateChange.pdf> > acedido em 20 de junho de 2011.
- Castillo F.E. & Sentis, F.C. 1996. *Agrometeorología*. Ministerio de Agricultura, Pesca y Alimentacion - Ediciones Mundi-Prensa, ISBN 84-71114-634-7, Madrid, España.
- De Blij H.J. & Muller, P. O. (1996). *Physical Geography of the Global Environment*. Second Edition. Wiley & Sons, ISBN 0471540617, New York, USA.
- Defra (2005): Climate change and the greenhouse effect: a briefing from the Hadley Centre, p. 58, Met Office Hadley Centre. Disponível em: <http://www.aph.gov.au/library/pubs/climatechange/theClimate/oceanCirculations.htm>
- Flohn H. (1957) – Zur Frage der Einteilung der Klimazonen, *Erdkunde*, 11, 161-175.
- Forster P.; V. Ramaswamy P.; Artaxo T.; Berntsen R.; Betts D.W.; Fahey, J.; Haywood J.; Lean D.C.; Lowe G.; Myhre J.; Nganga R.; Prinn G.; Raga M.; Schulz & Van Dorland R. (2007) Changes in Atmospheric Constituents and in Radiative Forcing. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Eds. Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M.Tignor and H.L. Miller. Cambridge University Press, ISBN-10: 0521705967, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- IM (2011) IM, 211, www.meteo.pt/o-tempo/previsao-numerica/>, acedido em 22 de maio de 2011.
- INMG, 1991. O Clima de Portugal. Normas Climatológicas da Região do Alentejo e Algarve correspondentes a 1951-1981. Fasc. XLIX. Vol 4. Lisboa, Portugal.
- IPCC (2001): Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Houghton, J.T., Y. Ding, D.J. Griggs, M. Noguer, P.J. van der Linden, X. Dai, K. Maskell, and C.A. Johnson (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 881pp. http://www.grida.no/publications/other/ipcc_tar/?src=/climate/ipcc_tar/wg1/index.htm > acedido em 28 de agosto de 2011.

- IPCC (2007): Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon S., D. Qin, M. Manning (eds.)]. http://www.ipcc.ch/publications_and_data/publications_and_data_reports.shtml > acedido em 20 de junho de 2011.
- Kappas, M. (2009): *Klimatologie, Klimaforschung im 21. Jahrhundert - Herausforderungen Natur- und Sozialwissenschaften.*, Spektrum Akademischer Verlag, ISBN: 3827418275, Heidelberg.
- KESSLER W. (2002): Southern Oscillation Index. Disponível em: <http://www.pmel.noaa.gov/~kessler/ENSO/soi-1876-1998.gif> > acedido em 16 de junho de 2011.
- Lamb H.H. (1972). British Isles Weather types and a register of daily sequence of circulation patterns, 1861-1971. *Geophysical Memoir 116*, HMSO, ISBN: 0114002665, London, 85pp.
- Lauer W.; Rafiqpoor M.D. & Frankenberg P. (1996). Die Klimate der Erde. Eine Klassifikation auf ökophysiologischer Grundlage auf der realen Vegetation, *Erdkunde* 50(4), 275-284.
- Ljljequist G.H. (1981). Tor Bergeron, a biography. *Pure and Applied Geophysics*, vol 119, n°3, 409-442.
- Miranda P. (2001). *Meteorologia e Ambiente*. Universidade Aberta, ISBN: 972-674-328-1, Lisboa, Portugal.
- Muller R.A. (1977). A synoptic climatology for environmental baseline analysis: New Orleans. *J Appl Meteorol*, 16: 20-32.
- Peixoto J. P. (1987a). *Sistema Climático e as bases físicas do clima (O Homem, o Clima e o Ambiente - I)*. Secretaria de Estado do Ambiente e dos Recursos Naturais, Lisboa, Portugal.
- Porta J.; López-Acevedo & M, Roquero C. (2003). *Edafologia para la Agricultura: el Médio Ambiente*, 3rd edition Ediciones Mundi-Prensa, ISBN: 84-8476-148-7, Madrid, España.
- Rohde R (2006). Image from global Warming Art. Disponível em http://en.wikipedia.org/wiki/Global_warming > acedido em 28 de agosto de 2011.
- Schmidt F.H.A. & Fergusson J.H.S., (1951). Rainfall type based on wet and dry periods of ratios from Indonesia with Western New Guinea, *Verhandelingen* N°42, Directorate Meteorology and Geophysics, Jakarta, 77 pp.
- Sellers W.D. (1965). *Physical Climatology*, University of Chicago Press, Chicago, USA.
- Strahler A.N. (1969). *Physical Geography*, 3rd edition, Wiley, New York, USA.
- Terjung W.H. (1996). Physiologie climates of the conterminous United States: a bioclimatological classification based on man. *Ann.Assn.Amer.Met.Geophys.Biokl.B* 20, 127-166.
- Terjung W.H. & Louie S. S-F. (1972). Energy input-output climates of the world. *Arch. Met. Geophysics Biokl. B* 20, 127-66.

