

O HOMEM, O CLIMA E O AMBIENTE-I

O SISTEMA CLIMÁTICO
E AS BASES FÍSICAS
DO CLIMA

JOSÉ PINTO PEIXOTO

SECRETARIA DE ESTADO DO AMBIENTE E DOS RECURSOS NATURAIS



À Fernando e à Mariuzinha
Com um grande abraço de
muita estima e amizade

do
José Luís Teixeira

O HOMEM, O CLIMA E O AMBIENTE — I

O SISTEMA CLIMÁTICO E AS BASES
FÍSICAS DO CLIMA

"É só para folhear, que
mais não necessita a pena..."

pt



A presente edição é da responsabilidade
do Gabinete de Estudos e Planeamento
da Administração do Território (SEARN-MPAT)

Tiragem: 3000 exemplares

Fevereiro de 1987

Realização gráfica:
Gráfica Europam, Lda.
Mem Martins

Depósito Legal n.º 15381

JOSÉ PINTO PEIXOTO
Director do Instituto Geofísico D. Luís
da Universidade de Lisboa

O HOMEM, O CLIMA E O AMBIENTE — I

O SISTEMA CLIMÁTICO
E AS BASES
FÍSICAS DO CLIMA

Ministério do Plano e da Administração do Território
SECRETARIA DE ESTADO DO AMBIENTE
E DOS RECURSOS NATURAIS

*GABINETE DE ESTUDOS E PLANEAMENTO DA ADMINISTRAÇÃO
DO TERRITÓRIO*

Obras publicadas nesta colecção:

A PRODUTIVIDADE PRIMÁRIA DA TERRA

— Luís F. Barreto

O CICLO DA ÁGUA EM ESCALA GLOBAL

— José Pinto Peixoto

A ECOLOGIA DOS RECURSOS DA TERRA

— M. Gomes Guerreiro

A TEMPERATURA COMO FACTOR ECOLÓGICO

— Germano da Fonseca Sacarrão

A VIDA E O AMBIENTE

— Germano da Fonseca Sacarrão

A ECOLOGIA DA LUZ E VIDA

— Germano da Fonseca Sacarrão

A RADIAÇÃO SOLAR E O AMBIENTE

— José Pinto Peixoto

AS SECAS

— Luís Veiga da Cunha

O ALGARVE NA PERSPECTIVA ECOLÓGICA

— M. Gomes Guerreiro

A ÁGUA A ESCASSEZ NA ABUNDÂNCIA

— Zózimo Castro Rego

O AMBIENTE E A ECONOMIA

— Luís F. Barreto

A BIO-ECOLOGIA DA ÁGUA

— Germano da Fonseca Sacarrão

O ECOSSISTEMA E O MEIO FÍSICO

— Germano da Fonseca Sacarrão

O MEIO BIOLÓGICO

— Germano da Fonseca Sacarrão

A PROTECÇÃO INTEGRADA EM AGRICULTURA

— Pedro Amaro

A POLÍTICA DO AMBIENTE E A QUALIDADE DE VIDA

— M. Gomes Guerreiro

O CULTO DA NATUREZA

— J. Vieira Natividade

CONTRIBUTOS PARA UMA TEORIA DO DIREITO DO AMBIENTE

— J. Pereira Reis

ÍNDICE

	Pág.
PREFÁCIO	9
I — A VARIABILIDADE DO CLIMA E O HOMEM	13
1 — Introdução	15
2 — Variações do clima no decurso da história da Terra	18
2.1 — Paleoclimatologia e variações do clima: breves considerações	18
2.2 — Outros indicadores da variação do clima	21
a) Anéis dos troncos de árvore	
b) Isótopos do oxigênio	
c) Grânulos de pólen	
d) Amostras de glaciares e de sedimentos	
3 — Variações do clima nos tempos históricos	24
3.1 — O mundo glaciário pré-histórico. Cultura do Pa- leolítico	24
3.2 — O período quente pós-glaciário. A idade do clima ótimo	26
3.2.1 — Cultura do Neolítico	26
3.3 — A idade do clima ótimo: as grandes civilizações da antiguidade	28
3.4 — Época fria da Idade do Ferro. O clima durante o Império Romano	30
3.5 — Período ótimo secundário. Alta Idade Média	31
3.6 — Pequena Idade do Gelo — Idade Moderna	32
3.7 — O clima na Época Contemporânea	34

II — <i>NATUREZA DO PROBLEMA DO CLIMA</i>	37
1 — <i>Introdução: noções sobre sistemas</i>	39
1.1 — <i>Definição e classificação de sistemas</i>	39
1.2 — <i>Propriedades dos sistemas abertos</i>	41
2 — <i>O sistema climático</i>	45
2.1 — <i>Introdução</i>	45
2.2 — <i>Componentes do sistema climático</i>	46
2.3 — <i>A água no sistema climático. O ciclo hidrológico</i>	51
3 — <i>A atmosfera, componente central do sistema climático</i>	56
3.1 — <i>Composição da atmosfera</i>	56
3.2 — <i>A estrutura da atmosfera</i>	58
3.3 — <i>Componentes variáveis da atmosfera</i>	60
4 — <i>Leis fundamentais do sistema climático</i>	64
4.1 — <i>As formas de energia do sistema climático</i>	64
4.2 — <i>Enunciado das leis</i>	66
4.3 — <i>Consequência da Lei da Entropia</i>	68
5 — <i>Estado climático. Clima e variações do clima</i>	70
5.1 — <i>Definição do estado climático</i>	70
5.2 — <i>Clima e variações do clima</i>	71
III — <i>CAUSAS E PROCESSOS FÍSICOS DO CLIMA</i>	75
1 — <i>Factores gerais do clima</i>	77
1.1 — <i>Escalas dos fenómenos da atmosfera e a estrutura da baixa troposfera</i>	77
1.2 — <i>Factores do clima e sua classificação</i>	79
2 — <i>A energia no sistema climático</i>	83
2.1 — <i>A cascata da radiação solar</i>	83
2.2 — <i>A radiação terrestre</i>	86
2.3 — <i>Balanço da radiação</i>	89
2.4 — <i>Balanço energético</i>	90
2.5 — <i>Fluxos de matéria e de energia no sistema climático</i>	93

3 — <i>Circulação geral planetária e o clima</i>	95
3.1 — Estrutura da circulação geral da atmosfera	95
3.2 — A distribuição geográfica das zonas climáticas	99
4 — <i>Interação oceano-atmosfera</i>	105
5 — <i>Variabilidade do clima</i>	105
5.1 — Mecanismos de auto-realimentação	105
5.2 — Tipos de variação do clima	108
6 — <i>A cascata da entropia no sistema climático</i>	111
6.1 — Balanço da entropia	111
6.2 — Mecanismos geradores de entropia no sistema climático	115
IV — <i>DESCRIÇÃO E CLASSIFICAÇÃO DO CLIMA</i>	119
1 — <i>Descrição do clima: alguns aspectos preliminares</i>	121
2 — <i>Elementos climáticos</i>	123
2.1 — A temperatura do ar	123
2.2 — Precipitação	125
2.3 — A humidade da atmosfera	127
2.4 — A evaporação	128
2.5 — Os ventos	129
2.6 — Nebulosidade	129
2.7 — Nevoeiros	130
2.8 — Trovoadas	130
3 — <i>Elementos climáticos complexos</i>	132
4 — <i>Classificação dos climas da Terra</i>	134
4.1 — Considerações preliminares	134
4.2 — Classificação climática de Köppen	136
4.3 — As zonas climáticas de Portugal	139
V — <i>CLIMATOLOGIA PLANETÁRIA</i>	141
1 — <i>Evolução do conceito de climatologia</i>	143
2 — <i>Climatografia global</i>	146

2.1 — Posição do problema	146
2.2 — O balanço da radiação	148
2.3 — Os campos de massa e de movimento na atmosfera	151
3 — <i>O balanço da água na atmosfera</i>	154
3.1 — O vapor de água na atmosfera	154
3.2 — A evaporação e a precipitação	155
3.3 — O ciclo hidrológico	157
3.3.1 — O ramo aéreo do ciclo	157
3.3.2 — A hidrologia global	159
4 — <i>O campo da temperatura média</i>	161
4.1 — Balanços da energia interna e da energia potencial .	161
VI — <i>EPILOGO: O sistema climático: uma máquina termodinâmica poderosa e um sistema de destilação gigantesco</i>	165
1 — <i>A grande máquina atmosférica</i>	167
2 — <i>O ciclo da energia da atmosfera</i>	170
3 — <i>A circulação da água: um sistema de destilação natural, gigantesco</i>	173
4 — <i>O sistema climático: um livro aberto da natureza</i>	176
RESUMO	179
SUMMARY	183
BIBLIOGRAFIA	187

PREFÁCIO

O presente ensaio foi escrito para pôr à disposição do público interessado nos problemas do ambiente uma introdução à climatologia moderna. Tem vindo a manifestar-se, nos últimos tempos, um interesse crescente pelos estudos do clima e das suas variações pela importância que tem em tantos aspectos da energia, da agricultura e da qualidade de vida.

Pode parecer pouco usual, ou mesmo desnecessário, recorrer, como fazemos no presente texto, a incursões nos domínios da Física. Mas devemos ter presente que não há outro caminho, se quisermos compreender a essência dos conceitos do clima e penetrar nos fundamentos das teorias actuais sobre a variabilidade do clima. Este trabalho procura apresentar as várias interpretações dos fenómenos climáticos com base nos princípios gerais da Física. Não pretende ser nem uma casuística climatológica acumulada, nem um livro sobre aspectos meramente descritivos, ou de sistemática. Pela sua importância, abordaremos alguns aspectos da história do clima.

Os mecanismos responsáveis pelo clima da Terra e pela sua evolução ocorrem num sistema físico, extremamente complexo, que compreende não só a atmosfera, cujo comportamento é relativamente bem conhecido, mas também outros, menos bem conhecidos, como os oceanos, os lagos, as grandes massas de gelos, os continentes e o relevo. Além dos factores físicos, há ainda que considerar os processos químicos e biológicos que afectam o clima e que são importantes pela acção que o clima tem sobre os seres vivos e, portanto, sobre o homem e, reciprocamente, pelo impacte que o homem pode ter no clima.

Pode dizer-se que a aplicação da teoria dos sistemas e da matemática à climatologia mudou, por completo, a fisionomia desta ciência. O uso da teoria dos sistemas e de modelos matemáticos permite examinar o comportamento dos sistemas naturais tão complexos, numa forma lógica e ordenada, e penetrar na essência da fenomenologia. Foi, assim, possível transformar a análise descritiva de meras estatísticas climáticas no estudo dos vários processos de transferência mútua, que dão forma ao ambiente e definem, de facto, o seu clima.

A climatologia tradicional, essencialmente descritiva, ou, quando muito, interpretativa, preocupava-se com os valores médios, com frequências e com os valores extremos dos elementos climáticos e pouco dizia acerca das causas do clima. A nova concepção da climatologia, pelo contrário, tem em vista descrever e compreender as causas do clima e as razões da sua variabilidade. Assenta no estudo das transferências de energia, de massa e de quantidade de movimento, através das fronteiras dos vários subsistemas, dos seus fluxos e das suas vicissitudes no interior dos sistemas. Nenhum fenómeno natural pode ser considerado isoladamente e desenquadrado do seu universo complementar.

Na sua exposição o conceito de sistema assume uma proeminência tão acentuada, que nos parece conveniente que digamos, desde já, que tomamos aquele conceito na acepção termodinâmica. A concepção geral do sistema, como um conjunto estruturado de componentes e, ou de atributos, dinamicamente interligados entre si, de forma a actuarem como uma entidade única, é abstracta de mais para ter utilização imediata. É que se põe, logo, a dificuldade de entender o que é um conjunto estruturado (conjunto de todas as relações entre os seus elementos).

Reduzimos muito a utilização da matemática, mas não a evitámos, porque isso seria dar uma perspectiva distorcida da climatologia, que é uma ciência eminentemente quantitativa. A matemática pode parecer difícil e pouco agradável, mas sem ela a informação torna-se puramente qualitativa e prolixa. A matemática é a linguagem adequada para exprimir a legalidade própria de toda a fenomenologia do mundo real. Foi por isso que Lord Kelvin afirmava que «só conhecemos aquilo que sabemos medir e traduzir por números» e que Galileu dizia que a «matemática é a linguagem por que nos fala a Natureza». O esforço

que se exige é pequeno, mas é bem recompensado. E que nos sirva o lenitivo e que seja de algum conforto o sacrifício dispendido «pelos bons frutos que se colhem»:

«Porque na muita sabedoria há muita tristeza e aquele que aumenta a sua ciência aumenta a sua dor». *Ecclesiastes 1:18.*

Na preparação e organização deste trabalho contámos com a colaboração preciosa dos Srs. Dr. José M. da Rocha Faria e Dr. Carlos Valente Marques do Instituto Nacional de Meteorologia e Geofísica e do Instituto Geofísico D. Luís da Universidade de Lisboa.

**I — A VARIABILIDADE
DO CLIMA E O HOMEM**

1 — INTRODUÇÃO

A sobrevivência da humanidade, a longo prazo, depende de ser possível conseguir a devida harmonia entre a sociedade e a Natureza. O clima não é senão uma das características do nosso ambiente natural, que se deve usar de forma sábia. Todos os elementos exercem acções mútuas entre si, tanto localmente, como à distância. A degradação do meio ambiente em qualquer zona geográfica deve constituir uma grave preocupação... já que pode influir sobre o clima doutro local.»

Declaração da Conferência Mundial do Clima
(Genebra 1979)

O documento histórico que constitui a Declaração da Conferência Mundial do Clima, realizada em Genebra em 1979, acentua o conceito de que o clima é um elemento fundamental do ambiente. Constitui o elemento chave na ecologia global. O clima determina a distribuição geográfica das espécies animais e afecta, profundamente, o seu comportamento e as suas características morfológicas. O mesmo se passa com a paisagem vegetal, visto que o tipo e a forma da flora são condicionados pelo clima.

O clima actua e modela todas as fases do ciclo hidrológico, determinando a intensidade da circulação da água e as suas modificações. O clima actua directa e indirectamente sobre o relevo e é um factor decisivo de todas a fisiografia do globo.

O clima deixou uma marca indelével no homem, desde o seu aparecimento na Terra, criando formas de cultura próprias e contribuindo para a ascensão e evanescimento de civilizações. O clima é um dos agentes determinantes da qualidade de vida através do impacto na saúde, na alimentação e no bem-estar do homem. O clima tem influenciado as artes, as ciências e as literaturas.

O ambiente natural é um sistema interactivo complexo de componentes físicos, químicos e biológicos que, combinados, têm tornado possível a vida na Terra. Mas não há dúvida de que a vida na Terra só tem sido mantida, porque o clima global se tem conservado dentro de certos limites no decurso de vários milhões de anos. Se houve espécies animais e vegetais que surgiram e floresceram e outras que desapareceram, o certo é que o homem, apesar da variabilidade do clima, foi capaz de se adaptar e de sobreviver. No entanto, o clima tem uma influência profunda no homem, nos seus hábitos, na cultura e na sua maneira de estar na Terra.

Durante a nossa geração foi-nos já dado observar quantas calamidades e desastres meteorológicos e climatológicos, que vão das cheias às grandes secas, das tempestades, com fúrias devastadoras, à persistência duma aridez que pode levar à desertificação. Gerou-se, assim, uma maior consciência da vulnerabilidade da humanidade perante o clima. Por outro lado, começou a desenhar-se a preocupação de que as actividades do homem podiam afectar a própria fragilidade do clima.

A grande seca que afectou o Sahel de 1968 a 1979, com os grandes sofrimentos das populações, e os problemas ecológicos resultantes alertaram a opinião mundial para a importância das variações do clima e para os problemas globais universais relativos à qualidade de vida da sociedade humana.

O homem, por ser um sistema aberto e não isolado, está permanentemente a interferir com a atmosfera, com a biosfera, com os oceanos, com a litosfera e, portanto, a interferir no processo climático. Surge, assim, através do impacto que as actividades humanas têm sobre o ambiente global, a inevitabilidade da interferência do homem na atmosfera, onde pode provocar alterações na sua composição e estrutura e na dinâmica das suas circulações. Estas alterações, que podem ser deliberadas ou

inadvertidas, são, no entanto, muito pequenas, comparadas com as que são provocadas pelos procesos naturais, que determinam o clima.

Tem-se especulado muito sobre os efeitos globais da poluição, designadamente no que se refere ao aumento da concentração de dióxido de carbono e de óxidos de enxofre e de nitrogénio na atmosfera e nos oceanos, devido à combustão de carburantes fósseis. Poderia provocar-se o aquecimento da atmosfera e causar o degelo parcial das calotas polares e dos glaciares, com o aumento do nível dos oceanos e a submersão de algumas regiões costeiras.

Com a nova distribuição da temperatura, iam alterar-se as condições actuais, que determinariam outro regime da circulação geral da atmosfera e, por outro lado, acelerar o ciclo hidrológico e alterar, profundamente, o regime da distribuição da precipitação e da aridez. Do mesmo modo, se tem levantado a questão da possibilidade dos aerossóis lançados na atmosfera, devido aos processos industriais, aos transportes, etc., impedirem parte da radiação solar de atingir a superfície do globo, originando um abaixamento de temperatura. Este podia levar a outra era de glaciação.

Os óxidos de enxofre e de nitrogénio estariam na base da formação da precipitação ácida.

O problema das secas deve enquadrar-se nas consequências de anomalias da circulação geral da atmosfera, a que correspondem flutuações do clima numa escala local ou regional.

A ansiedade e a incerteza do homem, em face das vicissitudes meteorológicas e do clima, foram expostas magistralmente por Mestre Gil Vicente na «*Romagem de Agravados*», quando põe o vilão João da Murtinheira, em diálogo com Frei Paço, a barafustar contra o próprio Deus:

«Fr. Paço: *De que te queixas, vilão?*

Vilão: *De Deus que é cousa provada
Que me tem grande tenção*

.....
Faz-me com que desespero

.....
*Que chove quando não quero
E faz um sol das estrellas*

*Quando chuva algũa espero.
Ora alaga o semeado,
Ora seca quanto hi há,
Ora venta sem recado,
Ora neva e mata o gado
E êlle tanto se lhe dá.*

*Eu que o queria demandar
Por corisco e trovoada
Por pedrisco e por geada*

Fr. Paço: *E que mora Deus contigo*
.....

Vilão: *Vedes vós? Eu, Padre, digo
Que tempere a invernada
E leixe criar o trigo.*

*Mas elle do seu coeiro,
Sem ganhar nisso ceítel,
Vai dar chuvas em Janeiro
E geadas em Abril*

*E calmas em Fevereiro
E névoas no mês de Maio
E meado Julho pedra
E trabalho atás que caio*

.....
Cada vez mais me desmedra»

2 — VARIÇÕES DO CLIMA NO DECURSO DA HISTÓRIA DA TERRA

2.1 — Paleoclimatologia e variações do clima: breves considerações

Um dos objectivos de estudo do clima é o de explicar as suas variações no passado e de prever a sua evolução no futuro.

A paleoclimatologia, ou estudo da climatologia em épocas remotas do planeta Terra, constitui um sector fascinante da ciência, podendo, por vezes, levar os menos avisados a conclu-

sões ousadas e a interpretações menos fundamentadas. É um exemplo clássico da necessidade da interdisciplinaridade em que intervêm a Meteorologia, a Oceanografia, a Geologia, a Geofísica e, por vezes, a Astronomia.

Apesar da sua extrema importância abordaremos apenas alguns aspectos da paleoclimatologia, porque sai fora do âmbito deste trabalho.

Argumentos de vária ordem levam-nos a admitir que o clima da Terra passou por várias vicissitudes no decurso das épocas geológicas em que períodos de clima mais rigoroso, com grandes extensões do globo cobertas de neve e de gelo, alternavam com períodos de clima mais suave, com gelos apenas numa reduzida extensão.

Em escala de milhões de anos verificaram-se mudanças na forma das bacias dos oceanos, na sua extensão e na distribuição dos continentes. Portanto, no decorrer da vida geológica da Terra, estes processos hão-de ter afectado substancialmente o clima global e provocado variações climáticas. Não é fácil saber, a partir dos «registos» paleoclimáticos, se todas essas variações deixaram as suas marcas no decurso do tempo geológico.

Ultimamente, tem-se tentado reconstruir a história climática da Terra, recorrendo a modelos físicos e, sempre que possível, numéricos. Desta forma evitam-se situações que se prestam a muitas especulações. Podem, assim, banir-se conjecturas qualitativas que, por muito repetidas, transcritas e propaladas têm sido tomadas como factos comprovados. Evitam-se situações em que hipóteses, aparentemente plausíveis, não resistem à mínima crítica baseada nos princípios fundamentais da física.

Nas reconstruções do clima devem simular-se os oceanos, a atmosfera e, ainda, as massas de gelo e a sua distribuição e evolução. Nesta reconstrução devem ainda considerar-se a migração dos grandes continentes, a epirogenia, os ajustamentos isostáticos e as variações da topografia do fundo dos mares.

Durante os milhões de anos passados o clima da Terra foi marcado por uma série de alternâncias entre os períodos glaciares e interglaciares. As florestas das regiões temperadas da América e da Europa foram repetidamente substituídas por tundras e por gelos, como os que se observam agora nas regiões polares. Os gelos acumulados nas regiões Laurencianas e na Escan-

dinávia atingiram alturas da ordem de 3 quilómetros. Na América avançaram para sul e para oeste, e na Europa progrediram em direcção a noroeste, movimentando-se na crosta à medida que a glaciação progredia. Até nas regiões equatoriais, as montanhas apareceram cobertas de gelo, em sincronismo com o aumento da extensão gelada no hemisfério Norte. Neste hemisfério, a Islândia, a Gronelândia e o Lavrador estavam unidos entre si, por camadas de gelo que se estendiam até à Escandinávia. No hemisfério Sul os gelos cobriam regiões muito mais extensas do que nos tempos presentes.

No decorrer do último milhão de anos, houve, aproximadamente, seis períodos de glaciários, extensivamente generalizados. O período frio, mais recente, começou há cerca de 70 000 anos, com um máximo de glaciação há cerca de 18 000 anos atrás, quando os gelos cobriam à volta de 44 milhões de quilómetros quadrados, em vez dos 15 milhões actuais. Esta diferença, corresponde a cerca de 47 milhões de quilómetros cúbicos de água. À medida que esta quantidade enorme de água se foi depositando como neve nos continentes, deu-se uma diminuição do volume dos oceanos, a que correspondeu um abaixamento de cerca de 130 metros do nível médio do mar.

Nos últimos 150 000 anos ocorreram duas épocas glaciárias, uma há cerca de 135 000 anos e outra no período entre 20 000 e 14 000 anos antes do presente (AP), caracterizadas por um clima frio em que os gelos na Terra atingiram grandes extensões. Estas épocas glaciárias alternaram com períodos interglaciários em que o clima foi muito mais quente, durante períodos da ordem de 10 000 anos. A penúltima época glaciária deveria ter atingido o pico há cerca de 124 000 anos, enquanto que o actual período interglaciário teria atingido o máximo há cerca de 6000 anos. Este período ficou designado por «idade do clima óptimo». Os milénios entre 7000 e 5000 AP foram caracterizados por temperaturas médias do ar mais elevadas do que as actuais. No entanto, nos últimos 7000 anos verificaram-se períodos mais frios, como o da idade do ferro, com intervalos de 2500 anos. O período frio mais recente ocorreu há cerca de 300 anos e constituiu «a pequena idade do gelo».

2.2 — Outros indicadores da variação do clima

Só depois do invento do termómetro e do barómetro, há 3 séculos, é que há registos dos elementos meteorológicos e, mesmo assim, em regiões muito limitadas do globo. Há, no entanto, outras fontes naturais suplementares que permitem obter indicações qualitativas indirectas sobre a evolução do clima, como fósseis, depósito de sedimentos, pólenes, anéis dos troncos das árvores, etc.

Nos tempos históricos dispõe-se de diários e crónicas, referindo as condições das culturas, as datas das florações de algumas espécies, a obstrução de canais e vias fluviais pelos gelos, as alterações dos níveis dos lagos e dos rios, as grandes catástrofes naturais, secas, cheias e a migração dos povos. Ainda que a evidência destas informações indirectas seja muito ténue, uma análise cuidada, revela o carácter geral do clima em decénios ou por vezes, em séculos.

a) Anéis dos troncos de árvore

Uma das novas técnicas utilizadas para investigar o clima e a variabilidade climática chama-se dendrocronologia. O crescimento das plantas é sazonal. Uma dessas manifestações é constituída pelos anéis concêntricos dos troncos de árvores. A parte mais clara indica o crescimento na Primavera e começo do Verão, enquanto que a parte mais escura e mais densa corresponde ao crescimento mais lento no fim do Verão. Cada anel corresponde ao crescimento durante um ano. Nas estações em que a árvore cresce rapidamente, os anéis são mais espessos, enquanto que nos anos de menor crescimento são menos espessos.

A espessura dos anéis é condicionada pela disponibilidade em água. Logo, é possível reconstituir a série temporal da precipitação a partir dos anéis dos troncos de árvores. Estas séries podem estender-se até 5000 anos e, às vezes, mesmo até 10 000 anos.

Para as espécies que crescem nas latitudes elevadas, ou em grandes altitudes, a temperatura do ar é o factor determinante da taxa de crescimento, mais importante do que a disponibilidade em água. Os valores da temperatura do ar nestas condições,

estão muito próximos do limiar de existência das espécies. Por isso, qualquer flutuação de temperatura tem repercussões imediatas no crescimento. Um Verão em que a temperatura média seja 1º inferior à normal, pode reduzir o crescimento a metade.

b) *Isótopos do oxigénio*

O oxigénio normal, O^{16} , tem dois isótopos: os oxigénios O^{17} e O^{18} . Estes isótopos têm uma propriedade que os permite utilizar como verdadeiros termómetros nas conchas dos fósseis, ou nos gelos depositados através dos tempos. Por cada 500 000 átomos de oxigénio normal, O^{16} , há cerca de 1000 átomos O^{18} . Estes sendo mais pesados tendem a depositar-se e cristalizar-se mais rapidamente nas conchas sob a forma de carbonato de cálcio (CO_3Ca).

Mas a taxa de deposição depende da temperatura. Assim, quando a concha se forma em águas a 0°C contém 1024 átomos de O^{18} por cada 500 000 átomos enquanto que se se formar a cerca de 25°C contém 1022 átomos de O^{18} . As técnicas de medida são tão aperfeiçoadas, que permitem detectar a diferença de 4 átomos, ou até a de 1 átomo em 6 000 000, o que corresponde a uma variação da temperatura de cerca de 1°C.

Em 1959 foi publicado um trabalho ilustrando esta técnica em que, partindo da análise de O^{18} num fóssil de espécie já extinta, a belemnite, foi possível reconstituir o clima há 150 000 000 de anos (Jurássico).

Durante as épocas de glaciação, a quantidade de água que se evapora dos oceanos e depois se acumula sob a forma de neve e de gelos é tão grande, que afecta a razão da concentração $\delta = [O^{18}]/[O^{16}]$. Com efeito, as moléculas de água com oxigénio normal são mais leves, evaporam-se mais facilmente e mantêm-se na fase vapor mais tempo do que as moléculas de oxigénio O^{18} . A razão $[O^{18}]/[O^{16}]$, que se encontra no gelo permite reconstituir as características do clima na altura em que se deu a precipitação: quanto menor for a quantidade de O^{18} , mais frio teria sido o clima e mais baixa a temperatura média.

c) *Grânulos de pólen*

Os grãos de pólen constituem também indicadores preciosos do clima. O pólen é quase física e quimicamente indestrutível e por isso, vai-se acumulando nos sedimentos dos lagos e dos pântanos sem se decompor. Torna-se, assim, possível reconstituir os tipos de vegetação que teriam existido nas vizinhanças e, portanto, fazer uma ideia das condições climatológicas dominantes. Os grânulos de pólen das várias espécies têm estruturas próprias e muito diferenciadas. São distinguíveis e muito diferentes uns dos outros. Podem ser transportados e arrastados pelos ventos e pelos rios e depositados em sedimentos pantanosos e lacustres onde são preservados. Os registos das distribuições dos pólenes são, por vezes, suficientemente detalhados para permitirem inferir os valores da temperatura do ar e mesmo os valores da precipitação que se observaram e, portanto, reconstituir o clima.

d) *Amostras de glaciares e de sedimentos*

Os progressos da tecnologia moderna têm permitido a extracção de amostras de sedimentos das camadas do fundo dos oceanos, como se verificou a sudoeste da Austrália. Permitem também fazer perfurações nos gelos a mais de 1300 m de profundidade em camadas de gelos antigos, como se fez na Gronelândia.

O estudo físico e químico dos gelos, através da análise isotópica, permite inferir a temperatura do ar em que se observaram as quedas de neve, que originaram as camadas de gelo.

A datação por radiocarbono permite, igualmente, reconstituir a série cronológica climática a partir da análise dos sedimentos. No caso de amostras extraídas dos fundos dos lagos, a análise incide principalmente sobre os pólenes, que se mantêm nos sedimentos, quase indestrutíveis. A sua lenta acumulação nos sedimentos lacustres e pantanosos e a sua distribuição torna possível a reconstituição da cobertura vegetal que floresceu nas regiões circunvizinhas. Torna-se assim possível obter uma indicação do tipo de clima então existente e da sua variabilidade.

3 — VARIAÇÕES DO CLIMA NOS TEMPOS HISTÓRICOS

3.1 — O mundo pré-histórico glaciário. Cultura do Paleolítico

Durante centenas de milhares de anos o homem viveu da caça e da procura de alimentos, como qualquer outro animal e sobreviveu num ambiente estranho, hostil e difícil. Entretanto o homem aprendeu a fazer ferramentas e armas rudimentares para se defender e para atacar. Aprendeu a fazer e a usar o fogo; descobriu a arte da cerâmica e aprendeu a tecer. Durante o Paleolítico (Idade da Pedra Lascada), que durou mais de meio milhão de anos, o progresso e a evolução do homem foram muito lentos.

No dealbar da história do homem, este deixou-nos uma documentação preciosa sobre o clima em que viveu: as pinturas rupestres. Esta imaginária constitui um repositório do mundo em que o homem pré-histórico se movimentava na idade do gelo, no período que vai desde 40 000 até 15 000 anos a. C., aproximadamente. O homem pré-histórico deixou-nos no Norte de Espanha, no centro da França, no Sul dos Urais, na Rússia Oriental, no Sara e por tantas outras partes, uma documentação riquíssima, expressa numa forma de linguagem escrita, universal, que é o desenho. É um mundo de mamutes, de rinocerontes, de bisões, de cavalos, de veados, que o homem tenta caçar com setas, ou com lanças, numa paisagem quase sempre despida de qualquer vegetação e sempre localizada aquém dos limites das grandes massas de gelo.

Vemos o homem a viver em cavernas adaptado a um ambiente hostil, muito diferente do de hoje, e a explorar uma fauna e uma flora que hoje se nos afiguram tão estranhas. Há pinturas de acampamentos de grupos de caçadores de mamutes, que nos mostram a tendência gregária do homem para a sua defesa e sobrevivência.

Alguns achados arqueológicos parecem indicar que o homem do paleolítico, que vivia nas terras, então livres do gelo, no Alasca, teria emigrado da Sibéria, através do corredor de Behering, então acima do nível médio dos oceanos. Os traços mongolóides do índio americano sugerem que os seus antecessores poderiam ter vindo da Ásia. A existência de terras livres formando

verdadeiros corredores deve atribuir-se ao facto do nível médio dos mares nas épocas glaciárias ser da ordem de 100 metros mais baixo de que o nível actual, devido à grande acumulação de água sob a forma de gelo.