- Thornthwaite C.W. (1948). An approach toward a rational classification of climate, *Geogr. Rev.*, 38: 55-94.
- Thornthwaite C.W. & Mather J.R.(1957). Instructions and tables for computing Potential Evapotranspiration and the Water Balance. In: "*Climatology X:3*", Ed. Orexal, Institute of Technology, Canterton, New Jersey.
- Trewartha G. & Horn L.H. (1980). *An Introduction to Climate*. 5th edition. MacGraw-Hill International Book Company, ISBN: 0070651523, Aukland.
- US-EPA (2010): Methane and Nitrous Oxide Emissions From Natural Sources. <http://www.epa.gov/methane/pdfs/Methane-and-Nitrous-Oxide-Emissions-From-Natural-Sources.pdf> > acedido em 22 e Maio de 2011.

ANEXOS

ANEXO 3.1. Tensão de vapor de água (saturação) em Pa (e_s).

T (°C)	0,0	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9
0	610,8	615,2	619,7	624,2	628,8	633,3	637,9	642,6	647,2	651,9
1	656,6	661,4	666,1	670,9	675,8	680,7	685,6	690,5	695,5	700,4
2	705,5	710,5	715,6	720,7	725,7	731,1	736,3	741,6	746,9	752,2
3	757,5	762,9	768,3	773,8	779,3	784,8	790,4	796	801,6	807,2
4	812,9	818,7	824,5	830,3	836,1	842	847,9	853,8	859,8	865,9
5	871,9	878	884,2	890,3	896,6	902,8	909,1	913,4	921,8	928,2
6	934,6	941,1	947,7	954,2	960,8	967,5	974,2	980,9	987,7	994,5
7	1001	1008	1015	1022	1029	1036	1043	1050	1058	1065
8	1072	1079	1087	1094	1102	1109	1117	1124	1132	1140
9	1147	1155	1163	1171	1179	1187	1195	1203	1211	1219
10	1227	1235	1244	1252	1261	1269	1277	1286	1295	1303
11	1312	1321	1329	1338	1347	1356	1365	1374	1383	1393
12	1402	1411	1420	1430	1439	1449	1458	1468	1477	1487
13	1497	1507	1517	1527	1537	1547	1557	1567	1577	1588
14	1598	1608	1619	1629	1640	1650	1661	1672	1683	1693
15	1704	1715	1726	1738	1749	1760	1771	1783	1794	1806
16	1817	1829	1841	1852	1864	1876	1888	1900	1912	1924
17	1937	1949	1961	1974	1986	1999	2012	2024	2037	2050
18	2063	2076	2089	2102	2115	2129	2142	2156	2169	2183
19	2196	2210	2224	2238	2252	2266	2280	2294	2308	2323
20	2337	2352	2366	2381	2396	2411	2426	2441	2456	2471
21	2486	2501	2517	2532	2548	2563	2579	2595	2611	2627
22	2643	2659	2675	2692	2708	2725	2741	2758	2775	2792
23	2809	2826	2843	2860	2877	2895	2912	2930	2947	2965
24	2983	3001	3019	3037	3056	3074	3092	3111	3130	3148
25	3167	3186	3205	3224	3243	3263	3282	3302	3321	3341
26	3361	3381	3401	3421	3441	3462	3482	3503	3523	3544
27	3565	3586	3607	3628	3649	3671	3692	3714	3736	3758
28	3780	3802	3824	3846	3869	3891	3914	3937	3959	3982
29	4005	4029	4052	4076	4099	4123	4147	4171	4195	4219
30	4243	4267	4292	4317	4341	4366	4391	4417	4442	4467
31	4493	4518	4544	4570	4596	4622	4649	4675	4702	4728
32	4755	4782	4809	4836	4864	4891	4919	4947	4974	5003
33	5031	5059	5087	5116	5145	5174	5203	5232	5261	5290
34	5320	5350	5380	5410	5440	5470	5500	5531	5562	5593
35	5624	5655	5686	5718	5749	5781	5813	5845	5877	5910
36	5942	5975	6008	6041	6074	6107	6141	6174	6208	6242
37	6276	6311	6345	6380	6414	6449	6484	6520	6555	6591
38	6626	6662	6698	6735	6771	6808	6845	6881	6919	6956
39	6993	7031	7069	7107	7145	7183	7222	7261	7299	7339
40	7378	7417	7457	7497	7537	7577	7617	7658	7698	7739
41	7780	7821	7863	7905	7946	7988	8031	8073	8116	8159
42	8202	8245	8288	8332	8375	8419	8464	8508	8553	8597
43	8642	8687	8733	8778	8824	8870	8916	8963	9010	9056
44	9103	9151	9198	9246	9294	9342	9390	9439	9487	9536
45	9590	9630	9680	9730	9780	9830	9890	9940	9990	10040
46	10090	10140	10190	10240	10300	10350	10400	10460	10510	10560
47	10620	10670	10720	10780	10830	10890	10940	11000	11050	11110
48	11170	11220	11280	11340	11390	11450	11510	11570	11620	11680
49	11740	11800	11860	11920	11980	12040	12100	12170	12220	12280

ANEXO 3.2 Tabela Psicrométrica [Humidade relativa a 100 kPa para diferentes valores de T_w e de $(T_a - T_w)$] (T_a = temperatura do ar, em °C; T_w = temperatura do termómetro molhado, em °C)

T_w	$T_a - T_w$															
	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
-10	100	62,8	38,5	17,5												
-9	100	73	49,5	29	11,3											
-8	100	74,5	52,2	32,8	16	1,4										
-7	100	75,9	54,8	36,4	20,3	6,4										
-6	100	77,2	57,2	39,6	24,3	11										
-5	100	78,4	59,3	42,7	28,1	15,3	4,2									
-4	100	79,5	61,4	45,5	31,5	19,3	8,6									
-3	100	80,5	63,2	48	34,7	22,9	12,6	3,6								
-2	100	81,4	65	50,4	37,6	26,3	16,4	7,7	0,1							
-1	100	82,3	66,6	52,6	40,3	29,5	19,9	11,5	4,1							
0	100	83	67,8	54,4	42,5	32	22,7	14,5	7,3	0,9						
1	100	83,7	69,2	56,3	44,9	34,7	25,8	17,8	10,8	4,6						
2	100	84,4	70,5	58,1	47,1	37,3	28,6	20,9	14,1	8	2,7					
3	100	85,1	71,7	59,8	49,2	39,7	31,3	23,8	17,1	11,2	6	1,4				
4	100	85,7	72,8	61,3	51,1	41,9	33,8	26,5	20	14,2	9,1	4,6	0,6			
5	100	86,2	73,9	62,8	52,9	44	36,1	29	22,7	17	12	7,5	3,6	0,1		
6	100	86,7	74,8	64,1	54,5	45,9	38,2	31,3	25,1	19,6	14,7	10,3	6,4	2,9		
7	100	87,2	75,7	65,4	56,1	47,8	40,3	33,5	27,5	22,1	17,2	12,9	9	5,6	2,5	
8	100	87,7	76,6	66,6	57,6	49,5	42,2	35,6	29,7	24,4	19,6	15,3	11,5	8,1	5	2,3
9	100	88,1	77,4	67,7	58,9	51	43,9	37,5	31,7	26,5	21,8	17,6	13,9	10,5	7,4	4,7
10	100	88,4	78	68,6	60	52,3	45,3	39	33,4	28,2	23,6	19,5	15,7	12,3	9,3	6,6
11	100	88,8	78,7	69,5	61,2	53,7	46,9	40,8	35,2	30,2	25,6	21,5	17,8	14,5	11,4	8,7
12	100	89,2	79,4	70,5	62,4	55	48,4	42,4	36,9	32	27,5	23,4	19,8	16,5	13,5	10,8
13	100	89,5	80	71,3	63,4	56,3	49	43,9	38,5	33,7	29,3	25,3	21,6	18,3	15,4	12,7
14	100	89,8	80,6	72,1	64,4	57,5	51,1	45,3	40,1	35,3	30,9	27	23,4	20,1	17,1	14,5
15	100	90,1	81,1	72,9	65,4	58,6	52,3	46,7	41,5	36,8	32,5	28,6	25	21,8	18,8	16,2