A utilização de datações de radiocarbono parece indicar que a raça humana teria atingido a Austrália durante a idade do gelo, há cerca de 400 000 anos, quando abaixamento do nível dos oceanos, teria feito emergir corredores de terra seca com algumas intermitências, entre a Ásia e a Austrália. Vemos, assim, que o homem, vivendo em pequenas comunidades de caçadores e limitado por enormes barreiras de gelo e por mares, estava confinado a pequenas porções de terras livres de gelo. Mas também é certo que soube tirar partido dessas limitações explorando as oportunidades que o mundo da idade do gelo lhe oferecia.

Também se deve notar que, nas regiões temperadas de então, havia muito mais lagos interiores, não só porque a evaporação era muito menos intensa, devido às baixas temperaturas de então, mas também porque se verificou a deslocação da superfície frontal polar, e, portanto, a migração da cintura da precipitação da zona temperada. O mar Cáspio estendia-se pelo norte fora, cobrindo as suas praias actuais, atingindo, talvez, uma área dupla da actual. O lago Chade é actualmente uma relíquia dum grande mar central africano, que teria uma extensão equivalente à do mar Cáspio actual. Outros grandes lagos teriam existido no continente americano o lago Bonnenlle teria uma área de 50 000 km² e cobriria toda a região vizinha de Salt Lake City no Utá.

Com o início da época pós-glaciária, a paisagem, a topografia, e a geografia, designadamente os contornos do litoral, sofreram, como é de esperar, grandes transformações. Com a fusão gradual dos glaciares, agora mais fluidos, modelou-se profundamente o relevo, desventrando grandes vales, largos e extensos. O nível médio dos mares começou a subir, inundando as regiões ribeirinhas e criando novos contornos da costa.

Parece, mesmo, que muitas terras hoje submersas teriam sido as regiões preferenciais de algumas populações pré-históricas, onde a pesca e a caça forneceram meios abundantes de subsistência. Supõe-se que esta subida dos mares poderá ter reduzido uma parte considerável da população, então existente.

A existência de espécies animais na Austrália, diferentes das que se passaram a encontrar nas regiões do Sul da Ásia, por exemplo, poderia ter resultado do corte dos continentes, devido à subida das águas dos oceanos. Há mesmo quem pretenda ver nas mesmas causas existência de um número muito menor de espécie nas ilhas Britânicas do que no continente Europeu.

3.2 — O período quente pós-glaciário. A idade do «clima ótimo»

3.2.1 — *Cultura do Neolítico*

Há cerca de 15 000 anos começou a verificar-se uma recessão rápida dos glaciares, alternando, no entanto, os períodos de recuo com os de avanço, de forma um tanto errática, e as condições do tempo melhoraram substancialmente.

O nível médio dos oceanos subiu rapidamente, em consequência do degelo. Pelo ano 2000 a. C., o nível médio dos oceanos deveria ter sido 3 metros mais elevado do que o nível actual. O degelo deveria ter originado um decréscimo de 10^{15} metros cúbicos (m^3) de gelo nos glaciares e nas regiões montanhosas. Durante o período do «clima ótimo» há cerca de 5000 a 6000 anos a. C., o Ártico teria tido uma extensão de gelo muito menor e com ligações mais abertas com os outros oceanos.

Com a subida da temperatura do ar, a flora e a fauna estenderam-se mais em direcção ao norte. Ora no Neolítico, há cerca de 10 000 anos, deu-se uma evolução e um desenvolvimento extremamente rápido. O homem criou as práticas agrícolas, a semear e a colher e a armazenar. De angariador furtivo e inseguro de alimentos escassos, ocasionais e imprevisíveis, passou a saber produzi-los e a utilizá-los de acordo com as suas necessidades. Ao mesmo tempo, domesticou animais e passou a saber criá-los para os utilizar na alimentação, no transporte e na sua protecção e defesa.

Esta revolução no Neolítico teve uma importância excepcional, não só por garantir meios de subsistência mais abundantes e controláveis, como por permitir o estabelecimento de comunidades nas regiões onde o solo era mais fértil e a água mais abundante.

As civilizações mais antigas surgiram assim, ao longo dos vales dos grandes rios, no Médio Oriente e no Egipto, emergindo das pequenas comunidades, ou «aldeamentos do Neolítico».

Por volta de 9000 anos a. C., o homem, que teria iniciado na Mesopotâmia a agricultura e aprendido a domesticar animais, deixou as cavernas, e virou-se para a pastorícia.

No período entre 6000 e 3000 anos a. C. a temperatura média do ar nas regiões das latitudes médias e elevadas teria sido cerca de 5°C mais elevada do que actualmente, o que levou a designar este período por «Idade do Clima Ótimo».

No período Neolítico, o clima, inicialmente pouco chuvoso, tornou-se gradualmente mais chuvoso, verificando-se, cerca de 1300 anos a. C., grandes cheias que destruíram numerosas habitações lacustres. As grandes cheias teriam originado as grandes migrações de povos para regiões de clima mais seco, como a Ásia Menor.

O Sara e os desertos do Médio Oriente teriam tido um regime de precipitação mais abundante do que o actual. Pinturas rupestres no Sara (Aounrhet), no Sul da Argélia (região Tassili-n-Ajjer), e noutras regiões da África Central, ilustradas com hipopótamos, elefantes, rinocerontes, girafas, lado a lado com homens e embarcações, indicam claramente que o ambiente de então (5000 a 3500 a. C.) era muito diferente do actual. O clima era muito mais húmido, havia rios permanentes ou periódicos, o que significa que a precipitação média anual deveria ter sido muito mais abundante nos maciços montanhosos do Norte de África. Os rios fariam parte dum sistema hidrográfico ligado ao rio Níger, ao lago de Chade e a outros lagos de que ainda há vestígios no Sul da Tunísia. O lago Chade, como já referimos, era então um megalago com uma área equivalente ao do mar Cáspio, com um nível cerca de 30 a 40 metros mais elevado do que o nível actual. Estrabão, geógrafo e historiador grego do séc. I, refere ainda a existência muito comum de cavalos do Sara e Plínio, o Velho, menciona a existência de «animais carnívoros» nas regiões vizinhas dos desertos. Os elefantes que Aníbal utilizou na invasão da Itália não são uma lenda. Durante o domínio Cartaginês o elefante ainda era comum na região de África a que corresponde hoje a Argélia e a Tunísia.

A desertificação do Sara ter-se-ia intensificado a partir do

ano 2500 a. C. O mesmo se verificou com o deserto de Rajasthan, na Índia, que foi uma região fértil até cerca de 3000 a. C., e onde floresceu uma civilização muito avançada.

3.3 — A idade do clima óptimo: as grandes civilizações da antiguidade

Entre 4000 e 3000 anos a. C., começaram a desenvolver-se as cidades do Nilo, do Tigre e do Eufrates e dos Indus na Índia, que correspondem a uma espécie de «revolução urbana».

Foi neste período, mais húmido, que se estabeleceram as civilizações adiantadíssimas como as do 1.º Império do Egipto (1.ª e 4.ª dinastias), as civilizações Sumeriana, Acadiana, etc.

Teria sido à volta do ano 2000 a. C. que o Faraó Sesostri I teria mandado construir uma primeira versão do canal de Suez, numa época em que o nível médio das águas dos mares teria atingido o valor mais elevado, do período pós-glaciário. Um segundo canal ou, talvez, a recuperação do primeiro teria sido levada a cabo, mais tarde, no reinado do Faraó Ramsés II (1304-1237 a. C.) em que o nível das águas era mais baixo. Foi nesta fase que foi inventada a escrita, como a forma de linguagem. As primeiras inscrições apareceram cerca de 3500 a 3000 anos a. C. nas civilizações egípcia, sumeriana e indú. Na China a escrita teria aparecido 1000 anos mais tarde.

As civilizações do Médio Oriente e do Egipto passaram a influenciar decisivamente a Europa e, principalmente, a região do Mediterrâneo onde surgiram as civilizações Micénica da ilha de Creta (2000 anos a. C.). Mais tarde, com conhecimentos da astronomia e com a utilização da vela, o homem aprendeu a navegar nos mares. Desenvolveu-se um comércio considerável em toda a orla do Mediterrâneo. Assim, os Fenícios (cerca 1200 anos a. C.) percorreram toda a região e estabeleceram-se no Norte de África onde formaram a forte colónia de Cartago e atingiram mesmo a Península Ibérica. Atribui-se aos Fenícios a descoberta do alfabeto, o que simplificou extremamente a escrita. Também teriam aprendido a fazer o vidro a partir das «areias das praias». Os Egípcios desenvolveram a escrita hieroglífica, um sistema de medidas, a irrigação e estabeleceram os fundamentos da aritmé-

tica e da astronomia. Supõe-se que foram os primeiros a construir barcos capazes de sulcar os mares. Produziram uma arte de grandeza e magestade até agora nunca ultrapassadas. Transformaram a agricultura numa ciência. Enquanto que na Europa o homem vivia em aldeias primitivas, o Egipto tinha já uma civilização evoluidíssima.

Na China, durante o «período arqueológico» (3000 a 1100 a. C.), os registos existentes revelam que os valores da temperatura do ar foram superiores aos actuais em 2°C a 3°C. A cultura do bambu estendeu-se até mais ao norte e o arroz era ceifado, cerca de um mês antes. Estas condições associadas ao aumento da precipitação permitiram a formação de turfas e de lenhites. Entretanto, desapareceram algumas espécies vegetais, como os carvalhos e os olmos.

No final deste período o clima mostra tendência para se tornar mais frio e menos chuvoso.

Entretanto, desenvolveu-se a civilização grega, que criou uma cultura helenística em que as artes atingiram o apogeu, nunca ultrapassado, e a filosofia uma preponderância, que se estendeu até aos nossos dias. Os Gregos levantaram um património cultural até aí nunca atingido e que teve uma influência decisiva na civilização actual designadamente na arquitectura, na escultura, na literatura, filosofia e ciência.

Depois surgiu o Império Romano, com a sua organização e administração admiráveis. Os Romanos foram, sobretudo, legisladores e organizadores, tendo absorvido e imitado na arte e na cultura os gregos.

A herança cultural do mundo antigo atingiu a Europa através das civilizações grega e romana. A astronomia, a geometria e as matemáticas cultivadas na Babilónia e no Egipto foram desenvolvidas e transmitidas pelos gregos.

O talento dos romanos para a organização e administração revela-se através dos seus códigos de leis, e os conceitos do direito romano perduram ainda entre nós.

Os Babilónios dividiram o dia em 24 horas e cada hora em 60 minutos; dividiram o Zodíaco em 12 partes de acordo com as constelações (os signos do Zodíaco) e a circunferência em 360 partes (graus). Atribui-se aos Egípcios a duração do ano em 365 dias.

Neste período, as posições médias do sistema frontal polar e dos anticiclones subtropicais deveriam localizar-se em latitudes mais elevadas. Estas alterações dos centros de acção da circulação geral da atmosfera teriam tido como consequência uma variação latitudinal dos regimes de precipitação e os ventos alisados ter-se-iam deslocado mais para norte.

3.4 — Época fria da Idade do Ferro. O clima durante o Império Romano

Já na Idade do Ferro, entre os anos 1000 e 400 a. C., verificou-se um abaixamento de temperatura do ar, ao mesmo tempo que se verificou um aumento da precipitação e um alargamento das áreas pantanosas, principalmente, nas ilhas Britânicas, na Escandinávia, na Europa Central e no Norte da Itália. Na Noruega e nos Alpes Austríacos verificou-se um avanço dos glaciares. Na Ásia Central e na Rússia, as estepes recuaram e as florestas deslocaram-se mais para sul, enquanto que na orla da bacia do Mediterrâneo as temperaturas baixaram para valores semelhantes aos actuais.

Posteriormente, do séc. IV a. C. até ao séc. I d. C., houve um novo aumento da quantidade de precipitação; o nível médio das águas dos lagos subiu e muitas povoações ficaram submersas. O nível das águas do lago Constança deveria ter subido cerca de 10 m.

As populações das regiões mais a sul e a leste do Império Romano, principalmente na orla do Mediterrâneo, teriam beneficiado de um clima frio, mas mais chuvoso, durante estes séculos. Foram tempos de grande fertilidade na Grécia e no Norte de África, com uma agricultura muito próspera. Foi, assim, possível o estabelecimento e o desenvolvimento da civilização Cartaginesa e, mais tarde, da Romana. Os Invernos eram frios e, por vezes, o Tibre gelava e as neves nas montanhas de Itália mantinham-se durante semanas (cerca de 300 anos a. C.).

Registos de Alexandria do séc. I mostram que as condições meteorológicas de então, na região do Mediterrâneo, eram relativamente amenas, com uma precipitação maior e melhor distribuída do que actualmente.

Durante a Baixa Idade Média (séc. III ao séc. IX) a precipitação aumentou e as povoações concentraram-se novamente em locais mais secos, o que indica ter havido um regresso às condições mais húmidas.

A frente polar e as depressões que a acompanham, deveriam, em média, ter migrado para latitudes muito mais baixas. Ter-se-ia verificado uma intensificação do vórtice polar e um deslocamento para sul (no hemisfério Norte) dos anticiclones subtropicais. Posteriormente, no declínio do Império Romano, o clima tornou-se mais quente e seco. A frente polar passou a mover-se mais a norte, com o correspondente deslocamento dos anticiclones tropicais, acelerando a desertificação do Sara, doutras regiões do Norte de África e do Norte da Índia, etc.

3.5 — Período óptimo secundário — Alta Idade Média

Durante a Alta Idade Média, séc. IX ao séc. XIII, o clima melhorou substancialmente, apresentando características próximas do «Clima Óptimo». Daí a designação desta variante do clima de «Pequena Idade do Clima Óptimo» para este período. Os icebergs raramente atingiam a Islândia e o Sul da Gronelândia, onde a temperatura média anual teria sido 3°C a 4°C superior à actual. Tornou-se, assim, possível a colonização destas terras pelos Vikings, entre os anos 750 e 1000. A Islândia (terra do gelo) foi colonizada primeiro. Só nos fins do séc. IX, foi colonizada a Gronelândia (terra verde). Entretanto, com o arrefecimento que posteriormente se verificou, a partir do fim da Idade Média, a Gronelândia teve que ser definitivamente abandonada (séc. XIV). A colonização da Islândia sobreviveu, mas sempre à vista dum colapso, tendo mesmo chegado a encarar-se, no séc. XVI e depois no séc. XVII, a retirada total das populações ali existentes.

Na Europa, a temperatura média, no Verão, foi provavelmente 2°C acima das temperaturas dos nossos dias, o que explica a cultura da vinha, que então florescia na Inglaterra. Na China, a cultura das ameixoeiras estendeu-se até mais ao norte, o que revela que o clima era mais suave.

Depois, até à primeira metade do séc. XIV, verificou-se um

agravamento das condições climáticas, como prova o avanço dos glaciares alpinos, até que pelos fins do séc. XVI a temperatura do ar teria recuperado, como se infere do novo recuo dos glaciares para posições extremas.

Entre os séc. IX e XIV, o nível das águas do mar Cáspio era cerca de 8 m mais elevado do que agora e, portanto, mais extenso. Alguns rios da Sibéria eram navegáveis, como aconteceu com os rios Erménio e S. Leonardo, o que hoje se nos afigura quase inconcebível.

Uma reconstituição da cena europeia, durante os períodos mais quentes da Alta Idade Média, mostra-nos um nível das águas mais elevado, devido ao degelo generalizado. A configuração dos contornos do litoral era muito diferente da actual. Basta notar que Bruges era então um importante porto de mar. A costa Portuguesa era muito mais recortada e os rios, nos últimos troços, muito mais navegáveis.

Em Portugal, verificaram-se secas prolongadas, que ficaram na tradição e de que se faz eco Bernardim Ribeiro que, na *Écloga de Jano e Franco*, diz:

*«Quando as fomes grandes foram
que Alentejo foi perdido*

.....
*Levavam pouco de gado
que lhe ficou doutro muito
que lhe morreu de cansado
que Alentejo era enxuto
de água, e mui seco de prado*

.....
ver Alentejo, era um dó!
.....».

3.6 — Pequena Idade do Gelo — Idade Moderna

A partir do séc. XV, cerca de 1430, começa a verificar-se um agravamento progressivo das condições climáticas, com um máximo de severidade no período 1650-1700 na maior parte do hemisfério Norte, e que se estendeu até meados do séc. XIX. Se ex-

ceptuarmos a primeira metade do séc. XVIII, o clima foi tão frio que provocou um avanço rápido dos glaciares que, por volta do séc. XVII, atingiram povoações que já existiam desde o começo da época histórica. No Alpes Orientais, na Gronelândia, e na Islândia os glaciares avançaram rapidamente, tendo as moreias atingido posições extremas, só verificadas durante as glaciações quaternárias. A extensão gelada do Ártico aumentou consideravelmente.

Na bacia e orla do Mediterrâneo os Invernos foram muito rigorosos. Na Europa Central, algumas das florestas que tinha sobrevivido, mesmo durante a época fria da Idade do Ferro, sofreram uma recessão rápida, o que levou à sua extinção.

Na Europa, na América do Norte e na Ásia, os glaciares avançaram e, nas montanhas da Etiópia a neve atingiu níveis até então desconhecidos. São fascinantes algumas descrições de Inverno dos sécs. XVII e XVIII em que rios, tão conhecidos como o Tamisa, o Sena e o Ródano, chegavam a congelar. O nível do mar Cáspio subia e manteve-se com nível elevado até cerca de 1800.

Este período que decorre entre o séc. XVII e meados do séc. XIX (1600 a 1850), é conhecido pela «Pequena Idade do Gelo». Os valores da temperatura média anual desceram cerca de 1°C a 2°C abaixo dos valores que agora se observam na maior parte da Terra, durante a fase mais fria da Pequena Idade do Gelo; a temperatura dos oceanos foi também, provavelmente, mais baixa neste período.

Na Alemanha Central, os preços dos cereais atingiram valores nunca vistos, depois de um ano (1770) com um Inverno frigidíssimo. Calcula-se que a fome provocada teria reduzido a população em mais de 100 000 habitantes. Atribui-se às anomalias climáticas, em parte, uma das razões para as perturbações sócio-económicas que teriam precedido a Revolução Francesa.

O ano 1817 foi o famoso «ano sem Verão» na região Leste dos Estados Unidos.

Também há quem relacione as revoluções de 1848 (Áustria, Alemanha, França, Holanda), com os maus anos agrícolas que então se verificaram. Foi por esta altura que uma famosa peste, favorecida pelas condições meteorológicas, destruiu a cultura da batata na Irlanda. Esta fome reduziu a sua população a menos

de metade, por morte e por emigração em massa para os Estados Unidos.

Além de Invernos rigorosos nesta época, as secas também afligiram grandes segmentos das populações em várias partes do Mundo.

É interessante mencionar a descrição do português Manuel de Almeida, que ao descrever as Terras da Etiópia em 1628 mencionou a existência de neves então julgadas permanentes, em picos de montanhas, onde hoje não se observam.

Parece que neste período se teriam observado algumas modificações da circulação geral da atmosfera. Os anticiclones subtropicais teriam ocupado, em média, latitudes mais baixas assim como as depressões que acompanham a frente polar. A alteração do regime dos ventos poderia ter afectado o curso da corrente do Golfo, com repercussões imediatas no clima da Gronelândia, da Islândia, da Escandinávia e das ilhas Britânicas.

3.7 — O clima na Época Contemporânea

Já na idade das observações experimentais a maior variação do clima ocorreu, como indicámos, nos meados do século passado. Esta variação foi acompanhada por um aumento gradual da temperatura do ar em todas as latitudes e todas as estações e corresponde ao fim da Pequena Idade do Gelo.

A temperatura média começou a aumentar, de, aproximadamente, 1880 até 1940/45 em que começou novamente a decer. De 1950 a 1975 estima-se que a taxa de arrefecimento foi cerca de $0,1^{\circ}\text{C}$ a $0,2^{\circ}\text{C}$ por decénio. Também parece que a temperatura média do Pacífico Norte e do Atlântico Norte no período 1971-75, assim como nas regiões das latitudes médias, são mais frias, e os gelos e as neves parecem cobrir agora maiores extensões.

O máximo da temperatura deve ter sido atingido na década de 1940. A temperatura média teria sido $0,6^{\circ}\text{C}$ mais elevada do que no séc. XIX. A partir de 1945 a temperatura do ar começou a decrescer de forma suave.

O aumento de temperatura do ar, no hemisfério Norte, foi acompanhado por uma redução da área coberta pelos gelos e

por um avanço para norte pela tundra. O aquecimento do Ártico foi particularmente acentuado na região que se estende do mar da Noruega pelo norte do litoral da Rússia, até ao estreito de Behring.

O aumento da temperatura do ar foi acompanhado por um declínio da precipitação que levou a um abaixamento do escoamento geral dos vários rios.

Esta diminuição foi particularmente visível nas regiões das latitudes subtropicais e das latitudes médias. Os registos da precipitação em Lisboa desde 1854 parecem indicar uma diminuição considerável da precipitação mais acentuada durante este século. Esta distribuição parece resultar da maior extensão dos grandes anticlones tropicais, como da sua deslocação para norte, originando situações de bloqueio muito frequentes na Europa Ocidental.

Em particular, devido à diminuição do escoamento do Volga, o nível do mar Cáspio baixou substancialmente na década de 1930.

Por outro lado, a frequência das secas aumentou consideravelmente nesta fase. E a preocupação pela desertificação tem vindo a aumentar.

Parece que a tendência actual é para se continuar a verificar um arrefecimento geral do clima (Starr e Oort).

II — NATUREZA DO PROBLEMA DO CLIMA

1 — INTRODUÇÃO: NOÇÕES SOBRE SISTEMAS

1.1 — Definição e classificação de sistemas

A nossa análise do problema do clima vai desenvolver-se fundamentalmente em torno do conceito de sistema climático. Afigura-se-nos, por isso, importante, que apresentemos algumas noções muito gerais, preliminares, sobre sistemas e que são extensivas a muitos domínios das ciências. Começaremos por definir *sistema* na concepção termodinâmica: é uma região do espaço limitada por uma *parede* real, ou conceptual, que contém energia e massa e um conjunto estruturado de elementos, ou de atributos em interacção dinâmica. Tudo o que rodeia um sistema define o seu *universo complementar* ou o seu *ambiente*. À região do universo complementar adstrita ao sistema em que se faz sentir a sua influência chama-se *vizinhança do sistema*.

Os sistemas podem classificar-se de acordo com as suas funções, ou em termos da sua complexidade interna. Quando um sistema é constituído pela união de várias partes disjuntas diz-se que é um *sistema composto* e cada uma das partes designa-se por *subsistema* do sistema composto. A *fronteira* comum de dois subsistemas disjuntos chama-se *participação*, ou parede interna. O sistema composto é, portanto, formado pela união de vários subsistemas disjuntos separados por participações. Quanto ao comportamento do sistema, relativamente à massa e à energia, os sistemas podem classificar-se em *isolados*, *fechados* e *abertos*.

a) Os sistemas dizem-se isolados quando não há transferências de energia e de massa com o seu universo complementar. Dizemos que as paredes que os limitam são *restritivas* para a

energia e para a massa, ou ainda, que são *adiabáticas e impermeáveis*, respectivamente.

Estes sistemas são raros na Natureza. Um exemplo de sistema isolado seria o de um gás contido num vaso completamente selado e isolado. Outro exemplo, dentro de certa aproximação, é um vaso de Dewar (uma boa garrafa termo) com um líquido bem «arrolhado».

Um sistema isolado em que, inicialmente, existem gradientes das distribuições das suas propriedades, apresenta uma tendência para a equalização e para o esbatimento progressivo de qualquer diferenciação dessas propriedades. É o que acontece com a energia, que com a redistribuição se torna cada vez menos utilizável e menos organizada. A esta distribuição do ordenamento da energia preexistente, corresponde um aumento de entropia. Verifica-se, assim, uma diminuição progressiva da energia livre disponível do sistema e a sua sucessiva desierarquização até que, no estado final, de equilíbrio, a entropia atinge o valor máximo possível.

b) Um *sistema fechado* é um sistema em que não há transferência de massa entre o sistema e o seu universo complementar, podendo, no entanto, haver trocas de energia. As paredes de um sistema fechado são restritivas para a massa e não restritivos para a energia. As paredes são, portanto, *impermeáveis e diatérmicas*. O planeta Terra, com o globo e atmosfera, pode considerar-se um sistema fechado. Uma garrafa de champanhe cheia é um bom exemplo de um sistema fechado. De facto, pondo-a no frigorífico, pode arrefecer-se, porque o vidro da garrafa não deixa escapar o champanhe, mas permite a passagem de calor.

c) *Sistemas abertos* são aqueles em que há permuta de massa e energia do sistema com o seu universo complementar. As paredes do sistema são, portanto, *permeáveis e diatérmicas*. Acentuaremos que a maioria dos sistemas do mundo natural são sistemas abertos. Assim, qualquer ser vivo constitui um sistema aberto. Uma bacia hidrológica, uma nuvem, um oceano, são outros exemplos, entre tantos, possíveis. Um sistema aberto está em ligação permanente com o seu universo complementar ou ambiente, através do fluxo de energia, de matéria e de informação. Há uma interacção permanente entre ambos, influen-

ciando-se mutuamente. As trocas de energia e de matéria permitem a manutenção do sistema contra a degradação que ocorre no tempo. O sistema lança para o ambiente matéria desorganizada e energia de menor qualidade, com uma entropia mais elevada, depois de ter recebido matéria mais estruturada e ordenada e energia de qualidade mais elevada e, portanto, de menor entropia. O fluxo de energia proveniente do ambiente origina uma estrutura interna com uma certa organização e hierarquia.

Um sistema aberto pode comparar-se a uma represa de água que se enche e se esvazia quase à mesma velocidade. O nível da água na represa mantém-se invariável enquanto os caudais de entrada e de saída forem iguais. Obtém-se assim um *regime estacionário* ou permanente, muito diferente do *regime estático* que se estabeleceria numa represa que não tivesse qualquer comunicação com o exterior. No regime permanente há um movimento, ainda que a tendência da variação da altura do nível do reservatório seja nula é um regime muito diferente do regime estático, em que há «estagnação».

A igualdade dos fluxos de entrada e de saída num sistema conduz à noção de equilíbrio dinâmico dum sistema aberto. De facto, o comportamento de um sistema depende do seu estado mecânico e termodinâmico instantâneo e das variações dos fluxos de massa e de energia, através da sua fronteira. Os sistemas abertos têm uma propriedade importante, que é a de poderem atingir e manter estados de equilíbrio estacionários. Neste caso, as propriedades do sistema mantêm-se invariantes, quando referidas a uma dada escala temporal, mas podem apresentar distribuições espaciais, internas não uniformes e, por vezes, com gradientes muito acentuados.

1.2 — Propriedades dos sistemas abertos

Os sistemas naturais mais importantes são sistemas termodinâmicos abertos. Por isso, vamos analisá-los mais pormenorizadamente e determo-nos no estudo de vários tipos de sistemas abertos naturais, nas suas propriedades e no seu comportamento.

Os valores instantâneos das propriedades dum sistema aber-

to podem oscilar devido à interacção como factores variáveis do ambiente que condicionam a distribuição daquelas propriedades. No entanto, o sistema reage (princípio de Le Chatelier-Bräun), e as propriedades gerais do sistema parecem manter-se constantes, durante intervalos de tempo suficientemente longos, ainda que, em pormenor, possam apresentar flutuações menores.

O equilíbrio dinâmico dum sistema pode ser modificado, ajustado e controlado. A uma variação das condições do ambiente, através das paredes do sistema, este reage adaptando-se às novas condições fronteiras. A uma *excitação*, ou a *senal de entrada*, corresponde a uma *reacção*, ou *senal de saída* do sistema, que depende das características deste.

Existe pois, uma multiplicidade de estados estacionários dum sistema aberto, assim como uma infinidade de níveis de equilíbrio do reservatório. É esta múltipla multiplicidade de estados e de fluxos, que permite a um sistema aberto, tal como um ser vivo, adaptar-se e dar resposta à grande variedade das modificações que têm lugar no seu universo complementar.

Um sistema aberto comporta-se como uma conta bancária. Com efeito o balanço num dado instante depende dos depósitos acumulados e dos sucessivos levantamentos efectuados. O equilíbrio dinâmico entre as receitas e as despesas garante a cobertura da conta. Nos sistemas naturais abertos podemos ainda distinguir, quanto ao seu comportamento, os sistemas *evanescentes*, os sistemas *cíclicos* e os sistemas *aleatórios*. Os *sistemas evanescentes* são caracterizados por um decaimento sucessivo contínuo das suas propriedades, autoconsumindo-se, quer em energia, quer em massa, ou em ambos. Um exemplo deste tipo de sistemas é dado por um rio no período estival, em que o escoamento decresce de dia para dia, e a taxa de decrescimento vai também diminuindo com o tempo, porque esta é proporcional à quantidade, sempre minguante, de água subterrânea disponível. O escoamento decresce exponencialmente, com um decremento que depende das condições hidrológicas e litológicas da bacia de alimentação do rio.

Os *sistemas cíclicos* apresentam propriedades com variações periódicas resultantes da sobreposição dos efeitos provenientes em geral dum regime forçado cíclico exterior imposto ao siste-

ma. Consideraremos, por exemplo, a radiação solar. Esta origina o dia e a noite, e condiciona as variações diurnas e estacionais, das condições meteorológicas. Os balanços energéticos regionais e locais, a temperatura do ar e do solo, são condicionados fortemente por uma componente cíclica controlada pela energia solar. Quando observadas em intervalos de tempo suficientemente longos, as propriedades mostram uma distribuição temporal, quase periódica.

Os *sistemas aleatórios* são aqueles em que as propriedades apresentam uma forte componente sem organização visível, com comportamento estocástico, isto é, em que a sua ocorrência é imprevisível no tempo, e a sua intensidade apresenta flutuações, completamente desordenadas. É o caso do movimento turbulento na camada limite da atmosfera, da ocorrência de sismos, de explosões de vulcões, etc.

Vejam algumas das implicações para o comportamento do sistema, resultantes das relações entre os sinais de entrada e saída. Assim, a retroacção, ou auto-realimentação («*feed back*») dum sistema resulta de reforçar a excitação do sistema com uma parte do seu sinal de entrada e de saída. Se o reforço do sinal de entrada contribuir para acelerar a transformação no mesmo sentido dos resultados prévios, amplificando-os, diz-se que a realimentação é positiva. Os efeitos da realimentação são, portanto, cumulativos e aumentam quase em progressão geométrica. Se os novos sinais de *entrada* agem de tal forma que os resultados de saída actuam em *sentido oposto* aos resultados precedentes da excitação, diz-se que a retroacção ou a realimentação é *negativa*. No primeiro caso, há uma tendência para um crescimento exponencial do sinal de saída e a situação é *instável*. No segundo, há uma tendência para o decaimento progressivo do sinal de saída e para o estabelecimento de uma situação de equilíbrio *estável*.

Exemplos de realimentação positiva, são os que se verificam com o crescimento demográfico, com os juros compostos, etc. É o efeito da «*bola de neve*». Um exemplo de realimentação negativa é o que se verifica com uma firma em situação de depressão económica em que os sucessivos prejuízos podem levar à falência da firma. A realimentação negativa é um dos processos indispensáveis na concepção dos vários mecanismos reguladores: to-

da a variação «para mais» implica uma realimentação negativa com uma correção «para menos», e reciprocamente. É o caso do termostato, do regulador de flutuações dum depósito de água, do regulador da máquina a vapor, etc.