16	100	90,4	81,6	73,6	66,3	59,6	53,5	47,9	42,9	38,2	34	30,1	26,6	23,4	20,5	17,8
17	100	90,6	82,1	74,3	67,1	60,6	54,6	49,1	44,1	39,6	35,4	31,6	28,1	24,9	22	19,3
18	100	90,9	82,5	74,9	67,9	61,5	55,6	50,3	45,3	40,8	36,7	32,9	29,5	26,3	23,4	20,8
19	100	91,1	83	75,5	68,7	62,4	56,6	51,3	46,5	42,1	38	34,2	30,8	27,7	24,8	22,1
20	100	91,3	83,3	76	69,3	63,1	57,4	52,2	47,4	43	39	35,3	31,9	28,8	25,9	23,2
21	100	91,5	83,7	76,5	69,9	63,9	58,3	53,2	48,5	44,1	40,1	36,5	33,1	30	27,1	24,5
22	100	91,7	84,1	77	70,6	64,6	59,1	54,1	49,4	45,2	41,2	37,6	34,2	31,2	28,3	25,7
23	100	91,9	84,4	77,5	71,1	65,3	59,9	55	50,4	46,2	42,3	38,7	35,3	32,3	29,5	26,8
24	100	92,1	84,7	78	71,7	66	60,7	55,8	51,3	47,1	43,2	39,7	36,4	33,3	30,5	27,9
25	100	92,2	85	78,4	72,3	66,6	61,4	56,6	52,1	48	44,2	40,6	37,4	34,4	31,6	29
26	100	92,4	85,3	78,8	72,7	67,2	62,1	57,3	52,9	48,8	45,1	41,6	38,3	35,3	32,5	30
27	100	92,5	85,6	79,2	73,3	67,8	62,8	58,1	53,7	49,7	45,9	42,5	39,2	36,2	33,5	30,9
28	100	92,7	85,9	79,6	73,8	68,4	63,4	58,7	54,4	50,4	46,7	43,3	40,1	37,1	34,4	31,8
29	100	92,8	86,1	80	74,2	68,9	64	59,4	55,1	51,2	47,5	44,1	40,9	38	35,2	32,7
30	100	92,9	86,4	80,3	74,6	69,3	64,5	59,9	55,7	51,8	48,2	44,8	41,6	38,7	35,9	33,4
31	100	93	86,6	80,6	75	69,8	65	60,5	56,4	52,5	48,9	45,5	42,4	39,5	36,7	34,2
32	100	93,2	86,8	80,9	75,4	70,3	65,5	61,1	57	53,1	49,6	46,2	43,1	40,2	37,5	35
33	100	93,3	87	81,2	75,8	70,7	66	61,7	57,6	53,8	50,2	46,9	43,8	40,9	38,2	35,7
34	100	93,4	87,2	81,5	76,1	71,2	66,5	62,2	58,1	54,4	50,9	47,6	44,5	41,6	39	36,4
35	100	93,5	87,4	81,8	76,5	71,6	67	62,7	58,7	55	51,5	48,2	45,2	42,3	39,6	37,1
36	100	93,6	87,6	82	76,8	72	67,4	63,2	59,2	55,5	52,1	48,8	45,8	42,9	40,3	37,8
37	100	93,7	87,8	82,3	77,1	72,3	67,9	63,7	59,7	56,1	52,6	49,4	46,4	43,6	40,9	38,4
38	100	93,8	88	82,5	77,5	72,7	68,3	64,1	60,2	56,6	53,2	50	47	44,2	41,5	39,1
39	100	93,9	88,1	82,8	77,7	73,1	68,7	64,5	60,7	57,1	53,7	50,5	47,5	44,7	42,1	39,7