Os sistemas naturais abertos são constituídos, por vezes, por uma cadeia de subsistemas, também abertos, com uma dada extensão e uma certa localização geográfica, em que o sinal de entrada de um subsistema é o sinal de saída do antecedente. Estes subsistemas, ligados mecanicamente, de forma ordenada, através dos fluxos de massa e de energia constituem o que se chama, muitas vezes, um *sistema de cascata*. Em cada subsistema, existe um reservatório com um «dispositivo regulador», que controla as quantidades de energia e de massa que permanecem no sistema e as que são exportadas, como sinal de saída. O dispositivo regulador pode resultar duma propriedade física do sistema, ou ser um mecanismo exterior ao sistema.

Um exemplo típico dum sistema natural em cascata é constituído pela distribuição de água no sistema climático e que se manifesta através *ciclo hidrológico*. A água pode ser armazenada nos oceanos, na litosfera e na atmosfera. A transferência de água dum subsistema para outro é controlada por vários mecanismos reguladores físicos. O «sinal de saída» da atmosfera, sob a forma de precipitação, constitui a «entrada» para o solo onde se infiltra ou se escoia. O escoamento e a infiltração, regulados pela topografia, pelo revestimento do solo e pela sua natureza pedológica, constituem a «entrada» para os rios ou para as águas subterrâneas, até atingir os oceanos. A evaporação, por seu turno, é condicionada e regulada pela temperatura do ar e do solo, pela tensão do vapor e pela disponibilidade em água. Constitui a «entrada» da água para a atmosfera, sob a forma de vapor, onde fica armazenada na fase vapor, ou depois de condensada nas nuvens. A cobertura vegetal constitui um exemplo de um mecanismo regulador externo, enquanto que a temperatura do ar e tensão do vapor na atmosfera constituem exemplos de mecanismos reguladores internos do sistema climático.

2 — O SISTEMA CLIMÁTICO

2.1 — Introdução

A noção popular de clima insere-se na ideia de um regime médio das condições meteorológicas. Enquanto que o estado do tempo se refere ao conjunto das condições meteorológicas, num dado instante, designadamente a temperatura, a precipitação, os ventos, a nebulosidade, e ao seu desenvolvimento no dia a dia, o clima refere-se às condições médias relativas a períodos de tempo, suficientemente longos. O clima dum dado local depende do intervalo de tempo utilizado e não é o mesmo para um ano, um decénio, ou um século. Em sentido lato, podemos dizer que as bases físicas do clima incluem as leis físicas que regem os fenómenos meteorológicos, ainda que estes tenham um comportamento transiente. Mas, enquanto que no clima os fenómenos interessam pela sua duração ou pela sua permanência, pela sua repetição e são caracterizados pelos seus valores médios e pelas suas frequências e pelos desvios quadráticos, em meteorologia sinóptica interessam os fenómenos individuais, instantâneos, a sua interdependência espacial, e a sua evolução no futuro.

Numa definição convencional pragmática, o clima era definido pelos valores médios dos vários elementos meteorológicos num período de 30 anos. A definição inclui também os comportamentos médios dos oceanos e das grandes massas de gelo, o estado da superfície do globo e da sua cobertura vegetal. Todos estes componentes ou subsistemas estão ligados entre si num sistema global, composto, em que as variações do estado dum dos subsistemas afecta o comportamento dos outros subsistemas, desencadeando uma reacção em cadeia de efeitos, que pode reforçar ou retrair a variação original. O número de mecanismos possíveis que podem causar variações no clima é considerável. As variações observadas nos climas de épocas passadas mostram a tendência que um sistema global apresenta para atingir um estado de equilíbrio. Como os tempos de reacção dos vários componentes do sistema são muito diferentes, é difícil atingir-se um estado de equilíbrio estacionário e o clima pode oscilar entre limites, cujos valores são condicionados pelas características do

sistema e pela radiação solar. As variações dos oceanos são mais lentas do que as da atmosfera, mas as dos gelos e as dos continentes muito mais lentas ainda. Estas variações são tão lentas, que são quase imperceptíveis nas variações do dia a dia das condições meteorológicas, mas ao fim de centenas ou de milhares de anos, podem produzir climas tão diferentes como os que se verificam num Verão quente ou num Inverno frio. A gama das variações possíveis alarga-se mais ainda, quando se consideram as possíveis influências de factores externos, como as variações da radiação solar, as variações dos parâmetros astronómicos da trajectória da Terra em torno do Sol e as distribuições dos oceanos e dos continentes no decurso das épocas geológicas.

2.2 — Componentes do sistema climático

Na definição tradicional do clima, além dos valores médios e das frequências estão incluídos outros parâmetros estatísticos de ordem mais elevada como as variâncias e as correlações. Mas a definição não inclui os fenómenos de interacção entre os vários sistemas, nem os fenómenos não lineares intrínsecos, que conduzem aos mecanismos de auto-realimentação. Por isso, vamos procurar estabelecer a noção de clima, a partir do conceito de *estado climático*, tomado no sentido termodinâmico. Começaremos por introduzir e precisar o conceito de *sistema climático*, caracterizado por um conjunto de propriedades globais e parciais e de processos responsáveis pelo clima e pelas suas variações.

O *sistema climático* (fig. 1) é o sistema global, que temos vindo a referir. É constituído por cinco subsistemas, que designaremos por *componentes físicos*, e que são: 1) *a atmosfera*, 2) *a hidrosfera*, 3) *a criosfera*, 4) *a litosfera* e 5) *a biosfera*. Todos estes subsistemas interactuam entre si, visto serem sistemas abertos, não isolados e politérmicos, porque cada um deles pode ter uma distribuição da temperatura. O *sistema climático*, do ponto de vista termo-hidrodinâmico é um sistema *composto, aberto e não isolado*, constituído por vários subsistemas limitados também por participações permeáveis e diatérmicas.

As propriedades que caracterizam o estado do sistema cli-

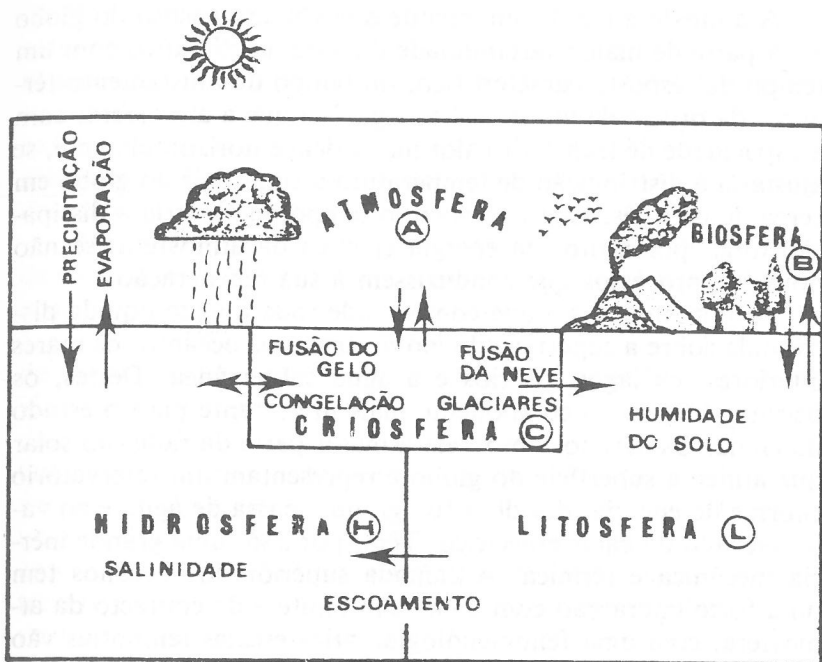


Fig. 1 — Diagrama esquemático do sistema climático

mático são principalmente de natureza termodinâmica e mecânica. As primeiras incluem *a)* a temperatura da atmosfera, dos oceanos, do gelo e da superfície dos continentes; *b)* a composição da atmosfera, a salinidade dos oceanos, as fronteiras geométricas e as constantes físicas do sistema, a pressão e a densidade do ar e dos oceanos; e *c)* as transições de fase da substância água, a humidade do ar, as nuvens, as massas de gelo, os lagos, etc. As segundas incluem velocidade do vento, a velocidade das correntes oceânicas e dos movimentos das massas de gelo e as forças que as produzem, etc.

As propriedades que caracterizam o estado climático estão interligadas por vários processos físicos que ocorrem no sistema e nos seus subsistemas, tais como a precipitação e a evaporação, a radiação e a transferência de calor e de quantidade de movimento, o transporte de vapor de água por advecção, convecção e turbulência, etc.

A atmosfera (\mathcal{A}) compreende o envólucro gasoso do globo e é a parte de maior variabilidade do sistema climático com um tempo de resposta característico, ou tempo de ajustamento térmico, da ordem de um mês. Isto significa que a atmosfera, com a capacidade de transferir calor na vertical e horizontalmente, se ajustaria à distribuição de temperatura à superfície do globo em cerca de um mês. Este é também o tempo que levaria à dissipação total, por atrito, da energia cinética da atmosfera, se não houvesse processos que conduzissem à sua regeneração.

A hidrosfera (\mathcal{H}) que compreende toda a água líquida distribuída sobre a superfície do globo, inclui os oceanos, os mares interiores, os lagos, os rios e a água subterrânea. Destes, os oceanos (\mathcal{O}) são o componente mais importante para o estudo do clima. Os oceanos absorvem a maior parte da radiação solar que atinge a superfície do globo e representam um reservatório enorme de energia, devido à sua grande massa de água e ao valor elevado do calor específico. Têm, por isso, uma grande inércia mecânica e térmica. A camada superior dos oceanos tem uma forte interacção com a camada limite e de contacto da atmosfera, com uma fenomenologia, cujas escalas temporais vão de alguns segundos, a horas, a meses e a anos. As águas mais profundas têm tempos de ajustamento muito maiores, da ordem de séculos. As correntes oceânicas transportam grandes quantidades de calor das regiões equatoriais para as regiões polares e, por isso, são mecanismos essenciais no balanço planetário da energia. Os oceanos, através da evaporação, constituem a principal fonte de humidade da atmosfera. Além disso, os oceanos e a atmosfera permutam dióxido de carbono e outras substâncias, e estão também envolvidos no balanço químico do sistema climático. No entanto, os lagos, rios e águas subterrâneas são componentes essenciais do ciclo hidrológico e, são factores que intervêm no clima em toda a gama de escalas de tempo.

A criosfera (\mathcal{C}) compreende as grandes massas de gelos e depósitos de neve, que incluem as camadas de gelo e de neve continentais, os glaciares, o gelo dos oceanos, dos lagos e dos rios. As camadas de neve continentais apresentam variações estacionais que estão intimamente ligadas à circulação geral da atmosfera. Os glaciares e os grandes depósitos de gelo, que representam os maiores depósitos de água doce da Terra, respondem

de uma forma muito mais lenta do que os oceanos à circulação geral da atmosfera. Devido à sua grande massa, estes subsistemas desenvolvem uma dinâmica própria e apresentam variações significativas na massa e extensão em períodos que vão de centenas a milhares de anos. É claro que estas variações estão intimamente ligadas ao balanço hídrico global da Terra e às variações do nível médio dos mares.

A litosfera (*L*) constituída pelas grandes massas de terra da superfície do globo, inclui as montanhas e as bases dos oceanos, as rochas superficiais, os sedimentos marinhos e os solos. Esta componente é a que tem períodos de variação mais longos de todo o sistema climático e, em princípio, são da ordem da idade da Terra. Os processos de deriva continental e a formação das grandes bacias oceânicas levaram ao aparecimento de montanhas no decurso de milhões de anos, e correspondem a uma forma de interacção com os outros subsistemas do sistema climático, diferente do tipo das interacções referidas nos processos anteriores. No entanto, pode haver uma relação significativa entre a ocorrência dos períodos mais extensos de glaciação e os períodos em que as grandes massas continentais ocupavam regiões vizinhas dos pólos de rotação do globo. Os processos de ajustamento isostático e de acumulação de sedimentos no fundo dos oceanos representam variações significativas da litosfera, podendo ser tomadas como uma fonte de interacção litosfera-criosfere-oceanos. A intervenção de produtos de origem vulcânica na atmosfera e a sua dispersão pela circulação geral, assim como as partículas e poeiras arrancadas pelos ventos e lançadas na atmosfera e constitui uma forma de interacção litosfera-atmosfera sabe-se que têm uma influência decisiva no clima.

A biosfera (*B*) cuja parte fundamental é a biomassa inclui a cobertura vegetal e a fauna da superfície do globo, incluindo o próprio homem e a flora e a fauna dos oceanos. Ainda que tenham tempos de reacção muito variáveis, os elementos biológicos são muito sensíveis ao clima. Por outro lado, podem influenciar o clima através do ciclo hidrológico (evapotranspiração, etc.), do ciclo do carbono e da fotossíntese. Os climas deixam uma forte assinatura na biosfera que passa assim a constituir um registo dos climas em épocas passadas.

As variações naturais da cobertura vegetal têm ocorrido em

pródos que variam entre dezenas e milhares de anos, em resposta às variações da temperatura do ar e às da precipitação. Por seu turno, a cobertura vegetal altera o albedo da superfície, a sua rugosidade e a evaporação, e influencia a hidrologia do ramo terrestre. As variações das populações animais reflectem também a variação do clima, através da disponibilidade de alimentos e das condições de vida. As variações antropogénicas, devidas à agricultura e à pecuária (deflorestação, pastagens, etc.), à urbanização e à indústria, ainda que influenciem o clima, têm, no entanto, uma relevância muito menor nas modificações do clima em escala regional.

Em síntese, podemos aceitar que o sistema climático, S , é constituído pela união de vários subsistemas abertos, adjuntos que são a atmosfera, A , os oceanos, O , os continentes, L , a criosfera, C e a biosfera, B , isto é:

$$S \equiv A \cup O \cup L \cup C \cup B$$

O sistema climático é, assim, constituído por uma cadeia de subsistemas em cascata ligados entre si por um fluxo de massa e de energia. Todos os subsistemas interactuam por serem sistemas abertos e não isolados. A atmosfera é o componente central do sistema climático de maior mobilidade e de maior variabilidade, com um tempo de ajustamento, que quando muito, é da ordem de semanas a um mês.

A partir dos componentes do sistema climático convém estabelecer uma hierarquia de sistemas climáticos parciais, que designaremos por sistemas internos, cada vez menos gerais, resultantes da união apenas de alguns dos componentes do sistema climático global. E assim é que deveremos considerar, entre outros, os sistemas climáticos parciais, oceano-atmosfera, $A \cup O$ o oceano-atmosfera-criosfera, $A \cup O \cup C$, por serem os mais importantes.

A influência do universo complementar exterior que passa a incluir os outros sistemas traduz-se pelos processos que ocorrem na fronteira do sistema climático, que forcem o comportamento do sistema interno, em que se pode, além disso, originar mecanismos naturais de interacção ou de auto-realimentação próprios, como veremos.

2.3 — A água no sistema climático. O ciclo hidrológico

Dentre as substâncias que existem no sistema climático há uma que tem lugar à parte, que é a substância água. Esta é comum a todos os subsistemas e todos participam e condicionam a sua circulação no sistema climático, formando o ciclo hidrológico (fig. 2).

Vejam os como se distribui a água pelo sistema climático.

Os oceanos constituem, de longe, o maior reservatório de água do sistema climático contendo cerca de 97,3% de toda a água existente na Terra. Dos outros 2,70%, 2,15% existem na criosfera (glaciares e calotes gelados polares do Ártico e do Antártico) e os restantes 0,65% nos lagos, rios, mares interiores e na atmosfera.

Em termos de volume, a quantidade total da água existente na hidrosfera é $1440 \times 10^6 \text{ km}^3$, cabendo aos oceanos cerca de

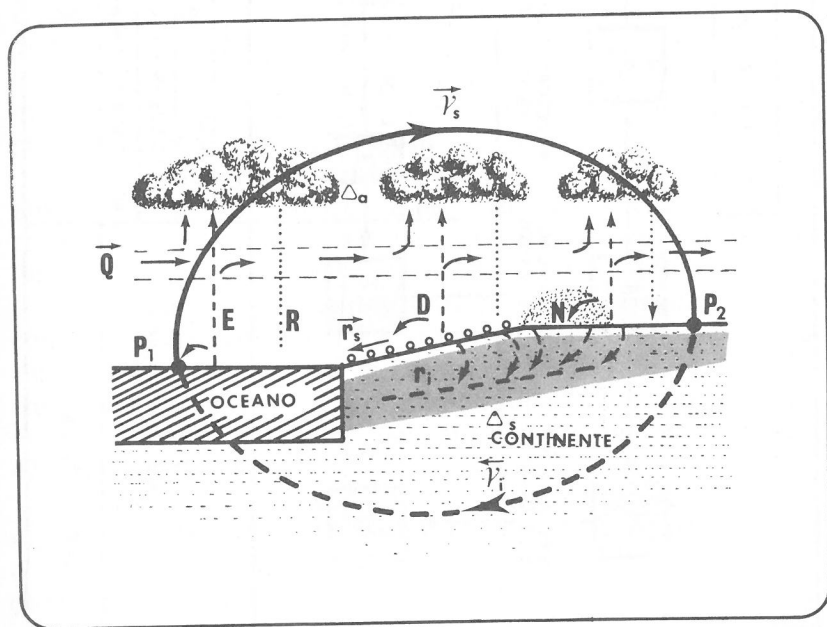


Fig. 2 — O ciclo hidrológico

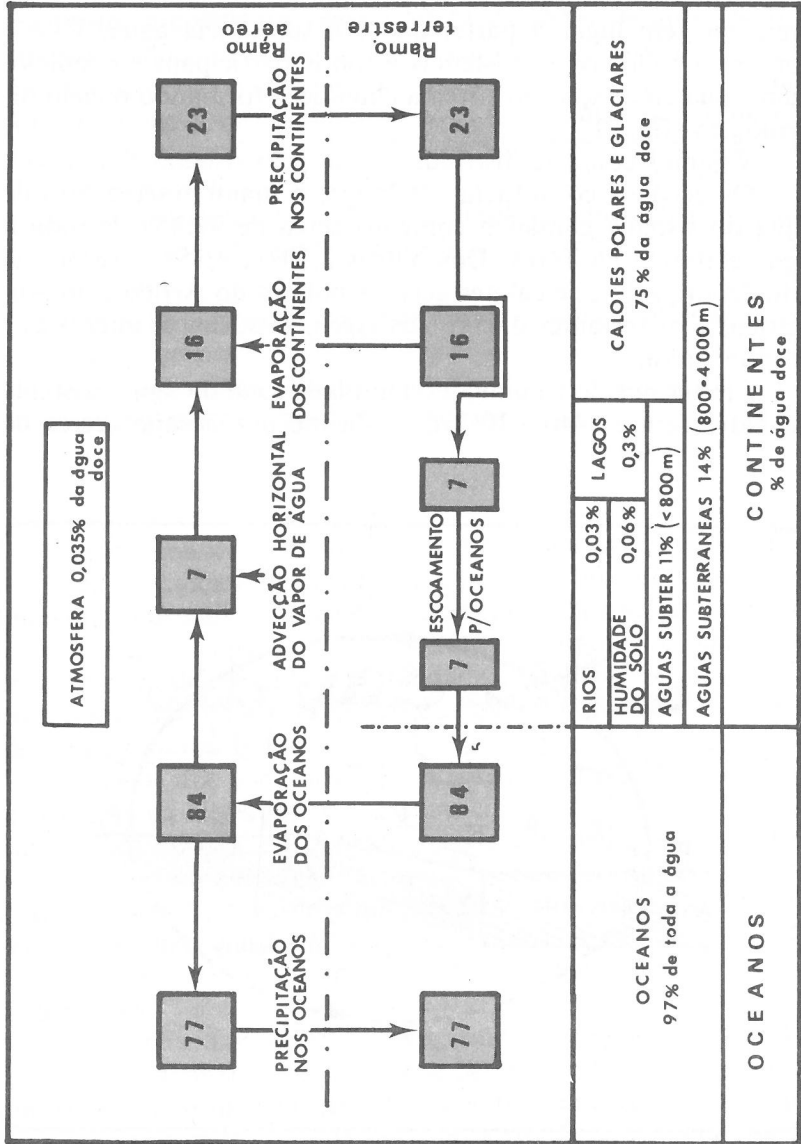


Fig. 3 — A cascata do ciclo hidrológico

$1350 \times 10^6 \text{ km}^3$. A quantidade de água armazenada na atmosfera é apenas da ordem de $0,013 \times 10^6 \text{ km}^3$, ou seja 100 000 vezes inferior à quantidade de água nos oceanos. A água contida nos continentes distribuiu-se por vários reservatórios: $29 \times 10^6 \text{ km}^3$ pelos glaciares; $18,4 \times 10^6 \text{ km}^3$ pelas águas subterrâneas; $0,2 \times 10^6 \text{ km}^3$ pelos lagos e rios. A matéria viva da biosfera correspondem apenas $0,0006 \times 10^6 \text{ km}^3$.

A quantidade de água dos gelos polares é impressionante, totalizando cerca de 1,8% de água total da hidrosfera. Se toda a água dos glaciares se derretesse, o nível actual dos oceanos subiria cerca de 60m, alterando substancialmente a configuração dos contornos geográficos actuais. Por outro lado, nos períodos de forte glaciação da história da Terra, o nível dos oceanos desceu e poderia ter ficado cerca de 140m abaixo do nível actual das águas dos mares. Da água da litosfera, a quantidade retida no solo é apenas $0,066 \times 10^6 \text{ km}^3$. A restante, que constitui as águas subterrâneas, encontra-se distribuída de forma quase uniforme, por aquíferos a profundidades variáveis mesmo abaixo de 800m.

Se toda a água do sistema climático se distribuisse uniformemente sobre o planeta formaria um oceano que atingiria uma profundidade de cerca de 3700m.

Os recursos em água podem ser renováveis. Os recursos renováveis são os que participam na circulação do ciclo hidrológico. Envolvem num ano cerca de $0,5 \times 10^6 \text{ km}^3$, ou seja, um volume da ordem de 1/3000 da água do sistema climático.

Os oceanos constituem a fonte principal de água na Terra como mostraremos. A energia solar provoca a evaporação e outras transformações associadas às transições de fase essenciais na energética da Terra. A evaporação da superfície do globo envolve cerca de $0,4 \times 10^6 \text{ km}^3$ por ano, ou, mais precisamente, $423\,000 \text{ km}^3$ por ano.

E, assim, dos $423\,000 \text{ km}^3$ evaporados da superfície da Terra, cerca de $361\,000 \text{ km}^3$ provêm dos oceanos e $62\,000 \text{ km}^3$ dos continentes. Por outro lado, o valor médio anual da precipitação sobre os oceanos é cerca de $324\,000 \text{ km}^3$ enquanto que sobre os continentes é de $99\,000 \text{ km}^3$. Verifica-se, por isso, uma transferência de $37\,000 \text{ km}^3$ de água, predominantemente na fase vapor, dos oceanos para os continentes.

Para manter o regime estacionário que se observa em condições médias no ciclo hidrológico, tem que haver um escoamento de retorno superficial e subterrâneo de água nas fases líquida e sólida dirigido dos continentes para os oceanos, para compensar o escoamento aéreo proveniente dos oceanos.

Dos 37 000 km³ por ano, que constituem os recursos potenciais em água doce disponível, só é utilizável a parte estável do escoamento, que é da ordem de 14 000 km³. O escoamento que é regulado pelo armazenamento subterrâneo (11 900 km³), pelos reservatórios artificiais construídos pelo homem (1840 km³) e por alguns lagos (260 km³), corresponde a um terço da água transferida dos oceanos para os continentes. De facto, a distribuição dos grandes rios nos vários continentes é extremamente desigual e alguns deles correm em regiões inacessíveis. Por isso, só uma fracção dos 37 000 km³ é utilizável, pelo menos enquanto não for possível realizar obras grandiosas de transferência. Nas condições actuais o homem controla apenas cerca de 3000 km³ por ano para satisfazer as suas necessidades. Notando que cerca de 5000 km³ do escoamento estável se perde em terras inóspitas, restam à volta de 6000 km³ por ano como recursos em água disponíveis para o desenvolvimento e crescimento futuros.

Em sentido lato, podemos aceitar que os recursos em água, participam num sistema grandioso de circulação no sistema climático. As escalas espaço-temporais de cada uma das partes participantes na circulação é que são muito diferentes. A diferença reside na velocidade com que se verifica o transporte da água em cada um dos continentes no ciclo e na rapidez com que ocorrem as transições de fase.

É com base neste critério que deve fazer-se a separação dos recursos em água em recursos renováveis e não renováveis: aqueles têm um tempo de circulação relativamente curto, enquanto que os não renováveis têm tempos de percurso da ordem de decénio, de séculos, ou de milénios. A exploração destes últimos corresponde, dentro da nossa vida média, a uma verdadeira extracção mineira.

O período de trânsito da água no ciclo caracteriza o tempo de residência. Este pode variar de alguns dias, como acontece com a água na atmosfera, até milénios, como se verifica nas águas profundas dos oceanos. Nos continentes o tempo de resi-

dência da água pode variar de semanas até milênios, de acordo com o tipo do meio em que se faz o seu transporte que alimenta os vários reservatórios: caudais dos rios, água do solo, lagos, pântanos, gelos polares e glaciares e águas subterrâneas. Devemos acentuar que os aquíferos subterrâneos apresentam ainda uma grande diversidade de tempos de residência: alguns dias ou semanas nos aquíferos carsticos; semanas a meses nos leitos de rios de aluvião; meses a anos em depósitos aluviais, de anos a décadas noutros aquíferos não confinados; décadas a séculos ou milênios em aquíferos confinados.

Admitindo que a precipitação média sobre o globo é da ordem de 100 cm por ano, a quantidade de vapor de água armazenada na atmosfera (2,5 cm em média para toda a atmosfera) seria apenas suficiente para assegurar a precipitação durante dez dias, aproximadamente. Com uma vida média tão curta do vapor de água na atmosfera, os valores da precipitação que de facto se observam só podem subsistir se se verificar um afluxo de vapor de água proveniente doutras regiões. Como se vê, a teoria da evaporação-precipitação *in situ* não é, por isso, de aceitar. As massas de ar marítimo contêm, em geral, mais vapor de água do que as massas de ar continental. O mesmo se passa quando se comparam as massas de ar tropical (mais quente) com as massas de ar polar. É por isso que a alternância das massas de ar faz variar, numa dada região, a humidade da atmosfera no decurso do tempo. Note-se que a atmosfera não está, em geral, saturada de vapor de água, porque, à medida que se dá a evaporação ou evapotranspiração, as moléculas de água libertadas são removidas por difusão na atmosfera e transportadas para outras regiões pelas circulações locais e regionais da atmosfera ou pela sua circulação geral.

Notaremos que as estimativas apresentadas correspondem a uma distribuição média estacionária. Somos assim levados a concluir que passam através da atmosfera quantidades enormes de água; ainda que a massa de água precipitável retida pela atmosfera seja ínfima àquela escala. O fluxo atmosférico tão elevado só se explica com a grande mobilidade da atmosfera. Muito da água evaporada nos oceanos é transportada para os continentes pelas massas de ar marítimo que assim confirmam o princípio fundamental que afirma que a água é um recurso em movi-

mento e com uma dinâmica específica, associada às transições de fase que caracterizam a sua termodinâmica própria no sistema climático.

3 — A ATMOSFERA, COMPONENTE CENTRAL DO SISTEMA CLIMÁTICO

3.1 — Composição da atmosfera

A atmosfera actual da Terra é constituída por uma mistura de gases cuja composição e concentração se apresentam na tábua I. A inspecção da tábua I mostra imediatamente que os quatro componentes (azoto, oxigénio, árgon e dióxido de carbono) constituem 99,98% em volume de toda a atmosfera. Observações da alta atmosfera indicam que as concentrações dos vários gases que figuram na tábua I se mantêm praticamente constantes até uma altura de 80 km, formando uma mistura uniforme invariante. Por isso, se chama, por vezes, a esta camada a homosfera, enquanto que à camada superior, em que as concentrações principalmente dos gases mais leves variam de forma substancial, se designa por heterosfera.

Além destes gases devemos juntar o vapor de água e o dióxido de carbono, cuja ocorrência é muito variável no espaço e no tempo. Há também uma quantidade considerável de partículas suspensas na atmosfera, constituídas por cloreto de sódio, poeiras, fumos e matéria orgânica, que têm origem natural ou provêm da actividade humana. Estas partículas constituem uma suspensão coloidal da atmosfera. Por isso, a matéria particulada em suspensão na atmosfera se designa por aerosol, como se formasse um colóide em que a fase dispersa fosse constituída pelas partículas e a fase dispersante pelo ar.

Vejamos agora como varia a composição da atmosfera com a altitude. Os gases mais leves, como o hidrogénio e o hélio, são mais abundantes na alta atmosfera, porque o regime turbulento mais ou menos intenso da baixa atmosfera tende a homogenizar a mistura e não facilita a separação dos gases, como aconteceria

Tábua I

Composição média da atmosfera da Terra até cerca de 100 km

<i>Gás constituinte</i>		<i>Concentração molecular</i>	<i>Peso molecular</i>
Azoto	(N ₂)	78,08 (%)	28,02
Oxigénio	(O ₂)	20,94	32,00
Árgon	(A)	0,93	39,44
Vapor de água	(H ₂ O)	0-4	18,02
Dióx. de carbono	(CO ₂)	325 (p.p.m.)	44,01
Néon	(Ne)	18 (p.p.m.)	20,18
Hélio	(He)	5 (p.p.m.)	4,00
Kripton	(Kr)	1 (p.p.m.)	83,70
Hidrogénio	(H)	0,5 (p.p.m.)	2,02
Ozono	(O ₃)	0-12	48,00

(p.p.m. = partes por milhão)

se ficassem sujeitos apenas à acção da difusão molecular e do campo gravítico da Terra.

Na ausência de fontes ou de sumidouros, a razão das concentrações dos vários constituintes gasosos da atmosfera, a um dado nível, é determinada por dois processos físicos que competem entre si: a difusão molecular e a mistura de vida aos movimentos da atmosfera. A difusão, devida a movimentos aleatórios das moléculas, tenderia a originar uma atmosfera em que os gases seriam ordenados em altitude, de acordo com as suas massas moleculares, de modo que nos níveis mais elevados predominariam os gases mais leves (hidrogénio, hélio, etc.). Por outro lado, os constituintes da atmosfera comportam-se independentemente uns dos outros, de forma que a densidade de cada um decresce exponencialmente com a altitude e com uma rapidez tanto maior quanto maior for a sua massa molecular. Mas, com gases mais leves, as densidades decrescem menos rapidamente do que nos gases mais pesados.

A mistura turbulenta, em contraste com a difusão molecular, não é selectiva em relação aos pesos moleculares dos gases constituintes da atmosfera, e nas zonas da atmosfera em que se observa a turbulência, a composição tende a ser independente da altitude.

A eficácia da difusão molecular aumenta proporcionalmente com a raiz quadrada da velocidade do movimento molecular e com o livre percurso médio entre duas colisões. Quanto maior for a densidade de um gás, menor é o livre percurso médio e menos eficaz é a difusão. Em regime turbulento o «percurso de mistura» é o equivalente ao livre percurso médio.

3.2 — A estrutura da atmosfera

Como referimos, as propriedades físicas e químicas da atmosfera da Terra variam apreciavelmente com a altitude, e há, por isso, vantagem em analisar a estrutura da atmosfera, caracterizando as várias regiões e atribuindo a cada uma delas um termo descritivo. A nomenclatura que apresentamos assenta na ideia de que a atmosfera é constituída por camadas aproximadamente esféricas e concêntricas. As várias camadas caracterizam-se por diferenças da composição e pela actividade química de várias grandezas como a composição e actividade química; a temperatura, o gradiente de temperatura, humidade, a ionização, etc. Assim, podemos considerar a atmosfera constituída por várias regiões, (fig. 3), como segue:

a) *Troposfera* — É a região da atmosfera a partir da superfície do globo em que a temperatura decresce, em regra, constantemente com a altitude. O gradiente de decrescimento da temperatura é 6,5 graus/km, mas as inversões de temperatura são frequentes. A troposfera, no seio da qual ocorrem os fenómenos meteorológicos comuns, está em equilíbrio convectivo com a superfície do globo aquecida pela radiação solar. Na *tropopausa*, situada entre 6 km a 18 km de altitude (mais alta e mais fria sobre o equador), ocorrem ventos fortes, por vezes concentrados nas «correntes de jacto», turbulência em ar limpo e nuvens do tipo cirrus, mais altas.

b) *Estratosfera* — É a região imediatamente acima da troposfera; a temperatura passa a decrescer muito menos rapidamente com a altitude, podendo por vezes manter-se quase constante. É caracterizada por uma forte estabilidade e o movimento é predominantemente lamelar. É mais espessa sobre regiões

polares e menos espessa ou mesmo inexistente sobre o equador. Perto da estratopausa, cuja altitude é cerca de 25 km nas latitudes médias, podem ocorrer nuvens «nacaradas».

c) *Mesosfera* — É a região imediatamente acima da estratosfera; a temperatura começa por aumentar até um máximo (entre 0°C e 30°C, situado acerca de 50 km, baixando seguidamente até ao mínimo absoluto (entre - 80°C e - 110°C), a que corresponde a *mesopausa*, situada entre 70 km e 85 km de altitude. A mesosfera é uma região relativamente quente entre duas regiões mais frias e nesta desaparecem meteoros.

d) *Termosfera* — É a região imediatamente acima da mesosfera; a temperatura sobe a partir do mínimo na mesopausa e atinge valores da ordem de 1500°C; as condições físicas são completamente diferentes das regiões inferiores. É a região de ocorrência das auroras polares. A delimitação da termopausa baseia-se no seguinte critério: como se sabe, na exosfera o conceito de temperatura deixa de ser aplicável, porque o livre percurso médio das partículas é tão grande (da ordem de 100 km) que não há repartição uniforme da energia.

e) *Exosfera* — É a região em que a fuga molecular para o espaço exterior é apreciável. A base da exosfera (nível crítico) deverá estar situada em altitude superior a 300 km, possivelmente da ordem dos 1000 km. As espécies químicas leves podem escapar-se para o espaço em altitudes inferiores às da fuga das partículas mais pesadas. O campo magnético da Terra impede eficazmente a fuga das partículas electrizadas. A região acima de 110 km, incluindo a exosfera, é designada por espaço exterior, ou por espaço extraterrestre.

Quanto à ionização, podemos considerar as seguintes zonas da atmosfera:

a) *Ionosfera* — É um conjunto de regiões, cuja ionização é suficientemente grande para afectar a propagação das ondas radioeléctricas. A região D, que é a mais baixa, está situada a cerca de 80 km de altitude. Forma-se durante o dia e desaparece durante a noite, podendo subir a base da ionosfera para cerca de 100 km. Admitia-se que o limite superior da ionosfera estava situado a cerca de 400 km de altitude. Não parece legítimo fixá-lo

porque a acção das partículas electrizadas estende-se em altitude muito além daquele limite, porque as concentrações em partículas electrizadas e em partículas neutras ainda é apreciável. Investigações recentes permitiram reconhecer a ionosfera a 100 km de altitude.

b) *Magnetosfera* — É a região acima de 500 km, em que os movimentos das partículas electrizadas são fortemente condicionados pelo campo magnético terrestre. É nesta região que se formam auroras boreais e austrais, devido à injeccção de partículas de alta energia.

Com base na sua composição, podemos considerar a atmosfera dividida nas duas regiões seguintes:

a) *Homosfera* — É a região, a partir da superficie do globo, em que a composição do ar, avaliada pela sua «massa molecular» média, se mantém substancialmente constante. A homopausa está situada entre 80 km e 100 km de altitude. O facto da maior parte do ozono atmosférico se encontrar nas proximidades da estratopausa não altera apreciavelmente a «massa molecular» média do ar.

b) *Heterosfera* — É a região imediatamente acima da homosfera; a composição varia apreciavelmente, devido à dissociação e à separação dos gases por difusão e a «massa molecular» média do ar diminui. O oxigénio começa a dissociar-se apreciavelmente no nível da homopausa; a dissociação do azoto começa a níveis muito mais altos; e a difusão no campo da gravidade conduz à separação dos vários constituintes da atmosfera, situando-se os constituintes mais leves nos níveis superiores. A «massa molecular» do ar, que é da ordem de 28,9 no nível da homopausa, passa para 16, a 500 km de altitude. A heterosfera não tem limite superior.

3.3 — Componentes variáveis da atmosfera

Os gases não permanentes da atmosfera, tais como o ozono, o vapor de água e o dióxido de carbono, são os que apresentam maiores variações com a latitude e com a altitude e maiores

flutuações no decurso de tempo. Como são absorventes e emissores selectivos da radiação solar e da radiação terrestre, vão influir decisivamente no balanço energético da Terra e modelar, portanto, a estrutura vertical da distribuição da temperatura da atmosfera livre.

O vapor de água constitui cerca de 3% da massa da atmosfera, com a concentração máxima junto à superfície do Globo, mas diminui rapidamente com a altitude, de sorte que, a 10 km ou a 12 km de altitude, é quase inexistente. O vapor de água é lançado na atmosfera através da evaporação da água, à superfície do Globo, ou através da transpiração das plantas. À medida que é libertado dispersa-se na atmosfera por difusão e por mistura turbulenta. Depois é transportado pela circulação geral da atmosfera, que compreende todo o espectro das circulações desde as microescala, de mesoescala, de escala sinóptica, até às de escala planetária. A turbulência é mais eficiente nas camadas inferiores da atmosfera, e pode eventualmente atingir as altitudes da tropopausa, principalmente na região das correntes de jacto.

A quantidade de água retida pela atmosfera na fase vapor depende, como se disse, essencialmente da temperatura do ar. É maior no Verão do que no Inverno e decresce quase exponencialmente com a altitude.

Há, no entanto, excepções, como as que se verificam nas regiões dos desertos subtropicais. Se toda a água que existe na atmosfera se condensasse e se depositasse à superfície do globo, atingiria uma altura de 2 cm a 3 cm apenas.

O dióxido de carbono O_2C , distribui-se quase uniformemente por toda a baixa atmosfera e tem uma concentração da ordem de 315 partes por milhão em volume (p.p.m.) apresentando, no entanto, variações estacionais apreciáveis, principalmente nas latitudes mais elevadas. Assim, na latitude de 50° N a concentração varia entre 310 p.p.m. no fim do Verão e 318 p.p.m. na Primavera. Os valores baixos observados no Verão estão relacionados com a forte absorção e assimilação do dióxido de carbono pelas águas frias dos oceanos polares. Durante o ano verifica-se um transporte de dióxido de carbono das regiões das latitudes mais baixas para as de latitudes mais elevadas, porque assim se pode manter o regime quase estacionário que se observa na atmosfera.

O ozono (O_3) encontra-se concentrado principalmente numa camada entre 20 e 40 km. A radiação ultravioleta, que é uma das componentes da radiação solar, ao atingir as camadas elevadas da atmosfera decompõe o oxigénio molecular nos dois átomos que constituem cada molécula (fotodissociação). Esta dissociação ($\bar{O}_2 = O + O$) é particularmente eficiente na camada entre 80 e 100 km. Parte dos átomos de oxigénio (O) recombina-se novamente com moléculas de oxigénio (O_2) ainda não dissociadas, para formarem o ozono, seguindo um esquema da forma $O + O_2 + M = O_3 + M$, em que M representa um terceiro átomo, ou uma molécula estranha que absorve, por colisão, o excesso da quantidade de movimento e da energia que resultam da formação do ozono. Ora estas colisões de três corpos são pouco frequentes a 80 a 100 km, devido à baixa densidade da atmosfera, e abaixo de 35 km a radiação ultravioleta é praticamente inexistente, por ter sido absorvida nos níveis mais elevados. Por isso, a formação do ozono ocorre principalmente na camada entre 30 e 60 km, onde as colisões de átomos de oxigénio (O) com oxigénio molecular (O_2) são mais prováveis. Todavia, nem todo o ozono que se vai formando se mantém. Parte é destruída por colisão com o oxigénio atómico para reconstituir o oxigénio molecular ($O_3 + O = O_2 + O_2$), e parte é destruída pela acção da radiação solar.

A formação e a autodestruição do ozono por processos fotoquímicos numa espécie de metamorfose cíclica, oxigénio-azoto-oxigénio, conduz à existência do oxono livre residual, em estado de quase equilíbrio, com um máximo da razão de mistura a cerca de 35 km, mas com valores apreciáveis aos níveis de 25 km ou mesmo de 20 km. O máximo da concentração observa-se a um nível inferior ao da sua formação. Com efeito, ao ser transportado pelas circulações atmosféricas para níveis inferiores, fica menos sujeito à destruição, porque a radiação ultravioleta mais atenuada, devido à absorção que foi sofrendo, é agora menos intensa. Daí a maior possibilidade de acumulação que se verifica neste nível e o máximo da concentração a 35 km e a níveis inferiores. O ozono tem um papel importantíssimo na distribuição da radiação solar à superfície do globo, pela absorção selectiva que apresenta da radiação ultravioleta, que é assim filtrada nas camadas elevadas da atmosfera e não atinge a superfície

do Globo. A quantidade de ozono da atmosfera é no entanto pequena; de facto, se todo o ozono da atmosfera fosse trazido à superfície do Globo, a espessura da camada resultante não ultrapassaria 3 mm.

A matéria particulada que já referimos entra na atmosfera através das erupções vulcânicas, das tempestades de poeiras, da rebentação das ondas dos oceanos, das práticas agrícolas, da poluição, etc.

As partículas de maiores dimensões vão-se depositando lentamente ou são arrastadas pela precipitação, e o seu tempo de residência na atmosfera é de alguns dias, enquanto que as mais pequenas têm tempos de residência ligeiramente maiores. As que penetram na estratosfera podem, no entanto, ter tempo de residência da ordem de 1 a 3 anos. A condensação do vapor de água com a formação das nuvens e a precipitação são fundamentais para a lavagem da atmosfera. De facto, parte da matéria particulada constitui os núcleos de condensação em torno dos quais se dá a condensação do vapor de água para formar as gotículas das nuvens e parte é arrastada pela precipitação. As variações temporais das concentrações da matéria particulada são irregulares, como as que resultam de erupções vulcânicas, de tempestades de areia, da rebentação das vagas, etc., ou progressivas como acontece com as partículas de natureza antropogénica (fumos, agricultura, etc.).

Aceita-se que a contribuição da actividade humana para o aerossol principalmente sob a forma de sulfatos e de partículas arrancadas ao solo, é acerca de 30% da concentração total, e prevê-se que essa contribuição possa vir a duplicar no ano 2000. O aerossol na baixa atmosfera aumenta o albedo solar e, portanto, provoca um arrefecimento da atmosfera que, em parte, poderia compensar o aquecimento provocado pelo aumento do dióxido de carbono.

Estas considerações são importantes, quando se equaciona o problema da variabilidade climática da Terra e das suas possíveis causas. Se passarmos em revista as teorias da variação do clima, verificamos que estas assentam em causas externas e nas suas implicações para os mecanismos anteriormente enunciados: flutuações da radiação ultravioleta e conseqüente variação da concentração do ozono, com todas as suas conseqüências para o

balanço energético da Terra; aumento do albedo, devido ao aumento de origem vulcânica e outras, com a consequente ruptura do balanço energético e um arrefecimento resultante. A estas causas exteriores virão depois juntar-se os mecanismos de realimentação interna do sistema climático, tais como as interações oceano-atmosfera, criosfera-atmosfera, criosfera-biosfera, etc.

4 — LEIS FUNDAMENTAIS DO SISTEMA CLIMÁTICO

4.1 — As formas de energia do sistema climático

Formalmente, a energia é a capacidade de produzir trabalho. Pode existir no sistema climático uma grande variedade de formas, que incluem a energia radiante, a energia térmica, a energia mecânica (potencial e cinética), a energia química e as energias eléctrica e magnética. No sistema climático as formas de energia predominantes são a radiante, a térmica a mecânica e a química.

A energia tem a capacidade de se transformar numa forma noutras. Essas transformações ocorrem dum modo contínuo na atmosfera, na superfície do globo e em qualquer dos subsistemas. A energia que entra num sistema sob uma certa forma (radiante, por exemplo) aparece à saída como energia térmica (através da variação da temperatura), ou como energia mecânica (os ventos da atmosfera, as correntes marítimas, etc.).

Vejamos, então, algumas características das várias formas de energia mais comuns, no estudo do clima.

A *energia radiante* é uma forma de energia de natureza electromagnética, que se propaga sem suporte material. A energia radiante é caracterizada pelo comprimento de onda ou pela frequência. Por ordem crescente dos c.d.o. temos: os raios gama, os raios-X, a radiação ultravioleta, a radiação visível, a radiação infravermelha e as ondas de rádio.

Todos os corpos cuja temperatura é superior a 0°K emitem energia radiante para o espaço que os rodeia (Princípio de Pré-

vost). Por isso, o ambiente «está cheio» de energia radiante de vários comprimentos de onda, mas as mais importantes são a radiação visível e a infravermelha.

A energia disponível do sistema climático provém da energia radiante solar.

O comprimento de onda que corresponde ao máximo da radiação solar situa-se no c.d.o. de $0,49\mu$ na zona do visível correspondente ao verde azulado. Cerca de 0,99 da energia solar que atinge a Terra está compreendida entre $0,15\mu$ e $4,0\mu$, correspondendo o ultravioleta a 0,09, o visível a 0,45 e o infravermelho a 0,46.

A superfície do globo é aquecida pela absorção da radiação solar e, portanto, transforma-se num emissor de radiação infravermelha. Como a temperatura média é da ordem de 285°K , a maior parte da radiação é emitida entre $4,0\mu$ e 50μ , com um máximo nas vizinhanças de 10μ . Esta radiação é, muitas vezes, designada por radiação terrestre, ou térmica, ou de grande comprimento de onda.

A radiação líquida resultante, a um determinado nível, é a diferença entre a radiação total incidente (solar e terrestre) e a que é perdida por emissão, condicionando, portanto, o aquecimento, ou o arrefecimento.

A *energia térmica* é uma forma de energia associada aos movimentos dos átomos e das moléculas de um corpo. É importante acentuar a diferença entre calor e temperatura. Esta constitui uma medida da energia cinética por molécula, enquanto que o calor (energia interna) é uma medida de energia cinética total de todas as moléculas.

A temperatura é a condição que determina o sentido em que se dá o fluxo de calor. Este verifica-se das temperaturas mais elevadas para as regiões de temperaturas mais baixas.

A quantidade de calor fornecido a um corpo pode calcular-se multiplicando a variação da temperatura pelo calor específico e pela massa.

A *energia potencial* é a energia que tem um corpo devido à sua posição. Pode avaliar-se pelo trabalho realizado para transportar o corpo a um nível de referência, em que se aceita que a energia potencial é nula, até atingir a posição actual. Um corpo a uma dada altitude tem uma energia potencial gravitacional

mais elevada do que se estivesse ao nível do solo. Quando esta energia potencial é libertada transforma-se em energia cinética, visto que a aceleração aumenta à medida que o corpo se aproxima da superfície do globo. Os rios constituem um bom exemplo da conversão de energia potencial em energia cinética.

A *energia cinética* é a forma de energia de um corpo associada ao seu movimento. É dada por $\frac{1}{2} MV^2$ em que M é a massa e V a velocidade do corpo. A energia cinética no sistema climático está a dissipar-se de forma contínua, devido ao efeito do atrito e da viscosidade turbulenta molecular e finalmente, transforma-se em energia interna. É o que se verifica, por exemplo, com o movimento das águas dos rios devido às irregularidades dos leitos, ou com os ventos junto à superfície. A energia cinética da atmosfera, se não fosse regenerada, dissipar-se-ia numa semana aproximadamente. No sistema climático a vida média da energia cinética é muito curta e representa, apenas, uma pequena fracção da sua energia total.

A *energia química* está associada a todas as reacções que se observam no sistema climático. Entre as reacções naturais devemos referir a oxidação e a fotossíntese.

As *energias eléctrica e magnética* são mais importantes na alta atmosfera (ionosfera; magnetosfera). Na baixa atmosfera a energia eléctrica manifesta-se nos relâmpagos e nas trovoadas.

4.2 — Enunciado das leis

O comportamento do sistema climático é regido por leis fundamentais da Física « que não se podem evitar, nem repelir ». São a Lei da Gravidade, a Primeira e a Segunda Leis Fundamentais da Termodinâmica, a Lei Fundamental da Dinâmica e a Lei da Conservação da Massa. A Lei da Gravidade (Newton) está sempre presente em todos os fenómenos que envolvam a massa, ou as suas variações, porque todo o corpo na Terra fica sujeito à acção da gravidade.

No sistema climático as formas de energia incluem a energia radiante, a energia térmica, a energia mecânica (potencial e cinética), a energia química e as energias eléctrica e magnética. As formas predominantes da energia são a radiante, a térmica e a mecânica, como indicámos.

Todo o processo climático envolve transferência, ou transformações de energia. Todavia, no seu conjunto, «*a energia global total do sistema não pode ser gerada nem destruída; mantém-se invariante*». É esta uma forma de enunciar a Primeira Lei Fundamental da Termodinâmica, ou o Princípio da Conservação da Energia. Da energia recebida por um sistema, uma parte é retida ou armazenada, possivelmente sob formas diferentes, e outra é transferida pelo sistema. Assim, da energia solar recebida pelo sistema climático, uma parte é utilizada em aquecer os oceanos e a litosfera, em gerar a energia potencial disponível para as circulações gerais planetárias dos oceanos e da atmosfera, em manter a evaporação e o ciclo hidrológico e em alimentar a fotossíntese. Outra parte é utilizada em aquecer a própria atmosfera e gerar a fotodissociação e ionização das moléculas, aparecendo na atmosfera superior sob as formas de energia química (v. g. ozonoesfera) e eléctrica (v. g. ionoesfera), etc. Finalmente, outra parte é reflectida e reenviada para o espaço, não participando sequer na dinâmica do sistema climático.

A energia solar aparece sob várias formas de energia, ditas renováveis, que são a radiação solar directa e difusa, a energia hídrica, a energia eólica, a energia armazenada nos combustíveis fósseis e na biomassa.

Vejamos, agora, a Segunda Lei Fundamental da Termodinâmica. Nos processos naturais há sempre uma diminuição da qualidade de energia. Com esta degradação sucessiva a utilizabilidade da energia diminui; e não é possível a reconversão, em sentido inverso, duma forma de energia, numa forma anterior da cascata, por processos naturais. Não há inversão natural possível, há sempre irreversibilidade.

As formas de energia que se vão obtendo, sucessivamente, na cascata, são cada vez menos nobres e o seu grau de desorganização aumenta, inexoravelmente. Podemos sintetizar estes aspectos introduzindo o conceito de entropia e enunciar a Segunda Lei Fundamental da Termodinâmica afirmando que «*a entropia aumenta em todos os processos naturais e a utilizabilidade, a ordem e a organização das formas de energia diminui*». Todo o sistema, entregue a si mesmo, evolui num sentido de maior desordem e de entropia mais elevada. Num processo natural, que envolva transferência de energia, esta mantém-se constante, mas

o seu nível de entropia aumenta. Em todos os processos naturais a entropia aumenta.

A Lei Fundamental da Dinâmica (2.^a lei de Newton) exprime a *variação da quantidade de movimento em termos das forças que as produzem*. A especialização desta equação à dinâmica dos fluidos foi realizada, posteriormente, por Euler. São as equações de Euler que regem todos os fenômenos da dinâmica do geofluido e em que assentam os estudos das circulações gerais planetárias da atmosfera e dos oceanos e em que se baseiam os modelos hidrodinâmicos do clima.

A Terra constitui um sistema fechado e, por definição, a sua massa total é invariante. Mas há outros subsistemas para os quais se verifica, em separado, o Princípio da Conservação da Massa, ou da Indestrutibilidade da Matéria. É o caso da substância água que, numa ou várias das suas três fases, é elemento comum a todos os subsistemas do sistema climático, e todos participam na sua circulação no sistema climático, originando o ciclo hidrológico. Assim, podemos dizer que «*a quantidade total da substância água nas suas três fases existentes na Terra se mantém constante*». Em termos gerais, distribui-se pelos três reservatórios principais que, pela ordem de importância, são os oceanos, os continentes (litosfera e criosfera) e a atmosfera. A litosfera contém, além da água subterrânea, uma quantidade apreciável de água de cristalização retida nas várias formações litológicas, não sendo fácil fazer uma estimativa fundamentada.

4.3 — Consequência da Lei da Entropia

A Primeira Lei Fundamental afirma que a energia do universo é constante e não pode ser criada nem destruída. Só a sua forma pode mudar, mas não a sua essência. A Segunda Lei, a Lei da Entropia, afirma que a energia só pode mudar numa direcção única: de formas de energia mais utilizável para formas de energia menos utilizável; de formas mais ordenadas (menor entropia) para formas menos ordenadas (maior entropia) ou ainda de formas de maior disponibilidade, para formas de energia de menor disponibilidade.

A Segunda Lei, em essência, diz que a entropia é um índice

da medida em que a energia disponível num dado subsistema se transforma em energia menos disponível, devido à evolução do estado do subsistema. A Entropia é uma medida da quantidade de energia que já não é possível converter em trabalho. Há quem, teimosamente, se recusa a aceitar o facto de que a Lei da Entropia é soberana em toda a realidade física do Universo. Ao negarmos a Lei da Entropia e as suas consequências, estamos como aquele homem que se recusa a acreditar na Lei da Gravidade e se deita dum arranha-céus abaixo...

Um aumento de entropia significa uma diminuição da energia disponível e a evolução para um estado de maior dissipação. Não há forma de escapar à Lei da Entropia. É a lei suprema da física e invade todos os processos do mundo da empirologia do real. Porque tudo é energia, esta tende, em processos naturais, a passar sempre duma forma utilizável para outra menos utilizável.

A entropia dá-nos a direcção do crescimento do tempo, mas não nos dá o seu ritmo. A entropia em processos naturais aumenta sempre, mas não opera regularmente como um relógio. Umhas vezes aumenta mais rapidamente, outras vezes mais devagar. A rapidez é muito variável. A Segunda Lei não dá a velocidade da degradação; esta pode ser acelerada (vida animal) ou retardada (plantas verdes).

A transformação natural da energia dá-se sempre duma forma disponível ou utilizável para uma reforma dissipada, ou de uma forma ordenada para outra mais desordenada. No planeta Terra há duas fontes de energia disponível: a radiação solar e os recursos naturais da Terra. Os recursos são de dois tipos diferentes: aqueles que são renováveis na escala da vida humana e aqueles que são renováveis apenas à escala dos tempos geológicos e que, para fins de utilização pelo homem, se podem considerar «não renováveis». Os recursos naturais de baixa entropia podem ser constituídos por matéria (massa) e por energia, como é óbvio.

Parte da energia solar que atinge a atmosfera e o globo é armazenada em reservatórios, sob várias formas, designadamente na energia cinética da circulação geral, nas nuvens, as massas de ar, nos oceanos, nos lagos, e na crosta terrestre. Estes subsistemas podem estar, ou não, em equilíbrio com o seu ambiente. Se

um sistema não estiver em equilíbrio com o seu universo complementar, diz-se que o sistema está no *estado vivo* e evolui até atingir o máximo da entropia compatível com o ambiente. Na transição do estado vivo para o estado de equilíbrio estável — *estado morto*, há a possibilidade de realizar trabalho útil. A energia máxima disponível, que se pode obter dum sistema quando este passa do estado morto, chama-se *exergia*. O sistema climático não é um sistema inerte. No seu interior ocorrem processos, dão-se evoluções e transformações que envolvem variações da concentração das várias formas de energia. Verifica-se a transferência da energia e de massa entre os vários subsistemas e, portanto, a geração de entropia, e nos processos naturais a exergia diminui e a entropia aumenta.

5 — ESTADO CLIMÁTICO. CLIMA E VARIAÇÕES DO CLIMA

5.1 — Definição do estado climático

O sistema climático é muito complexo, quando tomado em escala global. Convém, por isso, estabelecer uma hierarquia de sistemas climáticos internos, com vários escalões, de acordo com os fins em vista.

Se se reduzir progressivamente o número de subsistemas climáticos internos, pode estabelecer-se uma hierarquia de climas internos. Um dos componentes dessa hierarquia incluiria a atmosfera, os oceanos e os glaciares, em equilíbrio com os continentes. Outro consistiria, por exemplo, em tomar a atmosfera e os oceanos, em equilíbrio com os continentes e os glaciares. Outro, ainda, seria formado só pela atmosfera, em equilíbrio com os oceanos, os continentes e os glaciares, etc. Pode, assim, estabelecer-se uma hierarquia de climas, fundamental para a análise dos vários problemas do determinismo climático.

No estudo das variações do clima torna-se necessário considerar um sistema climático interno suficientemente alargado

constituído pela atmosfera, pela hidrosfera e pela criosfera. Os outros subsistemas e o espaço exterior constituem o sistema externo. As condições fronteira são, fundamentalmente, determinadas pela fisiografia da superfície do Globo e pela radiação solar incidente no topo da atmosfera.

Definimos o estado climático, como um estado conceptual deste sistema climático, caracterizado pelos valores médios, conjuntamente com a sua variabilidade e outras características, dum conjunto completo de grandezas atmosféricas, criosféricas e hidrosféricas, referidos a um certo intervalo de tempo e a uma região do sistema globo-atmosfera. A descrição do estado inclui valores médios, as variâncias e outras estatísticas para períodos particulares, previamente fixados. O intervalo de tempo que define a escala climática temporal, deve ser superior à vida média dos sistemas meteorológicos de escala sinóptica (da ordem de vários dias) e ao tempo limite teórico em que o comportamento da atmosfera pode ser previsto localmente (da ordem de vários dias). Por isso, pode falar-se, por exemplo, de estados climáticos mensais, estacionais, anuais, etc. Quando se tomava para período de referência o intervalo de 30 anos, os valores médios designavam-se por valores normais.

5.2 — Clima e variações do clima

As variações das condições fronteira provocam modificações no estado do sistema climático e causam variações do clima. O clima corresponde, portanto, a um regime forçado, em que a função forçadora é constituída pelas influências dos subsistemas exteriores ao sistema.

Cada um dos processos forçadores representados na fig. 1 pode ser utilizado para desenvolver uma teoria do clima, que permite explicar algumas das características verificadas na variação do clima.

O conceito de estado climático é fundamental no desenvolvimento da teoria do clima. Por outro lado, mantêm a essência do que em geral se considera o clima e evitam-se os problemas ligados à estabilidade estatística. Além disso, os estados climáticos constituem amostras do clima (em vez do clima, *per se*) e,

são comparáveis aos estados simulados pelos modelos da circulação geral da atmosfera.

Estas considerações conduzem a uma definição «física» do clima como sendo o estado de equilíbrio estatístico atingido pelos elementos da atmosfera, da hidrosfera e da criosfera, sob um dado conjunto de condições fronteira fixo e bem determinado. Fica no entanto o facto de um equilíbrio, no verdadeiro sentido termodinâmico, nunca vir a atingir-se num período de tempo finito, devido à disparidade dos tempos de resposta dos vários componentes do sistema climático.

Esta análise mostra que o conceito de estado climático contém o conceito tradicional de clima.

Vejamos, agora, o conceito generalizado do clima dentro de uma concepção estatística, mais geral.

As condições meteorológicas, num dado instante dão uma representação espacial do estado termo-hidrodinâmico da atmosfera constituindo uma carta do tempo. Todos os estados são transientes e evoluem no decurso do tempo. A sequência dos estados observados do sistema climático, constituindo um atlas de cartas meteorológicas, formam uma colectividade estatística. A colectividade, é constituída por uma miríade de compleições atmosféricas, determinadas pelo sistema exterior através das condições fronteira, em regime forçado, e pelo próprio sistema interno, através dos mecanismos de auto-realimentação.

Noutras condições, o clima pode identificar-se com um estado conceptual do sistema climático, caracterizado por um conjunto de estatísticas, da colectividade estatística constituída pelos vários estados ou compleições permissíveis da atmosfera. O clima é, portanto, definido em termos de médias sobre uma colectividade de estados internos, em equilíbrio com as condições fronteira exteriores, impostas pela temperatura da superfície do mar, pela extensão dos gelos, pela radiação solar, etc.

Podemos ainda considerar colectividades constituídas pelas compleições do estado da atmosfera que sejam a resposta a condições externas variáveis em escalas de tempos finitas (mais ou menos longas) e, assim, cair no conceito de variação do clima, já referido.

Estabelecemos o conceito de clima em termos de uma colectividade estatística de estados, de tal forma que as propriedades

internas são determinadas pela distribuição de probabilidade da colectividade. Para um conjunto de condições fronteira fixas (ou lentamente variáveis), impostas pelo universo exterior, admitimos que há uma colectividade estacionária única, para que tenham com o tempo todas as colectividades permissíveis. Sem esta hipótese, não faz sentido falar em clima associado a um determinado estado exterior. De facto, necessitamos mesmo duma hipótese mais forte, tal que, para uma dada sequência histórica de condições exteriores, aceitemos que existe uma história única de colectividades de estados climáticos associados e que no decurso do tempo deverá tender para um limite que é o clima.

Um exemplo óbvio, que aclara esta definição mais geral, é dado pelo regime imposto pelo ciclo anual do aquecimento solar. Pela hipótese formulada conduz a um ciclo anual de estados climáticos, únicos, aceitando que as condições externas não se alteram. Esperamos que a colectividade climática associada a uma dada história seja semelhante, mas não idêntica, à que corresponde a condições externas, actuais, consideradas estacionárias.

Há, no entanto, alguns processos de interacção, no sistema interno, que podem influenciar a história e a evolução das condições externas. Neste caso, temos que fazer aproximações muito restritivas se quisermos separar os dois sistemas. Admitiremos que as escalas temporais do comportamento do sistema interno são muito mais curtas do que as do sistema externo. Assim, podemos utilizar valores médios do sistema interno, para calcular os efeitos da interacção, e usar também as médias temporais consideradas como se fossem médias calculadas sobre a colectividade.

Em princípio, estamos a admitir que o estado limite que define o clima é o mesmo, quaisquer que sejam as condições iniciais que se considerem. Ora, esta hipótese de unicidade dum estado final de equilíbrio, num dado intervalo de tempo, e que conduz à noção de transitividade do sistema, pode até nem se verificar, como veremos mais tarde.

III — CAUSAS E PROCESSOS FÍSICOS DO CLIMA

1 — FACTORES GERAIS DO CLIMA

1.1 — Escalas dos fenómenos da atmosfera e a estrutura da baixa troposfera

Começemos por completar alguns aspectos importantes da estrutura da atmosfera, o componente central do sistema climático e dar algumas noções que nos ajudarão durante a exposição a compreender melhor o que é o clima e os factores que o condicionam.

A atmosfera é caracterizada por fenómenos e por perturbações, cujas escalas no espaço e no tempo são muito variáveis. As escalas espaciais são determinadas pela sua extensão e as escalas no tempo são determinadas pela sua vida média ou, se forem repetitivos pelo período.