ANEXO 3.3 Tabela Psicrométrica [Tensão de vapor, em Pa, à pressão atm. de 100 kPa, para diferentes valores de T_w e de $T_a - T_w$]. (T_a = temperatura do ar, em °C; T_w = temperatura do termómetro molhado, em °C)

T_w	$T_a - T_w$															
	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
-10	260	190	130	60												
-9	284	240	180	110	50											
-8	310	270	200	140	70	10										
-7	338	300	230	170	100	30										
-6	368	330	260	190	130	60										
-5	402	360	290	230	160	90	30									
-4	437	390	320	260	190	130	60									
-3	476	420	360	290	230	160	100	30								
-2	517	460	400	330	270	200	130	70								
-1	562	500	440	370	310	240	170	110	40							
0	611	545	478	412	346	279	212	145	78	11						
1	657	591	524	458	391	325	258	191	124	56						
2	705	639	573	507	440	374	307	240	173	105	38					
3	758	691	625	559	492	426	359	292	225	157	90	22				
4	813	747	681	614	548	481	414	347	280	213	145	78	10			
5	872	806	740	673	607	540	473	406	339	272	204	137	69	1		
6	935	869	802	736	669	603	536	469	402	334	267	199	132	64		
7	1001	935	869	803	736	669	603	536	468	401	334	266	198	130	62	
8	1072	1006	940	873	807	740	673	606	539	472	405	337	269	201	133	65
9	1147	1081	1015	949	882	815	749	682	615	547	480	412	344	277	209	140
10	1227	1160	1093	1026	959	892	824	756	688	620	552	484	415	347	278	209
11	1312	1245	1178	1111	1044	976	909	841	773	705	637	568	500	431	362	293
12	1402	1335	1268	1201	1133	1066	998	931	863	795	727	658	590	521	452	383
13	1497	1430	1363	1296	1229	1161	1094	1026	958	890	822	753	685	616	547	478
14	1598	1531	1464	1397	1329	1262	1194	1127	1059	991	922	854	786	717	648	579
15	1704	1638	1571	1503	1436	1369	1301	1233	1165	1097	1029	9561	892	824	755	686
16	1817	1750	1683	1616	1549	1482	1414	1346	1278	1210	1142	1074	1005	937	868	799
17	1937	1870	1803	1736	1668	1601	1533	1466	1398	1330	1262	1193	1125	1056	987	918
18	2063	1996	1929	1862	1795	1727	1660	1592	1524	1456	1388	1319	1251	1182	1113	1045
19	2196	2130	2063	1995	1928	1861	1793	1725	1657	1589	1521	1453	1384	1316	1247	1178
20	2337	2270	2202	2134	2066	1998	1929	1861	1792	1723	1655	1585	1516	1447	1377	1307
21	2486	2418	2351	2283	2215	2147	2078	2010	1941	1872	1803	1734	1665	1595	1526	1456
22	2643	2575	2508	2440	2372	2304	2235	2167	2098	2029	1960	1891	1822	1752	1683	1613
23	2809	2741	2673	2605	2537	2469	2401	2332	2264	2195	2126	2057	1987	1918	1848	1770
24	2983	2916	2848	2780	2712	2644	2575	2507	2438	2369	2300	2231	2162	2093	2023	1953
25	3167	3099	3032	2964	2896	2828	2759	2691	2622	2553	2484	2415	2346	2277	2207	2137
26	3361	3293	3226	3158	3090	3021	2953	2885	2816	2747	2678	2609	2540	2470	2401	2331
27	3565	3497	3430	3362	3294	3225	3157	3089	3020	2951	2882	2813	2744	2674	2605	2535
28	3780	3712	3644	3576	3508	3440	3372	3303	3235	3166	3097	3028	2958	2889	2819	2750
29	4005	3938	3870	3802	3734	3666	3598	3529	3460	3392	3323	3254	3184	3115	3045	2976
30	4243	4175	4106	4038	3969	3900	3831	3761	3692	3622	3553	3483	3413	3343	3272	3202
31	4493	4424	4356	4287	4218	4149	4080	4011	3942	3872	3802	3733	3662	3592	3522	3452
32	4755	4687	4618	4550	4481	4412	4343	4273	4204	4134	4065	3995	3925	3855	3784	3714
33	5031	4962	4894	4825	4756	4687	4618	4549	4480	4410	4340	4270	4200	4130	4060	3989
34	5320	5252	5183	5114	5046	4977	4908	4838	4769	4699	4630	4560	4490	4420	4349	4279
35	5624	5555	5487	5418	5349	5280	5211	5142	5073	5003	4933	4863	4793	4723	4653	4582
36	5942	5874	5805	5737	5668	5599	5530	5461	5391	5322	5252	5182	5112	5042	4971	4901
37	6276	6208	6139	6071	6002	5933	5864	5795	5725	5656	5586	5516	5446	5376	5305	5235
38	6626	6558	6490	6421	6352	6283	6214	6145	6075	6006	5936	5866	5796	5726	5656	5585
39	6993	6925	6857	6788	6719	6650	6581	6512	6442	6373	6303	6233	6163	6093	6023	5952