As dimensões variam dentro duma gama muito larga, basta comparar os diâmetros que caracterizam os pequenos turbilhões, às depressões sinópticas, aos grandes anticiclones subtropicais e às correntes de jacto que abraçam toda a Terra. Podemos dar as dimensões horizontais características, mas apenas como referência, das várias escalas de perturbações. E, assim, teremos: nos fenómenos de microescala: 10^{-2} m a 10^{-2} m; em escala local: de 10^2 m a 10^4 m; em fenómenos de mesoescala (convecção, trovoadas, etc.): de 10^4 m a 10^5 m; nos fenómenos de escala sinóptica: de 10^4 m a 10^6 m; em fenómenos de macroescala: de 10^6 m até 10^8 m. A descrição completa deveria incluir também as dimensões verticais.

No domínio do tempo as vidas médias dos fenómenos das perturbações da atmosfera podem variar de menos de um segundo até meses ou anos.

Como dissemos, ao descrever a estrutura da atmosfera, a influência dos continentes e dos oceanos sobre a atmosfera fica

confinada à troposfera, mas, para períodos da ordem de um dia, fica limitada a uma camada muito menos espessa, que é a *camada limite planetária*. Esta camada inferior da troposfera é caracterizada por um regime turbulento devido à acção do atrito sobre o movimento da atmosfera e ao «borbulhar» desta associado ao desigual aquecimento da superfície de contacto.

É através deste processo turbulento de transferência, que a camada limite recebe muito do seu calor e todo o vapor de água.

A espessura da camada limite varia com o tempo e depende da intensidade da mistura turbulenta. Durante o dia, quando a superfície do globo está aquecida, há uma transferência vertical de calor para a atmosfera, porque novamente se encontra mais fria. Com uma convecção vigorosa a espessura da camada limite pode atingir valores até 1 km ou 2 km. Durante a noite, em que a atmosfera fica mais quente do que a superfície do globo (que arrefece mais rapidamente), há uma transferência vertical de calor em sentido oposto, e a camada limite pode descer até 200 m a 100 m.

A camada limite, apresenta assim, uma espessura com uma variação «rítmica» em resposta ao ciclo solar diário. Esta descrição corresponde a um modelo ideal. Na realidade este modelo é muito distorcido pela presença de perturbações de larga escala e pela invasão de massas de ar com a sua nebulosidade e com a sua estrutura térmica próprias que são independentes das características térmicas ou fisiográficas da superfície. A escala horizontal da camada limite está intimamente ligada à velocidade do vento, à fisiografia da superfície, à distância entre uma região mais aquecida e outra mais arrefecida e às características das massas de ar dominantes. Com ventos fracos esta influência é mais pronunciada e a escala horizontal é da ordem de 60 km. Mas com ventos fortes, as diferenças térmicas têm uma influência menos pronunciada e a turbulência dinâmica, que passa a predominar, limita horizontalmente muito a camada limite.

Mas a camada de ar mais junto à superfície forma uma película apenas de alguns milímetros ou centímetros de espessura e com uma forte aderência. Nesta película o regime do movimento é laminar. Esta película de aderência constitui um tampão entre a camada turbulenta superior e a superfície de contacto do globo. A camada turbulenta tem uma espessura da ordem de 50 m a

100m ou menos; durante a noite é principalmente devida aos turbilhões de pequena escala devidos à rugosidade da superfície e à convecção. Acima desta camada fica a camada de Ekman em que já se começam a fazer sentir os efeitos da rotação da Terra (através do efeito de Coriolis). São estas três subcamadas que formam a camada limite planetária.

1.2 — Factores do clima e sua classificação

A climatologia clássica, que se estendeu até à década de 1950, compreendia a análise espacial e temporal dos elementos climáticos através de cartas de valores médios e do estudo estatístico das séries temporais. Estas representações são importantes para descrever o estado do sistema climático, mas não dizem muito sobre as causas que modelam e condicionam o clima e que provocam as suas variações. Estas causas designam-se genericamente por factores do clima.

Os factores do clima podem classificar-se em factores cósmicos gerais, que são externos ao sistema, e factores gerais, internos ao sistema. Entre os primeiros referiremos a geometria do globo, as características dos movimentos de rotação do planeta Terra e do seu movimento anual aparente no sistema solar e por último as fontes de energia exteriores. Entre os factores internos destacaremos a circulação geral planetária da atmosfera, a existência de oceanos e de continentes, a fisiografia, etc.

Como indicámos nas secções anteriores, a radiação proveniente do Sol constitui a fonte de energia fundamental que faz accionar todo o sistema climático. A energia proveniente das estrelas e de outros astros não tem expressão representativa. A variação da composição da atmosfera e da concentração dos constituintes do aerossol, tais como o dióxido de carbono e a matéria particulada, contribuem para alterar a quantidade de radiação que incide na superfície da Terra. A radiação solar absorvida pelo Globo aquece-o de forma desigual, com maior intensidade nas regiões intertropicais e menor nas regiões polares. É assim que se gera a circulação dos oceanos.

Tomados em conjunto, a atmosfera e os oceanos constituem dois sistemas fortemente acoplados com interacções entre si e que, por seu turno, ficam sob a influência da criosfera atra-

vés da extensão e da espessura do gelo que cobre os continentes e os mares. A este sistema conjunto *P.A* chama-se muitas vezes o geofluido.

Uma das características importantes do sistema climático é a existência de uma transferência permanente de matéria e de energia entre os vários subsistemas componentes. Os fluxos de matéria e energia respondem às variações dos estados de cada um dos componentes do sistema climático, designadamente a atmosfera, os oceanos, os continentes e os gelos. As variações dos fluxos podem ser devidas a causas deterministas, ou meramente aleatórias. Como cada um dos componentes do sistema climático tem tempos de resposta muito diferentes, o sistema climático global está em evolução contínua, com os estados de uns componentes avançados, ou retardados, em relação aos outros. Por isso, os estudos dos processos físicos que ocorrem no sistema climático devem, em parte, ser orientados no sentido de: *a*) compreender os acoplamentos entre os vários subsistemas; *b*) obter uma visão sinóptica e cronológica dos estados dos vários subsistemas do sistema global; e *c*) fazer uma análise da distribuição das transferências de energia e de matéria entre os vários subsistemas e, em especial, entre a atmosfera e os oceanos e a criosfera, e reciprocamente.

No caso dos oceanos e da atmosfera, que são os subsistemas de maior mobilidade do sistema climático, os processos resultantes do acoplamento incluem a transferência de várias propriedades dos fluidos, designadamente da quantidade de movimento e de momento angular além da matéria particulada, da água nas várias fases e das várias formas de energia. Esta transferência é realizada por circulações de larga escala (advecção), por movimentos convectivos de mesoescala (convecção), e por movimentos turbulentos de pequena escala (difusão turbulenta). Estas circulações constituem a resposta natural dos fluidos à existência de fontes e de sumidouros de energia e de momento angular no sistema climático. As amplitudes das circulações dependem das propriedades físicas específicas de cada um dos fluidos. O tipo e as características das circulações ordenadas, à escala planetária, e toda a sua dinâmica são fortemente condicionados pela forma esférica da Terra, e pelos seus movimentos de rotação e de translação em volta do Sol.

O conjunto das circulações da atmosfera e dos oceanos constitui a circulação geral planetária do geofluido. As características da circulação geral da atmosfera determinam se o clima é dominado pelo predomínio das circulações convectivas, como acontece na região equatorial, ou se pelas perturbações transientes frontais baroclínicas que ocorrem ao longo das superfícies frontais nas zonas das latitudes médias, ou ainda, pela circulação nos grandes anticiclones semipermanentes, como sucede nas zonas das latitudes subtropicais. Mas, este aspecto é apenas uma parte do problema geral. Além destes processos internos, que conduzem, de facto, a uma variabilidade dos estados climáticos, devemos ter sempre presentes os factores externos ao sistema, que forcem e modelam o seu comportamento. Basta notar, por exemplo, que a radiação solar condiciona, imediatamente, as variações diurnas e sazonais do clima.

Se tomarmos um sistema climático mais reduzido, constituído pela atmosfera, pelos oceanos e pela criosfera, o seu universo complementar passa a ser constituído pela litosfera, pela biosfera e pelo espaço exterior. O comportamento global deste sistema vai ser influenciado pelas condições na fronteira do sistema, como preceitua o determinismo termodinâmico. Aos processos de ajustamento interno, provenientes da diversidade de estrutura e das propriedades físicas e da mobilidade dos vários subsistemas, juntam-se, agora, os processos que são forçados pelas condições fronteira, impostas pelo universo complementar.

As condições fronteira são, fundamentalmente, determinadas pela geometria e pela fisiografia da superfície do globo e pela radiação solar incidente no topo da atmosfera. A variação destas condições fronteira induzem modificações no estado do sistema climático, causando, portanto, variações do clima. Logo, o clima pode considerar-se como o resultado dum regime forçado, que modela e condiciona o regime livre constituído pelos processos de ajustamento e de auto-realimentação internos; do sistema climático considerado, a função forçadora é constituída, portanto, por aquilo que podemos designar com propriedade factores externos do clima. Os factores, ou as causas externas, podem variar no decurso do tempo, provocando um conjunto de respostas diferentes nos vários subsistemas e que

vão originar, ou reforçar, possíveis mecanismos de ajustamento entre os componentes do sistema climático.

Esta sobreposição de processos, que ocorrem no sistema climático, resultantes de factores externos e internos, determinam um regime forçado, que, por sua vez, é modificado pelos mecanismos livres internos de auto-realimentação. O problema da determinação das causas do clima e das suas variações torna-se, por isso, extremamente complexo e difícil de analisar, por se tratar dum problema altamente não linear.

Em síntese, podemos dizer que os principais factores gerais externos do clima são: *a)* a radiação solar e o seu espectro; *b)* a rotação e os parâmetros orbitais da Terra, como a obliquidade da eclíptica, a excentricidade da órbita, a precessão do periélio, etc; *c)* a fisiografia dos continentes, incluindo a topografia dos continentes e dos fundos dos mares, as montanhas, a distribuição das águas, como lagos e mares interiores, o revestimento do solo, a proximidade dos oceanos, a exposição; e *d)* as explosões vulcânicas.

Os factores internos do clima, muito importantes também, fazem parte do próprio sistema climático e, por isso, são determinados e influenciados pelo próprio clima. Entre estes podemos referir: *a)* a constituição da atmosfera e a variação da concentração dos seus componentes, como a quantidade de vapor de água, tipo das nuvens e a nebulosidade, o dióxido de carbono, etc; *b)* glaciares, gelos dos oceanos, extensão das coberturas da neve; *c)* as circulações planetárias incluindo correntes, a circulação geral da atmosfera e as marítimas. Estes últimos factores dão origem a vários mecanismos de auto-realimentação e de interacção («feed back») com a atmosfera. Os factores anteriores podem levar à formação de mecanismos de realimentação positiva nuns casos e negativa noutros, o que torna o clima global muito sensível às variações dos factores internos.

2 — A ENERGIA NO SISTEMA CLIMÁTICO

2.1 — A cascata da radiação solar

O sistema climático é um sistema *fechado*, isto é, não admite transferência de massa e *não isolado*, porque admite a transferência de energia com o seu universo complementar. A única forma de energia com significado, que entra no sistema climático do exterior, é a radiação solar. Logo, a cascata da energia do sistema climático é comandada pela energia solar.

A radiação solar é a fonte primária da energia de todos os processos naturais que ocorrem no sistema climático. As outras fontes cósmicas de energia para o sistema climático são desprezáveis em face da energia solar. A transmissão de energia no sistema climático é feita nos três modos possíveis: condução, convecção e radiação. A energia radiante, no entanto propaga-se pela necessidade de resposta material.

A radiação solar não é homogênea. É constituída por um espectro de radiações de vários comprimentos de onda, que se estende dos raios passando pelo visível, indo além do infravermelho. (ver a publicação *Radiação Solar e Ambiente*).

A radiação solar máxima ocorre na banda do visível, com comprimentos de onda, λ , entre $0,40\mu$ e $0,75\mu$, ou seja, entre 4000 \AA e 7500 \AA (Angstrom). A radiação ultravioleta tem c. d. o. menores do que o $0,40\mu$. A quantidade da radiação u. v. é, relativamente, pequena, mas tem uma influência decisiva nos vários processos biológicos. A radiação infravermelha, com o c. d. o. superior a 7500 \AA , dá uma contribuição, para o espectro da radiação solar, muito pequena.

Todos os corpos cuja temperatura é superior a 0°K emitem energia radiante. Se o corpo emite para cada temperatura o máximo possível de energia por unidade de área e por unidade de tempo, diz-se que é um *emissor perfeito*, ou um *corpo negro*. A emissividade, ϵ , é então a unidade. Os emissores reais têm, no entanto, emissividades compreendidas entre zero e um. A radiação emitida por um corpo negro é dada pela lei de Planck. O comprimento de onda que corresponde ao máximo da energia

emitida é dada pela lei de Wien e a quantidade total de energia emitida é dada pela lei de Stefan:

$$\frac{\text{Energia emitida}}{\text{unidade de tempo}} = \sigma T_0^4$$

em que σ é a constante de Boltzman e T_0 a temperatura do corpo negro emissor. Se o corpo não é um emissor perfeito (corpo negro), então:

$$\frac{\text{Energia emitida}}{\text{unidade de tempo}} = \epsilon \sigma T^4$$

A radiação solar incidente no sistema climático pode ser transmitida no interior do sistema, ser reflectida, ou ser absorvida. Só a porção absorvida é que resulta na retenção da energia. A fracção reflectida não participa na cascata da energia do sistema climático.

As vicissitudes porque passa a radiação solar, depois de incidir no topo da atmosfera até atingir a superfície do globo, podem descrever-se da forma seguinte:

Um parte da radiação solar é absorvida e difundida no seio da atmosfera, outra parte é reflectida para o espaço exterior e, por fim, outra parte atinge o globo. As núvens exercem nestes acidentes de propagação, principalmente na difusão e na reflexão, um papel muito importante. Por isso, a radiação solar total que atinge a superfície do globo tem duas componentes muito importantes: a radiação solar e a radiação solar difusa. A primeira é a que se observa durante o dia, com céu limpo, e a segunda é a que se observa, por exemplo, num dia com o céu coberto de nuvens.

A reflexão da radiação é condicionada pelo albedo, que é a razão entre a quantidade de radiação reflectida e a quantidade da radiação incidente; pode variar entre 1 («espelho perfeito») e 0 («corpos negros»), totalmente absorventes.

O albedo varia com a natureza da substância reflectora. Os valores mais elevados, da ordem de 0,90 a 0,95 são os que se observam com os gelos e com a neve recente. Para gelos e neves molhadas, «sujas», podem descer até valores da ordem de 0,50 a 0,60. A seguir vêm os valores referentes a desertos cobertos de materiais cristalinos (ou cristalizados) resultantes de lagos que

desapareceram por evaporação cujos albedos podem atingir valores da ordem de 0,50. O albedo dos desertos de «areia» é ligeiramente inferior. O albedo de solo húmido é, em geral, muito mais baixo, podendo atingir valores da ordem de 0,05. O albedo da relva vai de 0,10 a 0,30 e o das rochas varia de 0,12 a 0,15. O albedo de superfícies naturais com cobertura vegetal é da ordem de 0,20 a 0,25. O albedo das nuvens é mais elevado e varia muito com o tipo, a forma e a espessura das nuvens. Em média, é da ordem de 0,55. É por isso que, sem nuvens, o albedo da Terra seria muito menor.

O valor médio do albedo da superfície do globo é de 0,15 e o albedo da Terra, incluindo o globo e a atmosfera, pode avaliar-se em 0,34. Este valor mostra bem a influência que têm as nuvens no balanço energético do sistema climático.

O fluxo de energia solar através da unidade de área normal à direcção de propagação colocando a distância média da Terra ao Sol é 1,940 calorías por centímetro quadrado e por minuto (1,940 cal/cm² min). Esta grandeza chama-se constante solar, *s*, porque o seu valor é praticamente invariante. Devido à forma esférica da Terra, a energia solar que chega ao topo da atmosfera não se distribui uniformemente por toda a superfície da Terra, sendo mais intensa na região intertropical do que nas regiões polares. A energia solar que em média atinge 1 cm² da orla superior da atmosfera é apenas 1,94/4 = 0,485 cal (cm². min), visto que o fluxo total incidente se distribui, em média, por toda a área do globo que é 4πR² isto é:

$$\pi R^2 s / 4\pi R^2 = \frac{s}{4} \text{ designando por } R \text{ o raio médio da Terra.}$$

A intensidade média da radiação solar que incide no topo da atmosfera é portanto 0,485 cal/cm².min como o valor médio do albedo planetário é 0,34, só 0,66 × 0,485 = .330 cal/cm² min. que são absorvidos pela Terra. Por outro lado a transmissividade média da atmosfera é cerca de 0,71. Por isso a radiação solar, que em média atinge a superfície do globo, é 0,71 × 0,234 cal/cm².min.

Portanto, dos 0,330 cal/cm². min, que em média participam na energética global do sistema climático da Terra, apenas 0,234 cal/cm². min chegam à superfície do globo. A diferença 0,096 cal/cm². min representa a fracção da energia solar absorvida pe-

la atmosfera. Ressaltam, assim, três aspectos fundamentais da cascata da energia solar no sistema climático. Primeiro, em termos de percentagem, podemos dizer que, em média, 34% da energia incidente é reflectida para o espaço e não participa na cascata da energia; em segundo lugar só 18% da energia que penetra na Terra são absorvidos pela atmosfera; em terceiro lugar, quase metade (48%) da energia é absorvida pela superfície do globo. Esta quantidade considerável de energia é convertida em energia térmica e vai aquecer a superfície do globo. Esta energia vai ser utilizada no estabelecimento do ciclo hidrológico e na manutenção da circulação geral planetária. De facto, dos 48% da energia solar absorvida, 23% são empregados na evaporação da água necessária á formação do ciclo hidrológico.

2.2 — A radiação terrestre

Pelo princípio de Prevost, como vimos, todo o corpo cuja temperatura é superior a 0°K emite energia radiante, de acordo com as leis de Stefan e de Wien. Por isso, o globo e a atmosfera estão constantemente a emitir energia radiante no domínio do infravermelho. A energia emitida pela Terra (globo e atmosfera) designa-se, genericamente, por radiação terrestre.

Pelo que respeita à emissão de energia pelo globo, os materiais da crosta terrestre podem assimilar-se a corpos cinzentos. A qualidade de energia emitida é aproximadamente a que corresponde á emissão de um corpo negro a 300°K. A energia emitida é invisível, constituída exclusivamente por radiação infravermelho. De facto, o c. d. o. max a que corresponde o valor máximo do poder emissivo é dado pela Lei de Wien (Peixoto, 1981).

$$\begin{aligned}\lambda \text{ máx} &= 0,2884/T = 0,2884/300 \\ &= 9,6 \times 10^{-4} \text{cm} = 9,6 \mu\end{aligned}$$

O poder emissivo total do corpo negro a 300°K é determinado pela lei de Stefan, o que conduz ao valor de:

$$\begin{aligned}E &= \sigma T^4 = 5,67 \times 300^4 \times 10^{-8} = 460 \times 10^3 \text{ erg/cm}^2 \cdot \text{s} \\ &= 0,666 \text{ cal/cm}^2 \cdot \text{min}\end{aligned}$$

Vejamos agora com mais pormenor o que se passa com a absorção e com a emissão da energia radiante solar.

O espectro de absorção dos vários componentes da atmosfera, representados na figura 7 do trabalho anterior (Peixoto 1981) já citado, explica porque é que a atmosfera é quase transparente para a energia solar e é um absorvente notável para a radiação terrestre. Para a radiação solar há apenas alguns absorventes que são importantes, como o ozono que é muito eficiente na filtragem do ultravioleta ($\lambda < 0,3\mu$) e o vapor de água que tem uma maior absorvidade a partir de $0,8\mu$. Ora é precisamente neste intervalo que a radiação solar é mais intensa e é por isso que a atmosfera nesta banda do visível é quase transparente. Por outro lado é quase opaca na banda do infravermelho ($3\mu < \lambda < 100\mu$), devido, principalmente, às absorvidades do dióxido de carbono (CO_2) do vapor de água (H_2O) e do ozono. Há, no entanto, numa região do espectro na banda entre 8μ e 11μ em que a absorção da atmosfera é muito pequena e que constitui a *janela espectral atmosférica*.

É através desta «janela» que se perde para o espaço a energia infravermelha emitida pelo globo. Mas esta «janela» pode «fechar-se» pelas núvens e pela poluição. Assim, a atmosfera permite que a radiação solar incidente penetre e atinja a superfície do globo e, ao mesmo tempo, impeça a perda da radiação para o espaço. Esta disposição na absorção altamente reflectiva da energia radiante serve para manter o sistema globo-atmosfera mais quente do que seria se não tivesse atmosfera.

Na ausência de núvens, a radiação infravermelha emitida pela atmosfera é, em larga medida, determinada pela presença do vapor de água e do dióxido de carbono na atmosfera. A influência dos outros componentes na emissão da radiação infravermelha é pequena.

Os processos de transferência radiativa infravermelho na atmosfera são muito complexos. A atmosfera absorve a radiação de acordo com as concentrações dos absorventes selectivos e emite radiação de acordo com a sua temperatura. A emissão é dirigida nos dois sentidos, para baixo e para cima. Estes processos de absorção e de reemissão ocorrem de forma contínua por toda a atmosfera, mas, quantitativamente, são mais importantes na baixa atmosfera onde as concentrações de vapor de água e do

dióxido de carbono são maiores. Eventualmente, uma fracção emerge no topo da atmosfera e perde-se para o espaço (67%). A esta junta-se a que é emitida pelo globo através da janela espectral (5%).

A radiação emitida pela atmosfera para a superfície do globo (contra radiação) é da ordem de 96% e contribui para o aquecimento do globo. A emissão total da atmosfera é, portanto, de 163% (96% + 67%).

Notaremos que a distribuição da humidade do ar é altamente variável, dependendo muito das condições meteorológicas, enquanto que a distribuição do dióxido de carbono tem uma concentração quase uniforme por toda a parte e com pequenas variações no tempo. No entanto, o aumento da sua concentração que tem vindo a acentuar-se na Era Industrial poderá ter uma grande influência no clima. Com a forte absorção da energia radiante infravermelha emitida pelo globo e pela atmosfera, esta é muito aquecida. A atmosfera passa, por sua vez, a emitir energia radiante e uma parte substancial é, novamente, reenviada para a superfície do globo, como se se tratasse duma contra-radiação.

A diferença entre a radiação emitida pela superfície do globo e a contra-radiação emitida pela atmosfera para a superfície do globo chama-se *radiação efectiva*. A esta também se chama *radiação nocturna*, porque o seu efeito se faz sentir, principalmente, durante a noite, quando não intervém a radiação solar.

A radiação efectiva é, na realidade, inferior à energia que o globo emitiria se a atmosfera fosse transparente para a radiação infravermelha, ou se não existisse atmosfera. A contra-radiação da atmosfera, reenviada para o globo aumenta consideravelmente com a presença de núvens, porque estas também emitem energia radiante, como se fossem corpos negros. Pela lei de Stefan, a radiação efectiva é determinada pela diferença de temperatura da superfície da Terra e da base das núvens. Quando a diferença é pequena, a radiação efectiva é pequena, podendo até ser negativa em situações de inversão de temperatura. A influência das núvens altas e médias, sendo menos densas e mais frias, é menor do que a influência das núvens baixas e mais espessas.

2.3 — Balanço da radiação

Vamos começar por estabelecer o balanço da radiação Q^* à superfície do globo. O balanço compreende os fluxos da radiação solar incidente, directa, Q , e difusa q . O fluxo da radiação infravermelha $L\downarrow$ proveniente da atmosfera e o fluxo da radiação terrestre emitido pelo globo, $L\uparrow$. Deveremos ter presente que devido ao albedo, α , da superfície há uma fracção da radiação solar incidente que é reflectida:

$$\alpha(Q + q) \text{ e}$$

que não participa no processo energético.

O balanço da radiação, Q^* , é, portanto dado por:

$$Q^* = (Q + q) (1 - \alpha) + L\downarrow - L\uparrow$$

É importante acentuar que o balanço da radiação infravermelha é a superfície $L\downarrow - L\uparrow$ constitui a *radiação efectiva*, ou *radiação nocturna* e que tem um papel importantíssimo na formação das geadas e no arrefecimento nocturno.

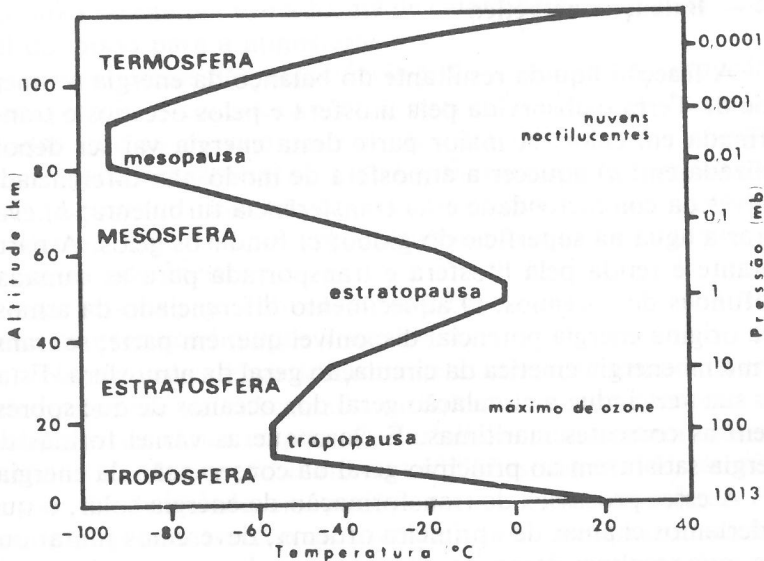


Fig. 4 — Distribuição da temperatura média ao longo da vertical na atmosfera e indicação das principais regiões

Para o sistema climático, a radiação efectiva média é muito menor do que a radiação solar recebida e absorvida. Esta é, fundamentalmente, a causa do efeito de estufa da atmosfera, a que tantas vezes nos havemos de referir na nossa exposição. O efeito de estufa resulta da grande transparência da atmosfera para a radiação solar visível e da sua «opacidade» ou grande absorvidade para a radiação terrestre infravermelha. Por isso, em média, o balanço da radiação à superfície da Terra é positivo.

O balanço da radiação do sistema globo-atmosfera, Q_s^* , é expresso por:

$$Q_s^* = Q\downarrow(\infty) (1 - \alpha_g) - L\uparrow(\infty)$$

em que $Q\downarrow(\infty)$ representa a radiação solar que atinge o topo da atmosfera, α_g designa o albedo global da Terra e $L\uparrow(\infty)$ o fluxo da radiação infravermelha emitida pelo globo e pela atmosfera no topo da atmosfera.

2.4 — Balanço energético

A fracção líquida resultante do balanço da energia à superfície da Terra é absorvida pela litosfera e pelos oceanos e transformada em calor. A maior parte desta energia vai ser depois utilizada em: a) aquecer a atmosfera de modo não diferenciado através da conductividade e da transferência turbulenta; b) evaporar a água na superfície do globo; c) fundir os gelos. A parte restante é retida pela litosfera e transportada para as camadas profundas dos oceanos. O aquecimento diferenciado da atmosfera origina energia potencial disponível que, em parte, se transforma na energia cinética da circulação geral da atmosfera. Esta, por sua vez, induz a circulação geral dos oceanos de que sobressaiem as correntes marítimas. É claro que as várias formas de energia satisfazem ao princípio geral da conservação da energia.

A estes processos de transformação de energia solar, a que poderíamos chamar de «primeira ordem», deveremos juntar outros, que resultam de pequenos consumos de energia solar e que não influenciam, de forma perceptível, os balanços globais da radiação e da energia. No entanto, estes processos são funda-

mentais para a formação da ionosfera e, em particular, para a manutenção da biosfera. Referimo-nos, em especial, à fotossíntese, que transforma energia radiante numa forma de energia química estável e que cria matéria orgânica.

Os balanços da radiação e da energia à superfície do globo estão interligados aos balanços correspondentes da atmosfera, visto que ambos os sistemas são abertos e não isolados.

A Terra, como planeta, recebe uma certa quantidade de energia radiante do espaço exterior, predominante de origem solar, e perde para o espaço a mesma quantidade de energia radiante, infravermelha. Ora, as temperaturas médias na superfície da Terra não variam, substancialmente, no decurso do tempo, ou se têm variado é muitíssimo pouco. Logo o balanço da radiação (diferença entre a radiação solar absorvida e a radiação terrestre emitida) é praticamente nulo. Sendo assim, o balanço médio da radiação na atmosfera, resultante da diferença entre os balanços de radiação planetária da Terra no topo da atmosfera e à superfície do globo, é negativo. O equilíbrio atinge-se através do fluxo de energia sob a forma de calor latente e de calor sensível do globo para a atmosfera.

Os processos de transferência estão associados à condução e à convecção. A condução é um processo devido à colisão de moléculas que se movem rapidamente no interior dum sistema. É um modo de transferência muito eficiente nos sólidos, ao contrário do que se passa nos líquidos e nos gases. A condução molecular na atmosfera só tem alguma importância na camada laminar de aderência.

O processo de convecção envolve a mistura vertical e só pode ocorrer nos líquidos e nos gases.

Na atmosfera é particularmente eficiente na camada limite, principalmente na subcamada turbulenta em que predominam turbilhões de várias escalas. Os turbilhões transportam massa e energia. *Na convecção livre*, os turbilhões são devidos às diferenças de densidade em regiões vizinhas da atmosfera. Por exemplo, se uma fracção da atmosfera está mais quente tem menor densidade e tende a subir. Pelo contrário o ar mais frio que é mais denso tende a descer. Este tipo de convecção é particularmente importante quando a superfície do globo está fortemente

aquecida e o equilíbrio da atmosfera é instável. Além da convecção térmica temos que considerar a *convecção forçada* ou *mecânica* induzida no movimento horizontal, pela rugosidade e pelos obstáculos da superfície. Muitas vezes, os dois tipos de convecção ocorrem simultaneamente.

A convecção mais organizada pode ultrapassar a camada limite e pode até estender-se a toda a troposfera como acontece com os cúmulos-nimbos, por exemplo.

A convecção organizada ou turbulenta transporta verticalmente energia sob as formas de calor sensível e de calor latente. O calor sensível é transportado e aquece o ar superior mais frio e o calor latente é libertado com a condensação sob a forma de gotículas de água das nuvens. Este calor é exactamente o calor consumido na evaporação da água na superfície do globo. Em síntese, podemos dizer que o balanço da energia, Q_s , na superfície do globo é constituído pelo balanço radiactivo, Q^* , e pelos fluxos de calor sensível, C , e de calor latente, LE . Em linguagem matemática, temos:

$$Q_s = Q^* + C + LE$$

em que L designa o calor latente e E a evaporação à superfície do globo. Como referimos, o calor subtraído pela evaporação da superfície do globo é cedido à atmosfera, quando se verifica a condensação do vapor de água.

Na figura junta damos, esquematicamente, um diagrama com as várias componentes dos balanços energéticos em termos das percentagens, tomando para referência o valor da radiação solar média recebida no topo da atmosfera ($0,485 \text{ cal/cm}^2 \cdot \text{min}$). A análise desta figura é muito instrutiva.

Além dos processos de redistribuição vertical de energia na atmosfera e nos oceanos, existem também mecanismos que conduzem a uma forte redistribuição horizontal da energia, associada ao transporte pelas circulações planetárias. Este transporte é efectuado em regime macroturbulento, pelas circulações gerais da atmosfera e dos oceanos e, ainda, pela redistribuição do vapor de água na atmosfera.

Os processos de transformação por que passa a radiação so-

lar, depois de atingir a atmosfera, alteram substancialmente o regime da energia do sistema climático. Este depende agora, em larga medida, das circulações dos oceanos e da atmosfera e das transições de fase da água. Em particular, o balanço da energia é profundamente afectado pela nebulosidade, pelas neves e pelos gelos que cobrem as regiões polares da Terra, devido aos valores elevados do albedo.

2.5 — Fluxos de matéria e de energia no sistema climático

Retomemos novamente o ciclo hidrológico que, como indicámos, constitui uma série de sistemas em cascata, ligados por fluxos de massa e de energia. Como mostrámos, o ciclo hidrológico descreve o fluxo da substância água, nas suas várias fases, dos oceanos e dos continentes para a atmosfera e daqui, por precipitação, novamente para os oceanos ou, directamente, para os continentes, donde volta aos oceanos por escoamento superficial e subterrâneo.

Mas, esta circulação fechada carece de energia para se manter no decurso do tempo e implica, além disso, um fluxo de energia, com várias transformações dumas noutras. De facto, a água evapora-se devido ao aquecimento da superfície do globo, resultante da absorção da radiação solar. Com a ascensão do vapor de água na atmosfera dá-se um arrefecimento, quase adiabático, que conduz à condensação e à formação de nuvens, com a libertação do calor latente de condensação no interior da atmosfera. As gotas e os cristais de gelo, que formam as nuvens, ao atingirem dimensões críticas, caem por gravidade, como precipitação (sólida ou líquida).

A precipitação caída sobre os continentes infiltra-se e escoase ao longo dos rios para os oceanos também por gravidade, transformando a energia potencial em energia cinética das correntes.

Há, portanto, duas formas fundamentais de energia que dominam o ciclo hidrológico, a radiação solar a energia potencial gravítica. Estas constituem a entrada do sistema. Por isso, o ciclo hidrológico é originado e mantido essencialmente pela ra-

dição solar e pela gravidade. Consideremos a sucessão dos fenómenos evaporação-condensação-precipitação. A evaporação dá-se, praticamente, à superfície dos oceanos e dos continentes *P. E.* Portanto, o arrefecimento inerente ao processo de evaporação não afecta directamente a atmosfera. Por outro lado, a condensação ocorre principalmente no seio da atmosfera onde se dá a libertação do calor latente de condensação. Logo, encarando o ciclo hidrológico no seu conjunto, vemos que a sequência dos fenómenos evaporação-condensação tem por efeito uma transferência da energia da superfície da Terra para a atmosfera.

Além da fracção da energia absorvida pelo globo, que é consumida na evaporação e que depois é lançada na atmosfera, há ainda que considerar uma outra fracção que é também transferida do globo para a atmosfera, por condução e contacto (calor sensível) e, finalmente, outra por radiação. A energia transferida para a atmosfera é transformada em energia potencial, a qual, devido à não uniformidade da temperatura, gera energia potencial disponível. E esta energia potencial disponível transforma-se em energia cinética do movimento, gerando a circulação geral da atmosfera.

A energia cinética do movimento gerado pelo aquecimento desigual das regiões equatoriais e polares, devido à diferente incidência da radiação solar, é dissipada por turbulência, por atrito e, finalmente, por viscosidade, transforma-se em calor (energia interna, desordenada). Este é depois reenviado para o espaço exterior, através da emissão da radiação terrestre infravermelha.

Existem, pois, fluxos de energia e de massa entre os vários componentes do sistema climático, que originam e mantêm a sua fenomologia, a partir da fonte primária da energia, que é a radiação solar.

Entre os processos responsáveis pela formação das zonas climáticas ressalta como fundamental a taxa de aquecimento diferenciado da atmosfera, que resulta da libertação de calor latente, do aquecimento por convecção e por contacto e da absorção da energia radiante.

O clima pode considerar-se em termos da resposta do estado do sistema climático a uma função forçadora generalizada e em termos do ajustamento das transformações internas, não lineares, que nele ocorrem. A componente fundamental da fun-

ção forçadora é a radiação solar. Esta manifesta-se imeditamente pela existência de vários ciclos dos fenómenos meteorológicos, que ocorrem nos sistemas *A.O.* e *A.O.E.*, designadamente as variações diurnas, as variações sazonais e intra-anuais.

Outros componentes da função forçadora, são a heterogeneidade da superfície do globo, com os oceanos e os continentes, o relevo, o revestimento do solo, que impõem constrangimentos fronteira de natureza mecânica e termodinâmica à atmosfera. Os componentes da função forçadora referidos constituem, afinal, factores do clima externos.

A atmosfera constituindo um fluido sujeito a gradientes de temperatura e de pressão entra em movimento e fica animada dum circulação geral. Esta é uma consequência da radiação solar, da rotação da Terra, da geometria do sistema e da fisiografia das condições fronteira que deve ser tomada, também, como um dos componentes (ainda que indirecto) da função forçadora.

O conjunto dos componentes da função forçadora constituem os factores do clima, que referimos de início. Toda a fenomenologia que se verifica no sistema climático envolve, portanto, transferências de massa e transferência e transformação de energia, com geração de entropia.

3 — A CIRCULAÇÃO GERAL PLANETÁRIA E O CLIMA

3.1 — Estrutura da circulação geral da atmosfera

Como referimos, o planeta Terra recebe energia do Sol sob a forma de energia radiante do pequeno comprimento de onda mas também irradia igual quantidade de energia para o espaço sob a forma de radiação infravermelha. Este balanço médio das energias radiantes aplica-se apenas à Terra, como um todo, e refere-se às condições médias num período de vários anos. Não se verifica para um intervalo de tempo pequeno, para uma área limitada.

A região intertropical absorve mais energia do que perde, enquanto que as regiões das latitudes elevadas (acima de 34°) ir-

radiam mais do que recebem. Contudo, tem-se constatado que nem a zona intertropical se torna mais quente, nem as regiões polares se tornam mais frias. E é assim, porque há um fluxo de energia das regiões mais quentes para as regiões mais frias de forma que se mantém o regime quase estacionário das temperaturas observadas. O transporte de calor é efectuado pelos movimentos originados na própria atmosfera, devido ao aquecimento desigual da Terra e pelos movimentos dos oceanos. Estes movimentos constituem as circulações gerais planetárias da atmosfera e dos oceanos.

Podemos, portanto, dizer que a circulação geral da atmosfera é devida às desigualdades na distribuição da radiação, e a sua forma e estrutura são condicionadas pela rotação da Terra, como vamos mostrar.

Na ausência da rotação da Terra a circulação geral da atmosfera seria constituída por duas células directas, uma em cada hemisfério, num esquema de convecção simples com a subida de ar mais quente na região equatorial e a subsidência ou descida do ar frio nas regiões polares. Este esquema, proposto por Hadley (1625), é completado por correntes de compensação dirigidas para o equador, à superfície, e por correntes em direcção aos polos, em altitude.

Este esquema da circulação geral da atmosfera, idealmente simples, é profundamente alterado pelo efeito da rotação da Terra. As partículas de ar próximo do equador têm um momento angular(*), M , muito maior que as partículas de ar nas latitudes elevadas e polares, porque a distância ao eixo de rotação (raio de giração) é maior. Suponhamos uma partícula de ar com movimento dirigido para latitudes mais elevadas.

O raio de giração da partícula diminui. Logo, pelo teorema da conservação de momento angular, a partícula tem que adquirir um movimento zonal relativo para compensar a perda de mo-

(*) O momento angular é o momento da quantidade de movimento duma partícula animada de movimento de rotação. No caso da Terra o momento angular absoluto M duma partícula que à latitude φ tem uma velocidade zonal μ é dado por $M = a \cos\varphi (a\Omega \cos\varphi + \mu)$ em que a é o raio médio do globo e Ω a velocidade angular do globo. Para ventos de oeste $\mu > 0$ e para ventos de leste é $\mu < 0$. O raio de giração, que é a distância ao eixo de rotação, é dado por $a \cos\varphi$.

mento angular associado ao movimento de rotação de Terra ($\mu > 0$). Vemos, assim, que devido à conservação de momento angular, o movimento do ar do equador para os polos adquire uma velocidade com uma componente de oeste para leste em relação à superfície do globo. Logo, os ventos que sopram do equador para os polos tendem a passar a ventos de oeste. Inversamente, o movimento da atmosfera dos polos para o equador tem que perder momento angular o que corresponde a adquirir uma componente de leste para oeste ($\mu < 0$) porque se desloca para uma região onde o raio de giração é maior. Portanto, os ventos que sopram, inicialmente, dos polos para o equador tendem a passar a ventos de leste.

Vejam os que se passa num esquema simples unicelular (Hadley). Devido ao efeito da rotação da Terra, em altitude, os ventos que sopram do equador para os polos passam a ventos de oeste e, à superfície, os ventos que sopram dos polos para o equador passam a ventos de leste. Esta é de facto a situação que se observa até latitudes de cerca de 30° .

Mas, este esquema, puramente mecânico, é modificado por acção doutros factores termodinâmicos. E assim, em altitude, o ar que sopra do equador vai arrefecendo devido à perda rápida de energia radiante para o espaço. Ficando mais denso, o ar tende a subsidir para a superfície do globo, como se verifica nas latitudes de cerca de 30° , onde se vai acumulando, gerando os grandes anticiclones subtropicais. O gradiente da pressão atmosférica à superfície faz com que uma parte deste ar seja reenviado para o equador, devendo adquirir uma componente de leste, porque durante o processo lento de subsidência ficou com o momento angular, que tinha à latitude de 30° .

Nas regiões polares, o ar mais frio, em contacto com a superfície do globo cria um gradiente de pressão dirigido para os polos, originando uma região de pressão mínima entre 50° e 60° de latitude. As baixas pressões, dominantes na zona entre 50° e 60° de latitude, fazem com que haja convergência de ar nesta região, originando fortes movimentos ascendentes. A convergência do ar devido ao efeito de rotação da Terra gera depressões com circulações ciclónicas, que contribuem para reforçar os ventos de leste a norte da depressão, e os ventos de oeste do lado do equador (depressões subpolares das Aleutas e da Islândia, etc.).

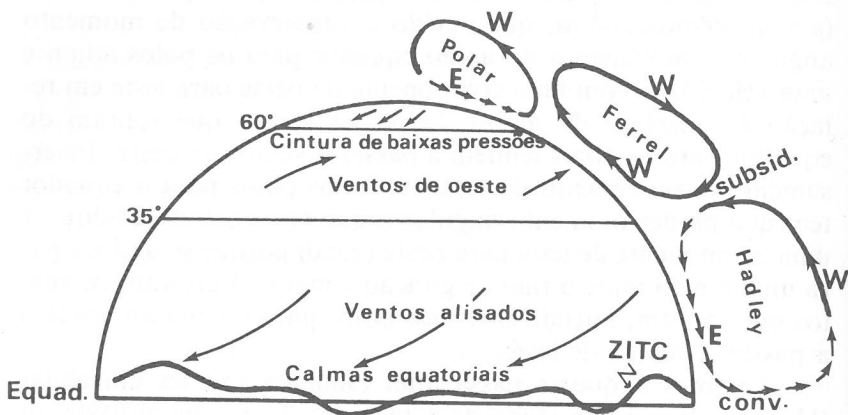


Fig. 5 — Esquema da circulação geral da atmosfera

O resultado final é a existência de uma circulação global tri-celular, com uma distribuição planetária dos ventos, como se indica na fig. 5.

Vejam, em pormenor, como é que a circulação geral condiciona as condições climáticas. Sobre o equador há em geral calmãs com ventos fracos, e as correntes ascendentes de ar, provocadas pelo forte aquecimento da superfície do globo, produzem nuvens de convecção, com precipitação. Como já indicámos, formam-se em cada hemisfério nas baixas latitudes circulações médias meridionais, celulares, que designamos por células de Hadley.

Para um e outro lado do equador, até 30° de latitude, à superfície, dominam os ventos alisados de nordeste (NE) no hemisfério Norte e sudeste (SE) no hemisfério Sul. Do encontro dos dois sistemas de ventos alisados resulta a criação de uma zona de forte convergência que constitui a zona intertropical de convergência (ZITC). Por isso, os movimentos verticais ascendentes são muito intensos e, associados às condições de grande instabilidade que ali se observa, originam forte precipitação, com trovoadas frequentes.

A 30° de latitude de cada hemisfério, onde predominam os

grandes anticiclones subtropicais, há uma zona de subsistência, e, portanto, são zonas de céu limpo, com bom tempo e calma ou vento fraco. Esta subsidência vai contribuir para se formarem circulações meridionais indirectas nas latitudes médias com a descida de ar quente e a subida de ar frio, como são as células de Ferrel.

Na zona entre 45° e 60° de latitude podem soprar do lado sul ventos de sudoeste, mais quentes, de origem tropical provenientes da zona dos anticiclones subtropicais, e do lado norte, ventos de nordeste mais frios, provenientes da zona das depressões subpolares. Devido à convergência destas circulações cria-se uma zona de discontinuidade de temperaturas que constitui a superfície frontal polar, onde as massas de ar tropical quente entram em contacto com as massas de ar polar frio originando forte nebulosidade e precipitação ao longo da superfície frontal.

Acima de 60° de latitude, as correntes ascendentes de ar quente nas depressões da frente polar são compensadas por um afluxo de ar polar à superfície e em altitude por uma circulação dirigida para os polos.

Aqui onde predomina uma circulação anticiclónica verifica-se subsidência de ar frio, fechando assim a circulação meridional, constituída neste caso por uma célula directa. Esta célula polar completa o esquema tricelular da circulação geral da atmosfera, como se mostra na figura.

3.2 — A distribuição geográfica das zonas climáticas

A grande importância da circulação geral da atmosfera para o estudo do clima resulta daquela constituir o factor dominante para o estabelecimento, para a distribuição e para o controle das grandes zonas climáticas da Terra.

A distribuição planetária da pressão e do vento apresenta uma variação anual que se traduz por uma migração periódica das duas frentes polares e da zona intertropical de convergência, para norte e para o sul, das suas posições médias. A frente polar no hemisfério Norte atinge as latitudes mais elevadas em Julho, e no hemisfério Sul em Janeiro. A distância entre as duas posições extremas pode ser bastante grande. A frente polar do hemisfério

sul atinge a posição extrema para o lado do polo em Fevereiro e para o lado do equador em Julho. Neste hemisfério a distância entre as duas posições extremas é muito menor que no hemisfério norte, devido à maior homogeneidade do hemisfério sul. A zona intertropical de convergência atinge as posições extremas em Fevereiro (no hemisfério sul) e em Agosto (no hemisfério norte); e a distância entre estas duas posições é máxima na região Ásia-Austrália e mínima nas regiões do Atlântico e do Pacífico. As flutuações anuais da ZICT são determinantes para a caracterização do clima intertropical, designadamente no Sahel, etc.

A consideração exclusiva dos factores climáticos gerais, num globo terrestre de superfície homogênea e uniforme, conduz assim, tomando como critério a temperatura, a uma distribuição planerária do clima com cinco grandes zonas climáticas: a zona tórrida na zona intertropical, duas zonas temperadas nas latitudes médias e duas zonas frígidas nas regiões polares.

A *zona tórrida*, com temperaturas muito elevadas, é caracterizada pela sequência regular das variações diurnas e por variações anuais bastante regulares dos elementos climáticos. A precipitação do tipo aguaceiro cai, em regra, de tarde, quando a intensidade das correntes de convecção atinge o máximo.

Na zona tórrida podem distinguir-se a *subzona das calmariais equatoriais* e duas *subzonas dos alisados*. Na subzona das calmariais equatoriais o tempo é quente, húmido e nublado, de chuvas frequentes em dias sucessivos, com muita regularidade; a velocidade do vento é pequena e as calmas são frequentes; as trovoadas são raras, mas muito violentas. As subzonas dos alisados são caracterizadas pela constância do vento, que sopra com direcção e velocidade quase constantes. A atmosfera é muito estável. As variações diurnas e anuais da temperatura do ar são pequenas; nebulosidade de dia, mas desaparece para a noite, e a chuva é pouco frequente devido à subsidência associada aos grandes anticlones subtropicais.

Nas *zonas temperadas* as condições meteorológicas são principalmente dominadas pela passagem eventual de depressões e anticlones associados às superfícies frontais polares; os ventos não têm a regularidade da zona tórrida. As mudanças do tempo são frequentes, devido às características e às vicissitudes

das superfícies frontais, que agora constituem factor dominante do estado do tempo.

Nas duas *zonas frígidas* faltam completamente, ou quase, as flutuações diurnas dos elementos climáticos. Durante dois ou três meses de Inverno o Sol está abaixo do horizonte, ou está acima do horizonte no Verão, com as alterações resultantes da passagem de perturbações. Nas regiões habitadas, como a Lapónia, os aspectos característicos do ano meteorológico são o gelo e o degelo do mar e das águas interiores.

Antes de encerrarmos este parágrafo, devemos salientar, neste ponto da nossa análise, a importância que têm os outros componentes do sistema climático, designadamente a litosfera e a criosfera, na modelação dos climas à superfície da Terra.

Já vimos que a migração periódica anual das frentes polares e da ZICT é mais acentuada no hemisfério norte do que no hemisfério Sul, pela influência dos continentes. Com efeito, no hemisfério Norte as terras ocupam 39,2% e os oceanos ocupam 60,8% da área total, ao passo que no hemisfério sul as terras ocupam 19,1% e os oceanos ocupam 80,8%. Por isso, de um modo geral, a distribuição planetária é mais deformada no hemisfério Norte do que no Sul.

As monções e as brisas, cuja causa é a existência de mares e continentes, constituem um regime especial da circulação geral da atmosfera condicionado pelos factores regionais. A importância climática das monções é evidentemente grande; na Índia, por exemplo, há duas estações no ano, sendo uma fria e seca, no semestre Novembro-Abril e a outra quente e muito chuvosa, no semestre Maio-Outubro.

4 — INTERACÇÃO OCEANO-ATMOSFERA

Os processos responsáveis pelo clima e por algumas das suas variações resultam do acoplamento de vários subsistemas do sistema climático interno.

Dos componentes do sistema climático interno os oceanos são, depois da atmosfera, um dos mais importantes. Devido ao valor elevado do calor específico da água, quatro vezes superior

ao do ar, a capacidade calorífica dos oceanos é 1000 vezes maior do que a da atmosfera. Resulta daqui a função reguladora dos oceanos na temperatura do sistema climático. Por isso, podemos dizer que os oceanos funcionam, de facto, como verdadeiros colectores de energia solar. Em especial, dado o contacto dos oceanos com a atmosfera e a sua mobilidade, deve existir uma forte interacção mecânica e termodinâmica entre os dois subsistemas.

Devemos ainda apontar para a diferença entre os tempos de reacção entre os oceanos e a atmosfera e que se traduz pela diferença das velocidades médias nos dois subsistemas. As velocidades na atmosfera são cerca de duas ordens de grandeza superiores à dos oceanos.

Como a atmosfera e os oceanos são os únicos componentes do sistema climático com movimento próprio, as interacções entre estes dois subsistemas assumem uma importância fundamental na dinâmica da atmosfera e dos oceanos e em toda a energética do sistema climático.

A interacção entre os oceanos e a atmosfera traduz-se por uma transferência de energia, sob a forma de calor e de trabalho, de matéria e de quantidade de movimento. São as circulações da atmosfera e dos oceanos que transportam o excesso de energia e de momento angular que se observa nas regiões inter-tropicais, para as regiões de latitudes elevadas e polares. No transporte de calor os oceanos têm um papel mais importante do que até há pouco se supunha.

Mais de metade da radiação solar que atinge o globo é absorvida pelas camadas superiores dos oceanos, que mais tarde e, eventualmente, noutro local é transferida para a atmosfera. O mecanismo mais relevante, através do qual se realiza a maioria desta transferência, é a evaporação. Com esta dá-se uma transferência de vapor de água e de energia sob a forma de calor latente, que depois é libertado na atmosfera, quando se dá a condensação. O fluxo vertical do vapor de água é efectuado por difusão molecular e por movimentos turbulentos na camada limite planetária da atmosfera. O fluxo é condicionado pelo gradiente vertical da humidade, pela velocidade do vento e pela intensidade da turbulência.

Além do fluxo de vapor de água, há um transporte de calor sensível por mecanismos turbulentos análogos que, neste caso,

depende do gradiente vertical da temperatura do ar. A transferência na interface dos dois subsistemas realiza-se nos dois sentidos, mas predomina o sentido oceano-atmosfera.

A transferência da quantidade de movimento da atmosfera para os oceanos é, fundamentalmente, um fluxo turbulento devido ao atrito que a atmosfera, mais rápida, exerce sobre a superfície subjacente dos oceanos. Para a atmosfera, o atrito à superfície do globo (oceano e litosfera) representa o mecanismo principal da dissipação da energia cinética dos ventos da circulação geral. Mas, no caso dos oceanos, esta transferência constitui a força motriz, que origina o sistema das correntes marítimas. Há outras correntes marítimas que podem também ser originadas por variações de temperatura e de salinidade — as correntes termoalinas — que, por sua vez, passam a interferir com os processos atmosféricos.

Os ventos semipermanentes da circulação geral e as monções soprando persistentemente, durante meses seguidos, sobre a superfície do mar, dão origem à circulação oceânica, constituída pelas correntes marítimas, mais ou menos permanentes, que transportam massas enormes de água, com as suas características térmicas, para regiões muito distantes das regiões de origem. Dentre as correntes marítimas podemos assim considerar as correntes «frias» e «quentes».

Exemplos de correntes quentes são no oceano Atlântico a corrente do Golfo, com o seu ramo do Atlântico-Norte. No oceano Pacífico o Kuroshio e a corrente do Pacífico-Norte, cujo deslocamento é para nordeste, a partir do litoral sueste da América do Norte e da Ásia, respectivamente. É devido à acção moderadora das correntes marítimas que a temperatura do ar na parte oeste da América do Norte e no Norte da Europa é muito superior à que corresponde aos valores médios nas suas latitudes.

Exemplos de correntes frias são a corrente do Labrador e das Canárias no Atlântico Norte e o Oyashio, no Pacífico Norte. Estas correntes, que se dirigem para sul, fazem baixar a temperatura do ar e podem dar origem a neblinas e a nevoeiros de advecção.

É evidente que os oceanos, com a sua grande capacidade calorífica e, portanto, com uma grande inércia térmica, actuam

como agentes moderadores das variações de temperatura. A atmosfera deveria arrefecer muito mais no Inverno, se não fosse a energia fornecida pelos oceanos. De forma análoga, se não fossem os oceanos, o aquecimento da atmosfera seria muito maior no Verão. É por isso que, além do efeito das correntes marítimas provocadas pela acção dos ventos, os oceanos têm uma acção moderadora e estabilizadora da temperatura do ar, donde resulta que a amplitude da variação diurna e da variação anual da temperatura do ar é menor sobre os oceanos e nas regiões costeiras do que no interior dos continentes. O atraso das temperaturas extremas, em relação às épocas em que a intensidade da radiação solar é máxima e mínima, é maior sobre os oceanos do que sobre os continentes. E, assim, no hemisfério Norte os meses mais quentes e mais frios do ano são, normalmente, Julho e Janeiro no interior dos continentes, e Agosto e Fevereiro sobre o mar e nas regiões costeiras.

A acção estabilizadora dos oceanos não se manifesta só nas variações periódicas da temperatura do ar. A variação não periódica da temperatura também é afectada. Com efeito, esta variação é causada pela alternância de massas de ar diferentes sobre o local considerado, e é particularmente nítida nas regiões em que se observa forte actividade frontal. As massas de ar ao passarem sobre os oceanos perdem rapidamente as suas características de origem transformando-se em massas de ar modificado. Adquirem propriedades condicionadas pelas características dos oceanos. É por isso que a variação média da temperatura em massas de ar marítimo é menor, mesmo quando no seu movimento invadem os continentes. A influência dos oceanos não se revela apenas na temperatura do ar. Os outros elementos meteorológicos são também afectados, como acontece, por exemplo, com todos os fenómenos relacionados com a água na atmosfera. A distribuição dos continentes e dos oceanos, em ambos os hemisférios, condiciona a evaporação e, portanto, o estado de humidade do ar, a condensação e, por consequência, a nebulosidade, a insolação, a precipitação e, finalmente, o escoamento. Não é possível abstrair, nos fenómenos da condensação da atmosfera, da influência dos factores de natureza dinâmica, da actividade frontal e do factor orográfico. Mas podemos dizer que, em geral, a humidade do ar, a nebulosidade, a precipitação e a velo-

cidade do vento são menores sobre os continentes do que sobre os oceanos, enquanto que a insolação é maior.

Outro factor de grande importância no controle da temperatura da superfície dos oceanos é a ressurgência de águas de profundidade («up-welling») causada pela acção tangencial dos ventos, sobre a superfície livre dos oceanos. Os ventos, ao soprarem sobre os oceanos, geram um movimento das águas superficiais, que, devido ao efeito de Coriolis, é deflectido para a direita no hemisfério Norte e para a esquerda no hemisfério Sul (Lei de Ferrel). À medida que as águas superficiais são desviadas, gera-se uma divergência de água à superfície que é substituída por águas provenientes de maior profundidade e muito mais frias (up-welling). Na região do equador os ventos alisados de leste originam uma deriva das águas em direcção aos polos em cada hemisfério. Ventos que soprem normalmente em direcção ao equador provocam uma deriva para oeste nas águas dos oceanos sem consequências.

Nas costas ocidentais dos grandes continentes (Portugal, Norte de África, Califórnia, Oregão, etc.) os ventos persistentes de norte originam uma deriva das águas para oeste, induzindo uma forte ressurgência nas águas costeiras de profundidade.

Situações análogas existem nas costas do Peru e do Sudoeste Africano com ventos com componentes de sul.

Notaremos ainda que na região equatorial do oceano Índico não há arrefecimento significativo devido a «up-welling». Mas, na costa da Somália, com a monção de sudoeste no início do Verão, verifica-se forte «up-welling» e a temperatura do ar é mais amena.

5 — VARIABILIDADE DO CLIMA

5.1 — Mecanismos de auto-realimentação

Além dos factores já referidos, que condicionam o clima, há outros que resultam dos mecanismos internos de auto-realimentação ou de interacção, que podem também originar modificações do clima. Um elemento climático (variável de estado do

sistema climático) pode constituir um factor climático (causa climática) doutro elemento e reciprocamente. Uma variação de um dado elemento climático pode induzir flutuações noutro elemento climático. Estas podem, por sua vez, devido à interacção recíproca, reforçar ou esbater a variação do elemento climático que, inicialmente, desencadeou este mecanismo de interacção.

As variações da distribuição global dos gelos, por exemplo, têm um efeito muito significativo sobre o aquecimento ou sobre o arrefecimento da atmosfera, em face do controle que as superfícies dos gelos exercem sobre o balanço energético da superfície. Logo, podem alterar profundamente o gradiente meridional da temperatura média zonal do ar que, por sua vez, constitui um dos factores determinantes da circulação geral da atmosfera e dos oceanos. Outra modificação significativa, devida à distribuição dos gelos, ocorre nos oceanos, é a que resulta da variação da salinidade, causada pela fusão dos gelos. A salinidade das águas superficiais está, por sua vez, relacionada com a formação das águas profundas, mais densas, que, por subsidência, atingem os fundos dos oceanos espalhando-se ao longo dos leitos das bacias dos oceanos.

Os processos resultantes dos mecanismos de interacção actuam como um controle interno do sistema climático, em escalas de tempo, que vão de fracções de ano até centenas ou, mesmo, milhares de anos. Alguns destes processos de interacção envolvem um acoplamento com uma compensação mútua, entre dois ou mais elementos do sistema climático interno. De tais interacções, ou mecanismos de realimentação («feed-back»), podem resultar alterações dos elementos climáticos. Nuns casos podem actuar amplificando o valor ou a anomalia de um dos elementos intervenientes (realimentação positiva) e noutros amortecendo ou esbatendo a anomalia do elemento excitador (realimentação negativa). Em face do grande número de graus de liberdade do sistema interno oceano-atmosfera, considerando fixa a distribuição dos gelos, há um grande número de mecanismos de realimentação possíveis no seio dos oceanos e da atmosfera, e entre os oceanos e a atmosfera. O número elevado de graus de liberdade conduz, por vezes, em análises qualitativas, a um grande risco de erro na identificação e na avaliação dos efeitos de auto-realimentação.

Os efeitos mais proeminentes da realimentação produzem variações climáticas de curto período, especialmente as que resultam da acção do balanço da radiação dos oceanos e da superfície do globo. De facto, uma perturbação da temperatura da água da superfície dos oceanos pode modificar as transferências de calor sensível e de vapor de água para a atmosfera e, portanto, afectar a nebulosidade e as circulações atmosféricas. Estas modificações podem, por seu turno, afectar novamente a temperatura da água à superfície do mar, através de variações da radiação solar incidente, da acção mecânica do vento e da advecção de massas de ar diferente sobre a camada superficial dos mares, provocando a sua mistura. Estes processos podem levar a um reforço ou a uma redução da anomalia inicial da temperatura da água da superfície do mar. Alguns estudos realizados mostram a existência, durante vários anos, duma realimentação positiva da temperatura da água do oceano Pacífico Norte.

O efeito de estufa (em que a absorção da radiação infravermelha pelo vapor de água conduz a temperaturas mais elevadas) constitui o exemplo mais conhecido dum processo de realimentação positivo, semipermanente. Outro mecanismo positivo de realimentação é o que resulta da interacção gelo-albedo-temperatura. Com efeito, um aumento da extensão da superfície dos gelos conduz a um aumento do albedo e, portanto, a uma diminuição de temperatura do ar à superfície que, por seu turno, vai favorecer o aumento da extensão da camada de gelo. Veremos, mais tarde, a importância deste mecanismo.

Um exemplo de um processo negativo de realimentação é o que resulta do acoplamento nebulosidade-temperatura do ar à superfície. Neste esquema, um aumento inicial da temperatura do ar à superfície faz aumentar a evaporação, que conduz a um aumento de nebulosidade. Mas, este aumento da nebulosidade reduz a radiação solar que atinge a superfície e, portanto, reduz a anomalia inicial da temperatura do ar. Descontámos, neste esquema, os efeitos da radiação infravermelha e da advecção nos oceanos e na atmosfera, o que mostra bem a incerteza que reveste uma análise em que se desprezam outros efeitos possíveis.

É evidente que não se põe em dúvida a importância dos processos de realimentação, mas na sua análise há a tendência para a exclusão de muitos outros factores e efeitos. Num sistema

tão complexo, como é o sistema climático, estes aspectos assumem uma grande importância, visto que uma anomalia numa parte do sistema determina toda uma série de ajustamentos que dependem do tipo, localização e intensidade da perturbação excitadora. Um mecanismo positivo de realimentação tem que, forçosamente, ser compensado pela intervenção de processos opostos de ajustamento interno, porque doutra forma gerava-se um estado instável do sistema. Como dizia Mason: «A atmosfera é forte, inteligente e subtil».

Os processos de ajustamento, dada a dificuldade de os separar individualmente, não são bem conhecidos e a sua investigação constitui uma tarefa importante no estudo actual das ciências do ambiente. Espera-se que a simulação matemática permita lançar alguma luz sobre a análise quantitativa dos mecanismos de realimentação e sobre os seus efeitos. A simulação matemática tem que incluir modelos acoplados oceano-atmosfera. Estes devem ser «calibrados», comparando os resultados de grandezas significativas e características das circulações gerais (ciclos da energia, etc.) fornecidos pelo modelo com os da empirologia do sistema real oceano-atmosfera. Só através duma análise meticolosa de congruência é possível atribuir peso aos resultados obtidos na simulação matemática ou laboratorial dos processos de realimentação.

5.2 — Tipos de variação do clima

As variações climáticas são definidas pela diferença entre estados climáticos homólogos referidos a intervalos de tempo equivalentes, tais como diferenças entre duas décadas, e devem ser superiores ao ruído climático. Podemos considerar, assim, variações climáticas mensais, anuais, decenais, etc. Como a descrição de cada estado climático inclui os valores médios, as variâncias e outras estatísticas, para um dado intervalo de tempo, a variação climática deve incluir as variações de todas aquelas estatísticas. Em muitos casos uma variação da variância pode constituir um aspecto mais importante da variação do clima do que a variação da média. Modificação ou flutuação climática constitui uma denominação genérica e vaga, que engloba todas

as formas de variabilidade do clima, independentemente de qualquer vinculação ao tempo.