ANEXO 3.4. Guião para a classificação rápida dos tipos e subtipos climáticos segundo Köppen [T_{ann} = Temperatura média anual ($^{\circ}\text{C}$); T_{min} = Temperatura média mensal do mês mais frio ($^{\circ}\text{C}$); T_{max} = Temperatura média do mês quente ($^{\circ}\text{C}$); T_{ann} = Temperatura média anual ($^{\circ}\text{C}$); R_{ann} = Precipitação total anual (mm); R_{min} - Precipitação do mês mais seco (mm); $R_{\text{máx}}$ - Precipitação do mês mais húmido (mm)]

Tipo e subtipos	Descrição	Critério
A	Climas tropicais/quentes	$T_{\text{min}} > 18^{\circ}\text{C}$
Af	Climas sempre húmidos de floresta tropical	$R_{\text{min}} > 60\text{mm}$
Am	Climas de monção	$100 - R_{\text{arun}}/25 < R_{\text{min}} < 60\text{mm}$
Aw	Clima tropical de savana com inverno seco	$R_{\text{min}} < 60\text{mm}$; $R_{\text{min}} < 100 - R_{\text{arun}}/25$
B	Climas secos	$R_{\text{arun}} < 2T_{\text{arun}} + 14$ (R uniforme); $R_{\text{arun}} < 2T_{\text{arun}}$ (R máx. no inverno); $R_{\text{arun}} < 2T_{\text{arun}} + 28$ (R máx. no verão)
BS	Climas de Estepe	$R_{\text{arun}} > T_{\text{arun}} + 7$ (R uniforme); $R_{\text{arun}} > T_{\text{arun}} + 14$ (R máx. no verão); $R_{\text{arun}} > T_{\text{arun}}$ (R máx. no inverno)
BW	Climas de Deserto	$R_{\text{arun}} < T_{\text{arun}} + 7$ (R uniforme); $R_{\text{arun}} < T_{\text{arun}} + 14$ (R máx. no verão); $R_{\text{arun}} < T_{\text{arun}}$ (R máx. no inverno)
C	Climas temperados/mesotérmicos	$-3^{\circ}\text{C} < T_{\text{min}} < 18^{\circ}\text{C}$
Cs	Climas temperados com verão seco	$R_{\text{min}} < 30\text{mm}$; $R_{\text{min}} < (R_{\text{máx}}/3)$
Cw	Climas temperados com inverno seco	$R_{\text{min}} < 30\text{mm}$; $R_{\text{máx}} \geq 10R_{\text{min}}$
Cf	Climas temperados sempre húmidos	$R_{\text{min}} > 30\text{mm}$
D	Climas frios/microtérmicos	$T_{\text{min}} < -3^{\circ}\text{C}$
Dw	Climas frios com inverno seco	$R_{\text{min}} < 30\text{mm}$; $R_{\text{máx}} \geq 10R_{\text{min}}$
Df	Climas frios sempre húmidos	$R_{\text{min}} > 30\text{mm}$
E	Climas polares	$T_{\text{max}} < 10^{\circ}\text{C}$
ET	Clima de Tundra	$0^{\circ}\text{C} < T_{\text{max}} < 10^{\circ}\text{C}$
EF	Clima de gelo permanente	$T_{\text{max}} < 0^{\circ}\text{C}$