Podemos ainda introduzir o conceito de anomalia climática. Assim, uma anomalia climática corresponde ao desvio dum estado climático particular em relação a um estado climático médio, definido sobre um grande número de estados climáticos da mesma espécie. Podemos, assim, referir a anomalia climática para um certo mês, ou para um dado ano particular. A variabilidade climática, por sua vez, corresponde à variância dum conjunto de estados climáticos da mesma espécie. Esta definição contém, inclusivamente, a variância intrínseca de estados climáticos individuais.

Muitas vezes, verifica-se que os estados climáticos tendem a agrupar-se à volta de dois estados médios, com alternância entre os dois estados médios em intervalos de tempo regulares. Diz-se, então, que se verifica uma vacilação climática.

Quando as flutuações tendem a concentrar-se em torno dos valores médios extremos, a vacilação chama-se então oscilação climática.

Há, fundamentalmente, dois modos da variabilidade do clima:

a) *as variações forçadas* devidas à acção dos factores externos, que afectam o clima, sem serem afectados por ele, tais como os factores astronómicos, a radiação solar, os factores tectónicos da crusta terrestre, designadamente a deriva dos continentes, a orogenia, a actividade vulcânica, e ainda os factores humanos como a poluição e a utilização da terra, a deflorestação, etc.

b) *variações livres* devidas à instabilidade interna e a mecanismos de auto-realimentação envolvendo interacções não lineares entre os diferentes componentes do sistema climático, que ocorreriam sempre, mesmo que não se verificassem variações forçadas.

Devemos ter presente que o sistema climático é um sistema forçado, não linear e dissipativo, com muitas fontes de instabilidade. A variação estacional do clima é um exemplo claro de uma variação forçada externamente importa pelos parâmetros astro-

nómicos da trajectória da Terra e da sua geometria. Como exemplo de factores forçadores não astronómicos podemos referir os de origem terrestre. Entre estes, mencionaremos os fluxos de matéria e de energia devidos a processos tectónicos, ao vulcanismo e a actividades humanas, e a variações na distribuição continentes e oceanos, à distribuição do gelo, etc.

As teorias que explicam as variações do clima em função de causas externas admitem uma relação simples, linear de causa e efeito, em que a resposta tem a mesma frequência da causa forçadora.

Mas, há outras variações significativas do clima que não têm qualquer relação directa com causas forçadoras externas. É o caso das flutuações irregulares com durações de dias, ou de semanas, associadas às perturbações, transientes que acompanham a frente polar, ou associados a anticiclones e a outros sistemas sinópticos. Estas variações são uma consequência da instabilidade intrínseca da atmosfera, que conduz a respostas com frequências muito diferentes das frequências das perturbações forçadas.

Vejamos agora o significado de ruído climático. Os estados climáticos e o clima são, por necessidade, definidos em termos de médias temporais de séries climáticas finitas e, como tal, estão sujeitos a flutuações de origem estatística, além das de natureza física.

Por exemplo, uma série temporal anual, pode ter uma componente determinista e uma componente aleatória. A componente aleatória resulta das flutuações das variações das condições meteorológicas no dia a dia e da incerteza das observações. Estas flutuações são imprevisíveis para escalas de tempo de dimensão climatológica. A componente aleatória define o «ruído climático». Dado um «sinal meteorológico», depois de filtrado pela componente determinista, fica um resíduo que é a parte referente ao ruído.

A amplitude do ruído decresce, aproximadamente, com a raiz quadrada da escala do tempo, mas mantém-se sempre finita, qualquer que seja a escala de tempo que se considere. O problema chave, em estudos da variação climática, reside na determinação do que é «ruído», e do que é «mensagem». Por isso, é muito difícil de estabelecer a determinação da «predictabilidade

climática», definida como a razão entre a grandeza da variação climática, de origem física potencialmente previsível, e a grandeza do ruído, não previsível.

6 — A CASCATA DA ENTROPIA NO SISTEMA CLIMÁTICO

6.1 — Balanço da entropia

Analisemos agora, em pormenor, algumas consequências da Segunda Lei Fundamental da Termodinâmica no comportamento do sistema climático e, em particular, da fenomenologia da atmosfera. Parece que os processos que ocorrem na atmosfera e que caracterizam o estado do tempo apresentam uma certa organização e decorrem com uma certa ordem, no decurso do tempo, o que corresponde, à primeira vista, a uma diminuição de entropia. É o que se poderia concluir do aquecimento desigual da atmosfera nas regiões tropicais e nas regiões polares, que origina com a rotação da Terra o sistema de ventos definido e organizado que constitui a circulação geral da atmosfera, e determina as várias regiões climáticas. O mesmo se é levado a admitir quando se verifica que, numa forma persistente, milhares de toneladas de vapor de água evaporados à superfície do globo se elevam na atmosfera vencendo a força da gravidade e vão alimentar o ciclo hidrológico que é uma sequência natural organizada com a formação de nuvens, a precipitação, o escoamento através dos rios e lagos para os oceanos e a evaporação.

A fotossíntese que permite a regeneração das plantas, ano após ano, através da absorção do dióxido de carbono e da acção da luz, parece também contrariar a Lei do aumento da entropia.

Ora, o que é certo é que todos os fenómenos referidos não se devem tomar isoladamente, porque todos eles se dão a expensas da radiação solar recebida pela Terra, de modo não uniforme, como indicámos. É esta energia que aquecendo o globo e a atmosfera evapora a água, elemento essencial do ciclo hidrológico e que mantém a fotossíntese. É a radiação solar que associada

à geometria e à rotação da Terra causa a distribuição desigual da pressão atmosférica, que com a força do gradiente de pressão origina os ventos da circulação geral e o tipo de clima observado.

Na evolução dos fenómenos meteorológicos, considerados isoladamente, constata-se, em geral, um aumento de entropia, É o que se verifica com a condensação e com a precipitação, por exemplo. Os fenómenos meteorológicos e outros fenómenos naturais que ocorrem no sistema climático parecem ser caracterizados por uma grande irreversibilidade e, portanto, com um forte aumento de entropia. Da turbulência atmosférica originada pelo vento na camada planetária de atrito, junto à superfície do globo, não se pode constituir corrente geral organizada, inicial. Depois da precipitação numa nuvem, não é possível voltar a reconstituí-la com a mesma água. Os rios não correm da foz para a nascente. A água dos mares não se decompõe naturalmente, em oxigénio e hidrogénio. Nenhum destes fenómenos ocorre espontaneamente, no sistema climático.

Então, como se explica que com estes aumentos sucessivos e generalizados de entropia não se tenha sido levado, no decurso da história da Terra, a um valor global limite, suficientemente elevado para tornar impossível qualquer fenómeno meteorológico diferenciado.

Ora, como já vimos, (Peixoto, 1981) todo o corpo cuja temperatura é diferente do zero absoluto emite energia radiante (princípio de Prévost), cujas características são dadas pelas leis de Stefan e de Wien. O planeta Terra, com uma temperatura média do ar à superfície da ordem de 300°K emite energia radiante na banda do infravermelho (Lei de Wien: $\lambda_{\text{max}} T = \text{const.}$) constituindo uma grande «fogueira» que «arde sem se ver»! Mas recebe energia radiante do Sol, cuja temperatura é pelo menos da ordem de 6000°K , portanto, com um espectro que compreende as regiões do ultravioleta, do visível e do infravermelho, além de outras.

Por outro lado, como a Terra está em equilíbrio termodinâmico médio no decorrer das eras geológicas, isso significa que a quantidade de calor, $A Q$, que recebe do Sol (principalmente) é igual à quantidade de calor que perde por emissão da radiação

infravermelho. Logo, à energia solar recebida está associada uma variação de entropia, ΔS , dada por:

$$\Delta S = \frac{\Delta Q}{T}$$

enquanto que a entropia $\Delta S'$, exportada pela Terra, é 20 vezes maior, porque é dada por:

$$\Delta S' = \frac{\Delta Q}{300}$$

Quer dizer, a Terra recebe «energia solar de boa qualidade» e devolve para o espaço «energia terrestre de má qualidade». É este manancial de *neganropia* solar que regenera os fenómenos meteorológicos, que torna possível o ciclo hidrológico, que permite o desenvolvimento das plantas e a sua renovação. Se não fosse assim, o aumento da entropia que ocorre nos fenómenos naturais levaria a uma distribuição plasmóide, equalizante da energia «sem qualidade», e uma «uniformidade chocante» do planeta Terra... Pelo contrário, podemos aceitar que, em princípio, a energia disponível e utilizável da Terra (tem qualidade) e se tem mantido ao mesmo nível no decurso da sua história.

As várias grandezas que caracterizam os fenómenos físicos podem aumentar ou diminuir, mas o tempo e a entropia aumentam sempre inexoravelmente. A entropia constitui a «seta do tempo», no dizer de Edington.

Mas analisemos o problema da cascata da entropia associada à cascata da energia, de um outro ponto de vista.

Como vimos, podemos aceitar que a temperatura do Sol é aproximadamente 6000°K e a do globo cerca de 300°K. A energia propaga-se do primeiro para o segundo, com um aumento inevitável da entropia e de acordo com as Leis da Termodinâmica um dispositivo adequado nestas condições pode converter parte da energia transferida em trabalho útil.

Vamos comparar a radiação solar, de pequeno comprimento de onda com radiação infravermelha emitida pela Terra. Como diz a Lei de Wien, o comprimento de onda que corresponde ao máximo do poder emissivo é inversamente proporcional à tem-

peratura absoluta do corpo emissor. Ora os c.d.u. que correspondem aos máximos poderes emissivos são $0,48\mu$ para a radiação solar e 10μ para a radiação terrestre. A energia radiante tem uma estrutura granular de acordo com a teoria dos *quanta* (Plank). Um *quantum* de energia é inversamente proporcional ao comprimento de onda da radiação correspondente. Logo, as radiações de menor comprimento de onda (λ), têm mais energia, ϵ , do que as de maior comprimento de onda. (Pela lei de Plank $\epsilon = h/\lambda$, em que h é a célebre constante de Plank). Para o máximo da energia da radiação solar o *quantum* vale 4×10^{-12} erg e para o máximo da energia da radiação terrestre um *quantum* vale apenas $0,2 \times 10^{-12}$ erg. A energia radiante total recebida pela Terra, proveniente do Sol é, praticamente, igual à quantidade de energia perdida pela Terra por radiação para o espaço exterior. Mas a qualidade das duas radiações é muito diferente, pois que a primeira é constituída por um número menor de *quanta*, mais ricos em energia, do que os segundos. Por isso, a entropia global da radiação solar recebida na Terra é muito menor do que a da entropia total da radiação terrestre emitida, logo, a transição natural resultante no balanço da energia radiante no planeta Terra dá-se no sentido de aumentar o comprimento de onda e o alargamento do domínio dos comprimentos de onda e o consequente desordenamento da radiação. Se é certo que a entropia no sistema climático pode diminuir localmente e durante um dado intervalo de tempo, esta diminuição é conseguida à custa de um aumento muito maior da entropia do ambiente, de modo que se verifica um aumento global resultante de entropia do sistema e do seu universo complementar. Acontece, porém, que a grande maioria das transformações no sistema começam com a radiação solar e terminam com a emissão da radiação terrestre para o espaço, de modo que se verifica uma situação de balanço entre as energias radiantes recebida e emitida. Ora, ainda que haja um balanço energético final, os fótons da energia solar recebida têm uma entropia cerca de vinte vezes menor do que os fótons de origem terrestre emitidos. O sistema climático recebe energia «rica», de baixa entropia e reenvia para o espaço energia «empobrecida», de entropia elevada.

É esta capacidade de renovação permanente de negantropia, que torna possível toda a fenomenologia natural, que ocor-

re no sistema climático, visto que qualquer transformação natural, como impõe a Segunda Lei da Termodinâmica, conduz, inevitavelmente, ao consumo de negantropia que é generosamente fornecida pela radiação solar.

6.2 — Mecanismos geradores de entropia no sistema climático

O sistema climático é uma central produtora de entropia. Importa energia com negantropia e exporta a mesma quantidade de energia, carregada de entropia.

Quando a radiação solar interfere com a matéria começam a verificar-se várias transformações, que conduzem, assim, à geração de entropia. O fluxo de entropia segue o caminho da degradação sucessiva da radiação solar incidente até ser absorvida e transformada em calor no sistema climático para, depois, ser reenviada para o espaço exterior sob a forma de energia radiante infravermelha «de grande entropia».

Vejam os quais os processos que ocorrem no seio do sistema climático e que conduzem a este aumento de entropia. Começaremos por salientar que o facto da Terra possuir uma atmosfera e a substância água poder existir nas três fases tem uma importância decisiva no balanço energético da Terra e no fluxo da entropia. A atmosfera e a hidrosfera constituem grandes reservatórios de energia que resultou da absorção diferenciada da energia solar total, originando vários subsistemas politérmicos em estado vivo em relação às suas vizinhanças. Na sua passagem ao «estado morto», isto é, na sua identificação com o ambiente circundante dão-se vários processos que, inevitavelmente, conduzem à geração de entropia. A Lua, por exemplo, sem atmosfera e hidrosfera, apresenta uma actividade entropizante muito pequena.

Na atmosfera, as massas de ar mais quentes tendem a subir e a mover-se para as regiões mais frias, enquanto que as massas de ar mais frias tendem a subsidir e a deslocar-se para regiões do globo mais quentes. Estes processos provocam modificações de massas de ar, com o aquecimento das mais frias e o arrefecimento das mais quentes donde resulta um aumento considerável de entropia, da atmosfera, ainda que possam verificar algumas diminuições locais. Com efeito, basta que, numa dada zona, se

observe o aquecimento das massas de ar de temperatura mais elevada e o arrefecimento das massas de ar de temperatura mais baixa.

Ainda que as quantidades globais médias de energia recebida e emitida pelo planeta Terra sejam iguais, as energias absorvida e emitida não são iguais em todos os pontos da superfície do globo. Na região equatorial a energia recebida excede de longe, a energia emitida, enquanto que nas regiões das latitudes elevadas se verifica uma situação contrária. Deste modo, estabelecem-se diferenças de temperatura do ar e da densidade, que conduzem a uma distribuição não uniforme de energia potencial que, assim, fica disponível para se transformar na energia cinética das circulações gerais planetárias. Mas, a energia cinética fica submetida a uma dissipação constante, devido não só ao atrito à superfície mas também devido à turbulência na camada limite planetária. A energia cinética organizada passa a alimentar os movimentos turbulentos de escalas sucessivamente menores, até atingir, por fim, a agitação molecular, indo aparecer sob a forma de calor. As transformações irreversíveis sucedem-se numa cascata progressiva de degradação e, portanto, com um sucessivo aumento marcado de energia.

A circulação geral transporta energia e humidade associada aos movimentos das massas de ar na atmosfera. As massas de ar tropical, quentes e húmidas, tendem, como se sabe, a deslocar-se para norte, e as massas de ar polar, frias e secas, tendem a mover-se para sul, dando origem à superfície frontal polar nas regiões de convergência das massas de ar. As superfícies frontais, de separação destas massas de ar, são as principais responsáveis pelas condições meteorológicas que se observam nas regiões das latitudes médias. Com a ascensão de ar tropical quente e húmido, ao longo da superfície frontal polar, verifica-se a sua expansão e os seu conseqüente arrefecimento. Este provoca a condensação e depois a precipitação com a libertação do calor latente. Com as transições de fase verifica-se, portanto, um forte aumento de entropia. Notaremos que o calor latente libertado na condensação, provém do calor absorvido à superfície com a evaporação de água. Nas vizinhanças da superfície frontal fria, verifica-se uma forte convergência o que leva ao estabelecimento de correntes verticais ascendentes e a formação de nuvens de de-

envolvimento vertical (cúmulos e cúmulo-nimbus) com forte precipitação e, por vezes, com trovoadas. Estes processos são altamente entropisantes.

À medida que o Inverno se aproxima, a superfície frontal polar em cada hemisfério desloca-se para latitudes mais baixas em direcção ao equador e a actividade frontal intensifica-se muito. Somos, por isso, levados a admitir que nos períodos glaciários do clima da Terra, se deve passar uma situação análoga em que quer a actividade frontal, quer a circulação geral da atmosfera devem ter sido muito mais intensas do que no período interglaciário actual.

A hidrosfera apresenta vários processos que levam a um aumento considerável da entropia. Vejamos alguns exemplos. A corrente da Flórida que depois se transforma na corrente do Golfo quente transporta calor para norte, o que vai amenisar o clima da Inglaterra e da Escandinávia com aumento da entropia. A corrente de Humboldt fria que se desenvolve ao longo da costa da América do Sul, ao aproximar-se das regiões equatoriais, desloca-se para oeste ficando sujeita a um aquecimento e, portanto, originando um aumento de entropia. As águas do Antártico, muito frias, descem por subsidência até grandes profundidades e invadem os leitos do oceano Atlântico. Em todos estes casos as águas mais frias ao aquecerem ganham entropia, enquanto que, por sua vez, as correntes quentes ao arrefecerem perdem entropia, mas o saldo final é no sentido de um aumento global da entropia.

A litosfera está sujeita a uma forte interacção com os outros componentes do sistema climático, donde resultam uma meteorização e uma erosão consideráveis o que, em última análise, corresponde um aumento de entropia. Estes factores, associados ao transporte pelas torrentes e pelos rios dos materiais desagregados e em dissolução, pelo seu carácter eminentemente irreversível têm vindo a alterar e a modelar profundamente a paisagem terrestre. Há que encarar a realidade. Os agentes modeladores da crosta terrestre ao arredondarem montanhas ou ao cavarem vales, mais ou menos profundos, estão a contribuir, inexoravelmente, para o valor acrescentado da entropia do sistema climático.

O excesso de entropia gerada pelos processos que ocorrem

no seio do sistema climático, e que começam logo que a radiação solar atinge a orla externa da atmosfera, é expurgado para a espaço exterior, através da emissão da radiação térmica terrestre, na banda do infravermelho.

A dívida contraída pelo sistema climático, em energia radiante de alta qualidade, é paga com energia radiante de menor qualidade e muito afectada pela «inflacção». Apesar de tudo, «o Banco solar» é generoso, abrindo constantemente «linhas de crédito» para o sistema climático, que pagará, prontamente, mas em «moeda pobre» com toque muito elevado em entropia.

**IV — DESCRIÇÃO
E CLASSIFICAÇÃO DO CLIMA**

1 — DESCRIÇÃO DO CLIMA: ALGUNS ASPECTOS PRELIMINARES

O *clima* de uma região ou local do globo é o conjunto das condições meteorológicas predominantes nessa região ou local durante determinado intervalo de tempo. A *climatologia* é a disciplina das ciências da atmosfera que estuda, descreve e interpreta os climas. Uma variante apreciável do clima de uma região, em local de pequena área, constitui o *microclima* desse local.

O estado do tempo ou as condições meteorológicas referem-se, em princípio, às condições meteorológicas, transientes, num dado instante, enquanto que o clima é caracterizado pela frequência de ocorrência dos vários fenômenos meteorológicos pelos valores médios predominantes e por outras estatísticas, de ordem mais elevada num período de vários anos.

Todas as estatísticas que se podem formar com as séries temporais dos elementos meteorológicos num dado local, constituem características do clima desse local. Por exemplo, os valores médios das temperaturas, da humidade do ar, da precipitação, da pressão, etc., são características do clima. Mas estas incluem, também, as variâncias, as covariâncias e as propriedades espectrais das variáveis meteorológicas.

As características meteorológicas, referidas ao mesmo intervalo de tempo, variam de local para local da superfície da Terra, podendo mesmo observar-se variações em locais relativamente próximos. Por exemplo, num campo aberto, os dias são mais quentes e as noites mais frias do que numa floresta vizinha. O estudo destas variações especiais constitui a climatologia local.

A descrição quantitativa do clima faz-se, em regra, por meio dos valores médios completados com os desvios e as frequências dos valores individuais de grandeza e outros conceitos

físicos que se chamam *elementos climáticos*. Além dos elementos climáticos simples, que são os elementos meteorológicos usualmente observados, utilizam-se também elementos climáticos complexos, definidos a partir de dois ou mais elementos meteorológicos que por meio de expressões estatísticas. Com os elementos complexos pretende-se descrever o efeito climático de causas que estão relacionadas entre si ou que actuam conjuntamente para produzir certos aspectos particulares da paisagem fisiográfica e biológica do globo, como são aridez do solo, a continentalidade do clima, o conforto humano, o rendimento das culturas, etc.

Os elementos climáticos incluem os vários momentos estatísticos das várias grandezas meteorológicas: valores médios, variâncias terceiros momentos, designadamente, a temperatura, a precipitação, a humidade, os ventos, a nebulosidade, a pressão atmosférica, etc. Os elementos complexos correspondem às estatísticas que se podem considerar, agrupando aqueles elementos dois a dois ou três a três, etc., calculando covariâncias e correlações simples e múltiplas, etc.

Outros são a combinação de vários elementos simples e que, em geral, se designam por índices.

Notaremos que nem todos os elementos climatológicos têm a mesma importância. Os mais importantes são a temperatura e a precipitação e as suas variações no decurso do ano.

De resto, a temperatura, só por si, não chega para classificar os climas. A precipitação e as suas variações anuais são indispensáveis para podermos distinguir entre climas secos, áridos e húmidos.

Na descrição quantitativa do clima é necessário indicar o período (isto é, o intervalo de tempo) a que correspondem os valores numéricos apresentados. Com efeito, o clima pode variar com o tempo, e por iso não devem comparar-se climas utilizando valores que correspondam a intervalos de tempo com números diferentes de anos, ou que correspondam ao mesmo número de anos mas em épocas diferentes. Não é legítimo tirar conclusões definitivas da comparação dos climas de dois locais, se os valores utilizados corresponderem, por exemplo, aos períodos 1901-1920 e 1901-1930, ou aos períodos 1901-1920 e 1911-1930, respectivamente.

Chama-se *valor normal* de um elemento climático em um local o valor médio correspondente a um número de anos suficiente para se poder admitir que ele representa o valor predominante daquele elemento no local considerado. A Organização Meteorológica Internacional, (Varsóvia 1935), fixou para este fim 30 anos, e escolheu o período 1901-1930 para a comparação e referência mundial dos climas.

2 — ELEMENTOS CLIMÁTICOS

2.1 — A temperatura do ar

A temperatura do ar é o elemento climático mais importante e o primeiro que se utiliza para descrever o clima de um local ou região. De facto, todos os processos biológicos e todas as actividades humanas são influenciados decisivamente pela temperatura do ar, cujos valores extremos condicionam a possibilidade da vida animal e vegetal. Se a temperatura do ar ultrapassar certos limites, a vida vegetal e animal só é possível em condições especiais de defesa contra o ambiente.

A temperatura do ar varia durante o dia, apresentando, em geral, um mínimo pouco antes de nascer o Sol e um máximo cerca de uma a duas horas depois do meio-dia solar. Os factores locais, no entanto, podem alterar esta variação. O atraso da temperatura máxima em relação ao meio-dia depende da natureza da superfície. Nos oceanos não vai além de meia-hora, em geral, enquanto que nos continentes pode ultrapassar duas horas; e é maior no Verão e com céu limpo do que no Inverno e com céu encoberto.

Ao valor médio da temperatura do ar durante o dia chama-se temperatura média desse dia, recomendando-se que seja calculada pela média aritmética dos 24 valores horários do dia. Quando não se dispõe destes valores, recorre-se a uma combinação dos valores observados que dê um valor tão próximo quanto possível daquela média, designadamente (manhã + noite + max + min): 4, (manhã + 2 × tarde + noite): 4 e (max + min): 2.

A amplitude da variação diurna da temperatura é a diferença dos valores máximo e mínimo da temperatura do ar, entre as 0 e as 24 horas. A amplitude depende da latitude do local, da época do ano e da nebulosidade durante o dia. Em geral, sobre os oceanos não excede 2°C a 3°C . Nas regiões tropicais é quase constante e independente da época do ano e nas zonas polares é quase nula. Sobre os desertos chega a atingir 25°C , sendo menor com céu encoberto e diminuindo com a altitude. Além disso, é maior no Verão do que no Inverno. Em Lisboa, a amplitude da variação diurna tem valores desde $1,1^{\circ}\text{C}$ (Jan.) até $17,7^{\circ}\text{C}$ (Ago.).

As temperaturas médias do mês e do ano calculam-se pela média aritmética das temperaturas médias de todos os dias desse mês e dos doze meses desse ano, respectivamente.

A amplitude da variação anual da temperatura é a diferença das temperaturas médias do mês mais quente e do mês mais frio do ano. Em Lisboa, o mês mais quente é Agosto ($22,0^{\circ}\text{C}$) e o mês mais frio é Janeiro ($10,6^{\circ}\text{C}$). O valor médio da amplitude da variação anual da temperatura é, portanto, $11,4^{\circ}\text{C}$.

Convém ainda registar os valores extremos da temperatura do ar, no mês e no ano, com as respectivas datas e, no caso de Portugal, o número de dias do mês e do ano em que a temperatura mínima foi inferior a 0°C , em que a temperatura máxima foi superior a 25°C , e que a temperatura mínima foi superior a 20°C (noites tropicais).

A variação interdiurna da temperatura é a diferença das temperaturas médias do ar em dois dias consecutivos. Com os seus valores médios no mês e no ano constitui uma indicação valiosa da instabilidade da temperatura do ar no local considerado. É maior no interior dos continentes do que no mar e nas regiões costeiras. Como as grandes massas de água têm uma capacidade calorífica muito grande, apresentam uma variação anual da temperatura pequena exercendo, por isso, uma influência benigna na temperatura das terras adjacentes. Este efeito é ainda mais pronunciado, quando os ventos dominantes são marítimos, particularmente nas costas ocidentais das latitudes médias, sujeitas aos ventos da corrente geral de oeste. Estas regiões são invadidas por massas de ar marítimo, mais quentes no Inverno e frescas no Verão, donde resulta uma amenização do clima

do litoral. Por isso, a variação anual da temperatura, nas regiões próximas dos oceanos, não é tão pronunciada como nas regiões do interior, em que a influência dos oceanos é quase inexistente e, por isso, a variação anual é muito maior. Usa-se, portanto, o *índice de continentalidade* para caracterizar a influência dos continentes vizinhos, sobre o clima duma região, em comparação com a dos oceanos.

Nas latitudes médias, a amplitude anual da temperatura média, por exemplo, caracteriza, de forma evidente, a continentalidade.

Devemos, no entanto, insistir que as temperaturas são suficientes para servir de base à classificação dos climas. Devem incluir-se a precipitação e a sua variação, pelo menos, para distinguir entre os climas húmidos e áridos, por exemplo.

A época do ano com maior instabilidade da atmosfera é o começo da Primavera, quando a variação interdiurna média é cerca do dobro da que é no Verão e no começo do Outono. A instabilidade convectiva surge com a altitude, sendo portanto maior nas montanhas do que nas terras próximas.

2.2 — Precipitação

A quantidade de água proveniente de hidrometeoros é o elemento climático mais importante depois da temperatura do ar, porque a vida à superfície da Terra depende da existência de água.

Onde falta a água, não pode existir a vida em condições naturais.

O fluxo das nascentes e o escoamento e o nível das águas superficiais e subterrâneas estão relacionados com a quantidade de água recebida na bacia hidrológica sob a forma de precipitação (chuva, chuveiro, neve, granizo e saraiva). A quantidade de água proveniente dos outros hidrometeoros, tais como o orvalho, geada, sinelos e neve gelada, não se pode medir directamente e é, por isso, mais difícil de considerar.

A formação de hidrometeoros no solo e noutras superfícies em contacto com a atmosfera pode assumir grande importância. O orvalho, por exemplo, pode manter a vida das plantas en-

quanto há falta de chuva. Embora não dê, em média, mais de 0,1 mm de água por noite, chega a dar 3 mm por noite nas regiões tropicais; e a quantidade anual, que pode ser de 8 mm nas regiões temperadas, chega a 200 mm nas regiões tropicais.

Notaremos que a previsão das geadas tem grande importância em agricultura. Há regiões, designadamente as regiões polares, onde a quantidade de água depositada sob a forma de sincelos e neve gelada excede largamente a de água precipitada no estado líquido.

Para cada dia, registam-se a quantidade de precipitação medida na observação directa da manhã desse dia, correspondente às 24 horas que precederam a observação, assim como os hidrometeoros observados.

Convém, ainda, registar o valor máximo da precipitação em 24 horas, e a data em que se observou este valor.

Para estudos hidrológicos especiais, é necessário conhecer o regime de chuvas na região considerada, isto é, a sua distribuição pormenorizada no tempo, e a sua intensidade para se poder calcular (por exemplo) a secção dos canais colectores que hão-de dar vazão às águas precipitadas. Este conhecimento só é possível quando se dispõe de observações udográficas contínuas durante muitos anos, como sucede para Lisboa a partir de 1856.

Interessa particularmente conhecer as quantidades anormais de precipitação considerando-se *anormal* a intensidade superior a determinado valor e do seu tempo de duração. Assim, no estudo da precipitação em Lisboa, consideraram-se anormais as quantidades de precipitação R (em mm) relacionadas com o tempo de duração Δt (em min.) quando se verifica:

$$R > 4,2 + 0,08 \Delta t$$

Ao determinar os valores médios da quantidade de precipitação, num dado local, reconhece-se que a variabilidade dos valores anuais é muito grande, podendo variar entre 50 % e 150 % do valor médio. Em regiões áridas chegam a variar entre 30 % e 250 % do valor médio e até entre limites mais afastados. Em geral, os desvios negativos são mais frequentes que os positivos, o que quer dizer que a falta de precipitação nos anos secos é compensada por precipitação em excesso num número de anos que é

inferior ao dos anos secos. Por isso, é preferível utilizar o valor mais frequente do que a precipitação média anual.

A variabilidade é ainda maior no caso dos valores mensais e chega a atingir 400%, especialmente nos meses de pequena precipitação.

Os valores médios da precipitação apresentam em cada local uma variação intermensal bastante regular, mas as diferenças de região para região são muito grandes. Há locais em que a precipitação mensal máxima é cerca de 9 ou 10 vezes maior que a mínima, ao passo que noutros pontos os valores mensais são pouco diferentes. Há regiões onde a estação chuvosa coincide com a estação quente, outras onde coincide com a estação fria, e outras em que há duas estações chuvosas no ano.

A distribuição espacial da precipitação não é em geral uniforme dependendo das massas de ar, das condições fronteira (topografia, exposição, etc.), da estação do ano, etc.

2.3 — A humidade da atmosfera

A quantidade de vapor de água na atmosfera é muito variável. Como a quantidade máxima de vapor de água que pode existir na atmosfera aumenta com a temperatura, a quantidade de vapor de água à superfície, nas regiões polares e subpolares, é muito pequena; nas latitudes médias é da ordem de 1% em volume, variando entre 0,5% no Inverno e 1,5% no Verão; e nas regiões intertropicais atinge 3%.

Ao longo da vertical, a quantidade de vapor de água diminui rapidamente devido ao abaixamento da temperatura do ar.

Na estratosfera a quantidade de vapor de água é praticamente nula.

A distribuição do vapor de água à superfície do globo depende da temperatura, porque não pode exceder o valor correspondente à saturação do ar mas depende também da existência de água na superfície, e as disponibilidades são maiores nas regiões oceânicas. Nas regiões intertropicais, com temperaturas altas, a humidade específica do ar é grande, mas nas regiões desérticas, sobre os continentes no Inverno e nas regiões polares durante todo o ano, a humidade específica é pequena.