LISTA DE SÍMBOLOS

A	área (m^2)
CEET	concentração Estival da Eficiência Térmica (Classif. Racional dos Climas de Thornthwaite) (%)
c_p	calor específico a pressão constante ($\text{J kg}^{-1} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$),
D	défice anual (Classif. Racional dos Climas de Thornthwaite) (mm)
DS	défice de saturação (Pa, g m^{-3} ou %)
E	(1) poder emissivo ou energia emitida por um corpo negro (W m^{-2})
	(2) evaporação de água ($\text{g m}^2 \text{ s}^{-1}$, mm)
E	tensão de vapor (kPa)
ET	eficiência térmica (Classif. Racional dos Climas de Thornthwaite) (mm)
e_a	tensão (ou pressão) de vapor atual (kPa)
e_s	tensão (ou pressão) máxima de vapor de água (kPa)
ET	evapotranspiração (mm)
ETp	evapotranspiração potencial (mm)
ETr	evapotranspiração real (mm)
g	aceleração da gravidade ($9,8 \text{ m s}^{-2}$)
G	fluxo de energia trocado entre uma superfície e o meio subjacente (solo por ex.) (W m^{-2})
H	fluxo de energia entre a superfície e o ar (W m^{-2})
HR	humidade relativa (%)
I_{hu}	índice de humidade (Classif. Racional dos Climas de Thornthwaite) (%)
I_a	índice de aridez (Classif. Racional dos Climas de Thornthwaite) (%)
I_{hi}	índice hídrico (Classif. Racional dos Climas de Thornthwaite) (%)

$L\downarrow$	radiação atmosférica ($W m^{-2}$)
$L\uparrow$	radiação terrestre ($W m^{-2}$)
LE	calor latente ($W m^{-2}$)
m	massa de volume de ar (kg)
m_d	massa de ar seco (= 28,966 g) (kg)
m_w	massa de vapor de água (=18g) (kg)
p	pressão atmosférica atual (Pa, mb, mmHg)
P	pressão atmosférica normal (= 101,3 kPa = 1013,25 mb =
760 mm Hg).	
q	humidade específica ($kg kg^{-1}$)
R	(1) constante universal dos gases (= 287,05 J $kg^{-1} K^{-1}$)
	(2) precipitação (mm)
R_n	balanço de radiação ou a radiação líquida ($W m^{-2}$)
R_{nl}	radiação de grande comprimento de onda ($W m^{-2}$)
R_{ns}	radiação de curto comprimento de onda ($W m^{-2}$)
S	superavit anual (Classif. Racional dos Climas de
Thornthwaite) (mm)	
$S\downarrow$	radiação solar global ($W m^{-2}$)
$S\uparrow$	radiação solar refletida ($W m^{-2}$)
$S\downarrow_{dir}$	radiação solar direta ($W m^{-2}$)
$S\downarrow_{dif}$	radiação solar difusa ($W m^{-2}$)
t	tempo (s, horas)
T	temperatura absoluta do corpo (K)
T_a	temperatura do fluido (ar) ($^{\circ}C$)
T_i	temperatura irradiativa ($^{\circ}C$ ou K)
T_o	temperatura do ponto de orvalho ($^{\circ}C$)
T_v	temperatura virtual ($^{\circ}C$)
T_w	temperatura do termómetro molhado($^{\circ}C$)
v	volume (m^3)
w	razão de mistura ($Kg Kg^{-1}$)

Δp	diferença de pressão (Pa)
ΔR	variação da quantidade da precipitação (mm)
Δt	intervalo de tempo (s)
Δz	espessura de uma camada da atmosfera (m, Km)
ε	emissividade de um corpo
κ	constante de Poisson para o ar seco ($= R/c_p$)
λ	calor latente de vaporização (MJ Kg ⁻¹)
ρ	(1) densidade do ar (1,2250 Kg m ⁻³ , ao nível do mar) (2) albedo (%)
θ	temperatura potencial (K)
σ	constante de Stefan-Boltzman ($\sigma = 5,67 \times 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$).
χ	humidade absoluta (g m ⁻³)
χ_a	humidade absoluta atual (g m ⁻³)
χ_s	humidade absoluta máxima (g m ⁻³)