A distribuição da humidade relativa é complicada, porque depende da humidade específica, da temperatura do ar, e da natureza e revestimento da superfície. Sobre os oceanos é da ordem de 0,80; sobre as regiões continentais quentes diminui à medida que aumenta a distância do mar; mas sobre as regiões continentais frias das latitudes altas a diminuição é pouco sensível.

Como regra, pode admitir-se que a uma variação da temperatura do ar corresponde a variação da humidade específica no mesmo sentido e da humidade relativa em sentido contrário.

As variações diurna e anual da humidade do ar, condicionadas pelas variações da temperatura, seguem as regras referidas.

2.4 — A evaporação

A maior parte da humidade que existe na atmosfera resulta da evaporação da água do solo, dos lagos, dos cursos de água e sobretudo dos oceanos. A quantidade de vapor de água proveniente de actividades vulcânicas, das combustões da crosta e na atmosfera, é mínima.

A quantidade de evaporação que se mede nas estações meteorológicas depende do estado higrométrico e da agitação do ar; e os resultados devem interpretar-se tendo presente que o evaporímetro está constantemente abastecido de água, que é o caso do mar e dos lagos mas pode não ser o caso do solo.

A evaporação tem uma variação anual, com o máximo no Verão e o mínimo no Inverno, porque às temperaturas mais altas correspondem os maiores valores do *deficit* de saturação. Pela mesma razão a evaporação é maior nas regiões quentes e baixas do que nas regiões frias e altas. A variação da evaporação com a latitude está indicada na seguinte tábua de valores médios anuais:

Latitude N:	0°	20°	40°	60°	80°
Evaporação:	1100 mm	900 mm	700 mm	280 mm	80 mm

Avalia-se em 500 mm/ano a evaporação média da parte continental da crosta, à qual correspondem 75 000 km³ de água evaporada por ano; e em 840 mm/ano a evaporação média da

parte oceânica, à qual correspondem $304\ 000\text{ km}^3$ de água evaporada por ano, o que quer dizer que os oceanos contribuem com cerca de 4 vezes mais vapor de água para o ciclo hidrológico do que os continentes. Se se avaliar em 745 mm/ano a precipitação média à superfície da Terra, e como a área oceânica é cerca de 2,4 vezes maior que a área continental, o excesso de 245 mm/ano sobre os continentes e o déficit de 95 mm/ano sobre os oceanos são compensados pelo escoamento transportada pelos rios para o mar.

2.5 — Os ventos

A velocidade do vento, reduzida pelo atrito com a superfície, aumenta rapidamente com a altura acima do solo. Pode dizer-se que, em terreno descoberto, a velocidade do vento passa ao dobro nos primeiros 500 metros acima da altura a que estão instalados os anemómetros. O aumento da velocidade com a altura é mínimo na Primavera e máximo no Outono. Essencialmente intervém a troca de ar entre as camadas inferiores e superiores, pela convecção provocada pelo aquecimento das camadas de ar em contacto com a superfície. Intervém também, em parte, o atrito superficial.

2.6 — Nebulosidade

A distribuição da nebulosidade à superfície do globo depende da distribuição dos mares e dos continentes.

A maior quantidade de vapor de água na atmosfera sobre as regiões oceânicas e costeiras conduz a maior nebulosidade. Há três grandes zonas níticas de nuvens, uma sobre a região equatorial e as outras nas regiões de latitude menos elevadas. Os valores da nebulosidade no hemisfério sul são maiores que no hemisfério norte para a mesma latitude, por serem maiores as áreas oceânicas no sul.

A variação anual de nebulosidade, embora não seja muito uniforme, apresenta dois tipos mais nítidos. Nas latitudes médias, com excepção de certas regiões costeiras, a nebulosidade

tem o máximo no Inverno e o mínimo no Verão que por vezes se estende pelo Outono. Nas regiões montanhosas das latitudes médias e nas regiões tropicais e semitropicais, com uma estação de chuvas no Verão, dá-se o contrário.

A variação diurna da nebulosidade apresenta dois tipos mais nítidos com a característica comum de um mínimo durante a noite. Nas regiões polares e equatoriais, onde a variação anual é pequena, o máximo de nebulosidade observa-se ao meio-dia ou no começo da tarde. Nas latitudes médias isto só se dá no Verão porque no Inverno o máximo de nebulosidade observa-se perto do nascer do Sol.

2.7 — Nevoeiros

A frequência dos nevoeiros é, em regra, função da distância ao mar e da topografia, sendo maior nas regiões costeiras, montanhosas e industriais. A variação anual do número de nevoeiros pode apresentar três tipos. Nos locais onde predominam nevoeiros de radiação, sobretudo longe do mar, há dois máximos, um na Primavera e outro no Outono, este em regra mais acentuado. Nas regiões oceânicas, onde se formam nevoeiros de advecção devidos a massas de ar continental quente que se deslocam sobre o mar, há um máximo no Verão. Nas regiões continentais, não longe da costa, sobre as quais se deslocam massas de ar marítimo quente no Inverno, o máximo é no Inverno. O nevoeiro orográfico é, em geral, mais frequente no Verão, sobretudo nas regiões mais altas. Nas regiões montanhosas mais baixas a distribuição anual do nevoeiro orográfico é bastante uniforme, por vezes com um pequeno máximo no Inverno.

Os nevoeiros são mais frequentes durante a noite e nas primeiras horas da manhã, pela formação de nevoeiros de radiação que se dissipam com o aquecimento do ar durante a manhã.

2.8 — Trovoadas

A distribuição das trovoadas não é uniforme à superfície do globo. Há regiões em que as trovoadas são muitíssimo raras (norte da Gornelândia, região central do Chile), enquanto que

noutras são quase diárias (Buitenzorg, na Indonésia, tem 322 dias de trovoada por ano). Em regra, as trovoadas são mais frequentes nas latitudes baixas do que nas altas, e na mesma latitude são mais frequentes sobre os continentes do que sobre os oceanos. Sobre os continentes a frequência diminui com a distância ao mar e aumenta com a existência de cadeias montanhosas.

A variação anual da frequência das trovoadas apresenta dois tipos principais. Nas regiões tropicais e subtropicais a frequência máxima coincide com as estações chuvosas. Nas latitudes médias há um máximo nítido de frequência no Verão, com um máximo secundário eventual no Inverno em certos pontos costeiros (costa da Noruega).

Assim como há tendência para maior frequência de trovoadas na estação quente do ano, também há tendência para maior frequência na parte quente do dia, isto é no princípio da tarde.

Estes factos resultam de dois tipos diferentes de trovoadas. As trovoadas de *convecção* são devidas à instabilidade da atmosfera produzida pelo aquecimento do ar junto da superfície. As trovoadas de *advecção* são devidas ao deslocamento horizontal de massas de ar quente convectivamente instáveis, cuja instabilidade se liberta pelo efeito do relevo da superfície. As duas causas podem sobrepor-se, se uma massa de ar frio instável invadir uma região já aquecida. Daqui resulta que as trovoadas de tarde e de Verão são principalmente de convecção ou do tipo misto e as de manhã e de Inverno são principalmente de advecção.

As trovoadas de convecção têm em geral um carácter local, embora o arrefecimento possa criar uma pequena massa de ar frio que vá produzir uma trovoada de advecção num local próximo. As trovoadas de advecção estão muitas vezes associadas a superfícies fronteiras em deslocamento ou a uma linha de borrasca e não correspondem, por isso, a qualquer hora do dia, embora de manhã as massas de ar associadas a frentes possam não encontrar a superfície do globo suficientemente quente para libertar a instabilidade e produzir a trovoada, pois esta condição é mais fácil de realizar de tarde. Contudo, as grandes invasões de massas de ar frio associadas às superfícies frontais com alguns quilómetros de extensão produzem trovoadas que são das mais perigosas.

3 — ELEMENTOS CLIMÁTICOS COMPLEXOS

Um dos aspectos característicos da paisagem directamente relacionado com o clima é a aridez, que depende da quantidade de água disponível. A definição mais simples do índice de aridez é $i = R/E$, sendo R e E os valores da precipitação e da evaporação no local considerado, referidos ao mesmo intervalo de tempo e ao mesmo período.

Como sabemos, a medição da evaporação é bastante imperfeita. Atendendo ainda a que a evaporação E é função da temperatura T do ar, tem-se procurado substituir E por T na definição do índice de aridez.

Thornthwaite (Estados-Unidos) investigou a relação R/E e a temperatura T do ar, e chegou por via estatística à seguinte fórmula empírica:

$$\frac{R}{E} = 11,5 \left(\frac{R}{T-10} \right)^{1,11}$$

na qual R é a precipitação mensal e E a evaporação mensal (ambas em polegadas) e T é a temperatura média do mês (em graus F). Esta expressão só é válida para temperaturas entre 30°F e 90°F, e de preferência entre 40°F e 80°F.

Outro elemento climático complexo destinado a descrever a influência do clima no conforto humano é o poder de resfriamento do ar. A manutenção da temperatura própria do corpo humano, e o mesmo se dá com os outros animais de sangue quente, depende da possibilidade de perder calor para o exterior, até ao ponto em que a perda se torna excessiva. O homem defende-se do calor e do frio excessivos por meio de roupa, abrigo e condicionamento do ar nos locais habitados; mas há factores que ficam além das suas possibilidades de controle.

As trocas de calor entre o corpo humano e o ar são principalmente determinadas pela diferença de temperaturas, mas são também influenciadas pela radiação, pelo estado higrométrico e pela agitação do ar. Do ponto de vista exclusivamente físico, o poder de resfriamento do ar é a grandeza r definida pela equação: $dQ = r s \cdot dt$, na qual dQ é a q. d. c. perdida no intervalo de tempo dt por um corpo de área s situado no ar. Sabe-se que

o corpo humano suporta temperaturas baixas com ar calmo, e temperaturas relativamente altas com ar agitado.

Quando a temperatura do ar é elevada, o corpo dispõe de outro meio de resfriamento, que é a formação de suor, que se evapora para a atmosfera; mas a velocidade de evaporação depende, como se sabe, do estado higrométrico do ar.

O índice de continentalidade pretende descrever numericamente a influência continental sobre o clima. O índice de *continentalidade* que melhor se adapta aos conceitos actuais da meteorologia é o que traduz a frequência relativa das massas de ar de origem continental e marítimo que atingem o local considerado.

A variação interdiurna da temperatura do ar é influenciada, como vimos, pela continentalidade.

As massas de ar classificam-se, como sabemos, em ar *ártico* (A), *polar* (P), *tropical* (T) e *equatorial* (E), que podem ter origem *marítima* (m) ou *continental* (c). Registando dia a dia a natureza da massa ou das massas de ar sobre determinado local e calculando as frequências n_c e n_m das massas de ar de origem continental e marítimo, respectivamente, durante o ano, a razão $c = n_c/n_m$ é o *índice de continentalidade* que traduz a maior ou menor permanência das condições atmosféricas de origem continental no local considerado.

Na parte oriental dos Estados-Unidos o índice c tem valores da ordem de 1,2, o que quer dizer que a frequência das massas de ar de origem continental é superior em 20% à das massas de ar de origem marítima. Na Europa Ocidental o índice c tem valores da ordem de 0,30 o que quer dizer que as massas de ar de origem marítima são aproximadamente três vezes mais frequentes que as de origem continental. Em Portugal, o índice c é ainda mais elevado.

4 — CLASSIFICAÇÃO DOS CLIMAS DA TERRA

4.1 — Considerações preliminares

O clima é um dos componentes importantes do ambiente em que vivem os organismos vivos. Muitas espécies da flora, ou da fauna, adaptam-se a certos tipos de clima, mas não sobrevivem em climas muito diferentes. Daqui a importância que a climatologia reveste para a biologia, para a ecologia e para as actividades humanas (agricultura, pecuária, etc). Torna-se, por isso, necessário estabelecer uma classificação de climas que permita definir os factores meteorológicos do meio ambiente em termos dos dados climatológicos.

É evidente que uma classificação climática será tanto mais valiosa quanto melhor se adaptar à paisagem geográfica e à vida à superfície do globo. Uma classificação climática que assente no valor médio anual de um único elemento climático simples é certamente imperfeita; e o expediente de considerar sucessivamente vários elementos climáticos simples (como fizemos para a classificação dos climas de Portugal) tem a deficiência de não atender à correlação que forçosamente existe entre eles. Por outro lado, a existência simultânea de vários elementos climáticos complexos, com definições diferentes, é indicação de que não pode por enquanto tomar-se qualquer deles para caracterizar, só por si e com justeza, o clima de um local ou região.

A classificação dos climas assenta em critérios vários, convencionais.

Tomando como referência o valor médio anual T da temperatura do ar, o clima classifica-se em *glacial* (T inferior a 0°C), *frio* (T compreendido entre 0°C e 10°C), *temperado* (T compreendido entre 10°C e 20°C) e *quente* (T superior a 20°C).

Se tomarmos como base o valor médio ΔT da variação anual da temperatura do ar, o clima por ser *oceânico* (ΔT inferior a 10°C), *moderado* (ΔT compreendido entre 10°C e 20°C) e *continental* (ΔT superior a 20°C).

Em relação ao valor médio anual U da humidade relativa do ar, o clima classifica-se em *muito seco* (U inferior a 0,55), *se-*

co (U compreendido entre 0,55 e 0,75), *húmido* (U compreendido entre 0,75 e 0,90) e *muito húmido* (U superior a 0,90).

Se tomarmos por base o valor médio anual R da quantidade de precipitação, o clima classifica-se em *desértico* (R inferior a 125 mm), *árido* (R compreendido entre 125 mm e 250 mm), *semi-árido* (R compreendido entre 250 mm e 500 mm), *moderadamente chuvoso* (R compreendido entre 500 mm e 1000 mm), *chuvoso* (R compreendido entre 1000 mm e 2000 mm) e *excessivamente chuvoso* (R superior a 2000 mm).

Neste sistema de classificação o clima do continente português é temperado, ou frio nas terras altas, moderado oceânico no litoral do centro, seco (húmido no litoral do norte), e variando de semi-árido no litoral do Algarve até excessivamente chuvoso no Alto-Minho.

O clima dos Açores e do Funchal é temperado, oceânico, húmido nos Açores e seco no Funchal, moderadamente chuvoso nas ilhas de leste dos Açores e no Funchal, chuvoso nas ilhas de oeste dos Açores.

A partir dos doze valores mensais do índice de aridez definido pela razão E/R sendo R e E os valores da precipitação e de evaporação no local considerado referidos ao mesmo intervalo de tempo, Thornthwaite calcula o *índice de precipitação efectiva* pela expressão:

$$I = \sum_{n=1}^{n=12} 115 \left(\frac{R}{T-10_m} \right)^{1,11}$$

É neste índice que baseia uma classificação climática em que a cada tipo de clima corresponde determinado tipo de vegetação. Assim, o clima qualifica-se de *árido* com vegetação de deserto (I inferior a 16), *semiárido* com vegetação de estepe ($I = 16$ a 31), *sub-húmido* com vegetação de prado ($I = 32$ a 63), *húmido* com vegetação de floresta ($I = 64$ a 127), e *muito húmido* com vegetação de floresta com chuva (I igual ou superior a 128).

4.2 — Classificação climática de Köppen

A classificação climática mais perfeita de que se dispõe atualmente para a classificação dos climas em escala planetária é a de Köppen. É uma classificação quantitativa que se adapta bastante bem à paisagem geográfica e aos aspectos do revestimento vegetal da superfície do globo; e dispõe de uma nomenclatura simbólica que permite descrever a maior parte das formas climáticas por um grupo de três ou quatro letras (ver *Das Geographische System der Klimate* de W. Köppen, Berlim, 1936, 44 pp.).

A classificação de Köppen baseia-se nos valores médios da temperatura do ar e da quantidade de precipitação, e na distribuição correlacionada destes dois elementos pelos meses do ano. Como vimos, a temperatura do ar e a precipitação são os elementos climáticos simples mais importantes, porque são os que têm efeitos mais imediatos na vida animal e vegetal à superfície do globo. Além disso, são elementos bem definidos, relativamente fáceis de observar e para os quais existem as séries mais extensas e completas de valores de confiança. Por outro lado, interessa considerar em conjunto a distribuição anual dos dois elementos, pela importância que tem, por exemplo, a existência de uma estação chuvosa do ano que coincida ou não com a estação quente e com a época do crescimento das plantas.

Na classificação de Köppen há cinco *tipos climáticos*, que correspondem aos grandes tipos de clima planetários descritos como segue:

- A — clima tropical chuvoso
- B — clima seco
- C — clima mesotérmico (temperado) húmido
- D — clima microtérmico (frio) húmido
- E — clima polar

- a) Atendendo à distribuição anual da precipitação, cada um dos tipos A, C e D subdivide-se em três que se designam pelas letras *f* (não há estação seca), *w* (a estação seca é no Inverno) e *s* (a estação seca é no Verão); mas não interessa considerar os subtipos A_s e D_s, porque não aparecem na terra.

- b) Cada um dos tipos B e E subdivide-se em dois: BS (clima de estepe), BW (clima de deserto), ET (clima de tundra) e EF (clima de gelo permanente).
- c) Ficam assim 11 *subtipos climáticos* designados e descritos como segue:

Af — clima tropical chuvoso de floresta
 Aw — clima tropical chuvoso de savana
 BS — clima seco de estepe
 BW — clima seco de deserto
 Cw — clima temperado com Inverno seco
 Cs — clima temperado com Verão seco
 Cf — clima temperado húmido
 Df — clima frio com Inverno húmido
 Dw — clima frio com Inverno seco
 ET — clima polar de tundra
 EF — clima polar de gelo permanente

- d) A distinção entre os tipos climáticos A, C, D e E faz-se atendendo à temperatura média do ar. No tipo A a temperatura média do mês mais frio é superior a 18°C, no tipo C está compreendida entre 0°C e 18°C, no tipo D é inferior a 0°C e a temperatura média do mês mais quente é superior a 10°C, no tipo E a temperatura média do mês mais quente é inferior a 10°C. No subtipo ET a temperatura média do mês mais quente é superior a 0°C, e no subtipo EF é inferior a 0°C.
- e) Cada um dos subtipos BS e BW subdivide-se ainda em dois, como segue:

BSs — chuva no Inverno: $T < R < 2T$
 BS_w — chuva no Verão : $T + 14 < R < 2(T + 14)$
 BWs — chuva no Inverno: $R < T$
 BW_w — chuva no Verão : $R < T + 14$

sendo T a temperatura média anual (em graus C.) e R a quantidade anual de precipitação (em cm).

- f) No tipo A a quantidade anual de precipitação é suficiente para as necessidades da vegetação; e interessa pouco a época do ano em que ela cai, porque a temperatura do ar é favorável ao crescimento das plantas durante todo o ano.

A letra *s* (estação seca no Verão) aplica-se quando a quantidade de precipitação do mês mais seco do semestre quente é inferior a 1/3 da do mês mais chuvoso do semestre frio e inferior a 40mm. A letra *w* (estação seca no Inverno) aplica-se quando a quantidade de precipitação no mês mais seco do semestre frio é inferior a 1/10 da do mês mais chuvoso do semestre quente. Quando estes valores são excedidos não há estação seca, o clima considera-se húmido e aplica-se a letra *f*.

- g) Para caracterizar com mais pormenor as *formas climáticas*, empregam-se as seguintes letras:

a — (Verão quente) — a temperatura média do ar no mês mais quente do ano é superior a 22°C;

b — (Verão pouco quente mas extenso) — a temperatura média do ar no mês mais quente do ano é inferior a 22°C, havendo mais de 4 meses cuja temperatura média é superior a 10°C;

c — (Verão curto e pouco quente) — há menos de 4 meses do ano cuja temperatura média é superior a 10°C, mas a do mês mais frio é superior a -36°C;

d — a temperatura média do mês mais frio do ano é inferior a -36°C;

g — o mês mais quente do ano é anterior ao solstício e à estação chuvosa de Verão;

h — a temperatura média anual do ar é superior a 18°C;

k — a temperatura média anual do ar é inferior a 18°C;

i — a amplitude da variação anual da temperatura do ar é inferior a 5°C;

m — a precipitação na estação chuvosa é suficiente para compensar a que falta na estação seca, que é curta;

n — nevoeiros frequentes;

x — chuvas no princípio do Verão que depois fica mais quente e mais seco.

Os símbolos *h* e *k* só se aplicam ao tipo climático B, e o símbolo *i* só se aplica ao tipo climático A. Há ainda variantes designadas por plicas (*s'*, *s''*, *w'*, ...).

Os climas do tipo E designam-se por EB se a quantidade de precipitação for inferior ao limite do tipo B, por ETC se a temperatura média do ar no mês frio do ano for inferior a 0°C, e por ETH se a altitude for superior a 1500 m.

A fim de facilitar a classificação dos climas, existem diagramas referentes aos vários tipos de clima, que facilitam muito a classificação em função dos valores médios mensais da precipitação e da temperatura.

4.3 — As zonas climáticas de Portugal

O clima do continente português é das formas climáticas *Csa* e *Csb*, com pequenas manchas nas terras muito altas, cujo clima é da forma ETH. A linha isotérmica de 22°C no mês mais quente do ano, que separa as duas formas climáticas, começa no Alto Trás-os-Montes, entre Bragança e Miranda do Douro, atravessa o rio Douro perto de Mesão Frio e o rio Mondego perto da Abrunhosa, contorna a serra da Estrela pelo norte, leste e sul, acompanha a linha de alturas Gardunha-Alvelos-Candieiros-Montejunto e segue por Lisboa até à foz do Tejo. A noroeste desta linha o clima é da forma *Csb*, e a sueste é da forma *Csa* que é do clima mediterrânico. A forma climática *Csb* só torna a encontrar-se no grupo oriental dos Açores, no litoral da Califórnia, em Valparaíso (Chile), na cidade do Cabo e na ponta sudoeste da Austrália.

O clima nos grupos central e ocidental dos Açores é da forma *Cfb*, na Madeira é da forma *Csa*.

**V — CLIMATOLOGIA
PLANETÁRIA**

1 — EVOLUÇÃO DO CONCEITO DE CLIMATOLOGIA

A Climatologia Clássica, que se estendeu até à década dos setenta, assentava na preponderância do estudo das características e na distribuição dos elementos climáticos (temperatura, insolação, precipitação, nebulosidade, humidade, ventos, etc.) no tempo e no espaço. Ainda que estes elementos sejam fundamentais para a definição do estado do sistema climático, num dado local, ou numa dada região, não permitem obter uma interpretação adequada dos mecanismos e dos processos que levam ao seu estabelecimento e, menos ainda, às causas que os originam.

É certo que, depois da década dos cinquenta, começou a acentuar-se a preocupação de dar maior relevância aos factores do clima, tomados como «causas» do clima. Como referimos, estes compreendem: *a*) os factores cósmicos exteriores (radiação solar, movimentos planetários da Terra, etc.); *b*) os factores gerais (circulação geral da atmosfera, geometria do planeta, existência de continentes e oceanos, etc.); *c*) os factores regionais e locais (relevo, exposição ao Sol, cobertura vegetal, natureza dos solos, etc.); e *d*) factores eventuais que são os factores meteorológicos (massas de ar, depressões, anticiclones, superfícies frontais, etc.) A esta nova atitude correspondeu uma fase de acentuado progresso, ultrapassando uma fase descritiva e de sistematização, que perdurou mais de um século, e levou à Climatologia Sinóptica. A interpretação do clima, tal como se apresentava, era ainda feita dentro duma concepção estática. O clima correspondia, nesta versão, a um estado físico médio, de regime permanente, governado pelos grandes centros de acção da atmosfera. Numa atitude, ainda pouco aclarada, os processos e mecanismos, que contribuíam para o estabelecimento do clima, eram, muitas vezes, considerados como as verdadeiras causas do clima e conjecturas ou hipóteses plausíveis eram, por vezes, tomados como se fossem factos reais.

Os elementos climáticos referidos não são independentes entre si. Alguns deles constituem mesmo factores (secundários) dos outros. É o que acontece com a temperatura do ar, que condiciona o grau de humidade do ar. É o caso dos ventos que condicionam a evaporação, o movimento das nuvens e, em certa medida, a precipitação, etc.

Esta interdependência dos elementos climáticos, que levou aos conceitos de factores secundários do clima, explica a dificuldade que se sentiu na Climatologia Clássica em fazer uma separação adequada de causa e efeito no estudo do clima. É que mesmo a distinção entre elemento climático (grandeza que se «avalia por um número») e factor de clima («causa» do clima) nem sempre é muito nítida. A própria radiação solar, que é um factor fundamental do clima, pode ser considerada como um elemento climático, quando se diz que a quantidade média de radiação solar é tantos watts por metro quadrado. Não admira, pois, que surgissem dificuldades em conciliar os conceitos de elemento climático e de factor do clima e que levantaram, até, alguma polémica. No entanto, a preocupação desta sistematização representou um passo importante para o avanço da Climatologia.

A temperatura, a insolação, a precipitação, a humidade do ar, as nuvens e o vento, que constituem os elementos climáticos principais, são apenas medidas indirectas de grandezas físicas, muito mais fundamentais. Os elementos climáticos são as respostas dos vários subsistemas do sistema climático a excitações externas, condicionadas pela natureza das paredes e pela estrutura interna dos vários subsistemas. Fundamentalmente, são manifestações do ciclo da energia nas suas várias formas, e do ciclo da substância água nas suas três fases, no sistema climático.

Estes ciclos são a consequência da conservação da energia e da substância água no sistema climático. A energia assume diferentes formas no sistema climático (radiante, térmica, potencial, cinética) e está continuamente a transformar-se dumas formas noutras. A uma excitação do sistema climático por uma forma de energia (v.g. radiante) pode corresponder uma saída constituída pela mistura das quatro formas de energia. Analogamente, para cada subsistema do sistema climático, os modos de entrada

e de saída de energia podem ser de formas diferentes. As transferências de energia no sistema climático podem fazer-se pelos três modos conhecidos da Física: condução, convecção e radiação.

A quantidade da substância água no universo é constante. Pode aparecer nas fases sólida (constituindo a criosfera), líquida formando a hidrosfera (oceanos, rios, lagos) e sob a fase vapor na atmosfera. O excesso, numa das fases, tem que ser compensado pelos défices nas outras duas. Às transições de fase estão associadas as transformações de energia, importantes (calores latentes), o que faz da substância água, simultaneamente, um combustível (condensação) e um refrigerante do sistema climático, através da evaporação e da emissão de radiação infravermelha pela fase vapor.

Ora, é o estudo dos ciclos da energia e da água, envolvendo os processos de transferência de massa e de energia, as suas transformações e o seu armazenamento, que constitui o objecto da Climatologia Física Moderna. O clima deixa de ser um conceito estático e permanente, para ser um conceito dinâmico e em evolução. A temperatura é a resposta do sistema climático à excitação provocada pelo fluxo de energia termodinâmica, ou pela degradação das outras formas de energia. A insolação mede o número de horas de Sol descoberto e resulta da transparência da atmosfera limpa para a radiação solar, na banda do visível.

A precipitação é a resposta do sistema ao fluxo da substância água, condicionado pela dinâmica da circulação geral da atmosfera, associada ao movimento vertical. A humidade do ar é a manifestação da capacidade de retenção da água, na fase vapor, pela atmosfera. Por sua vez, a capacidade de retenção depende e aumenta com a temperatura do ar. As nuvens são formas visíveis de retenção de água, nas suas três fases, pela atmosfera. São verdadeiras soluções coloidais em que a fase dispersa é constituída por gotículas de água e cristais de gelo, e a fase dispersante pela atmosfera húmida (ar seco e vapor de água).

Os ventos constituem a circulação geral da atmosfera. Esta é a resposta do fluido, que é o ar, ao aquecimento diferenciado sobre o globo, devido à absorção da energia radiante recebida do Sol, condicionada pela geometria do globo, pelo seu movimento planetário e pelas suas transformações noutras formas de energia. A energia radiante é transformada em calor depois de

absorvida e depois em energia térmica e potencial da atmosfera, que, por sua vez, se transformam em energia cinética. É esta que forma e mantém as circulações planetárias contra a dissipação por atrito.

Parte da energia cinética da atmosfera é transferida, por atrito, para os oceanos, onde vai gerar o movimento, as ondas e o sistema das grandes correntes marítimas.

2 — CLIMATOLOGIA GLOBAL

2.1 — Posição do problema

A descrição global do clima pode considerar-se de forma simples através de uma representação gráfica dos vários campos que o caracterizam. Surge assim, com esta forma de representação, uma climatografia que permite obter facilmente uma sinopse do clima, à escala planetária. Para isso utilizaremos os métodos tradicionais da meteorologia sinóptica, recorrendo a cartas planisféricas e à análise equiescalar, com o traçado das isopletas dos vários campos.

Escolhemos, apenas, aqueles campos que são mais significativos e representativos das condições climatológicas, tendo em vista, sempre que possível, uma perspectiva dinâmica.

Pela sua importância fundamental, em todo o processo climatológico, começaremos pela climatologia da radiação. Combinaremos a radiação solar incidente com a radiação infravermelha terrestre emitida, e faremos a representação do campo resultante da radiação de polo-a-polo.

Passaremos depois à análise atmosférica. Esta não é, como vimos na descrição que fizemos, um elemento climático relevante. Logo, o campo da pressão não assume em climatologia a importância que tem em meteorologia sinóptica. No entanto, constitui uma boa representação da distribuição do campo de massa da atmosfera e, além disso, é um factor determinante dos movimentos que se observam na atmosfera. É por causa de constituir

uma representação das condições cinemáticas médias da atmosfera que representamos a climatografia média do campo da pressão ao nível médio do mar.

Talvez, contra o que é tradicional, mas dada a sua relevância na climatologia, parece-nos indispensável que apresentemos uma climatografia da água, suficientemente pormenorizada, para nos permitir penetrar na dinâmica do ciclo hidrológico e na influência que o vapor de água tem na disposição da região solar e terrestre. O ciclo hidrológico é um componente essencial do clima, que não pode ser encarado de forma desgarrada, desengastado da dinâmica geral dos processos que ocorrem no sistema climático. E muito menos, ainda, se deve tomar o ciclo hidrológico, como é hábito, de forma parcelar, desligado da circulação geral da atmosfera, através da consideração exclusiva do ramo terrestre. Relega-se, assim, o ciclo hidrológico para uma situação subsidiária de técnicas, reduzindo-o a uma operação de contabilidade primária.

É dentro desta concepção integrada, que apresentaremos as cartas com os campos da evaporação e da precipitação, procurando analisar o balanço hídrico planetário, em escala global.

Analisaremos, em seguida, alguns campos da energia na atmosfera, através do campo da temperatura, integrada ao longo da vertical. A temperatura média ao longo da vertical permite a distribuição dos campos de várias formas de energia na atmosfera. Assim, o campo da energia interna pode deduzir-se, utilizando um factor de multiplicação que é o calor específico da atmosfera, c_v , a volume constante. A distribuição da energia potencial obtém-se aplicando o factor R/c_v , em que R é a constante dos gases, e a da entalpia multiplicando os valores do campo da temperatura por c_p , em que c_p é o calor específico do ar a pressão constante.

Além disso, o campo da temperatura média ao longo da vertical continua a dar a representação das características termodinâmicas essenciais da atmosfera, filtrando os efeitos dos factores locais.

2.2 — O balanço da radiação

A radiação solar é, como dissemos, o factor externo do clima mais importante. A radiação solar é condicionada pela subida constante solar, $s = 1360 \text{ Wm}^{-2}$ (watts por metro quadrado), pela excentricidade da órbita da Terra, e , pela obliquidade da eclíptica, ϵ , e pela longitude do periélio, π .

As variações destes factores astronómicos (parâmetros de Milankovitch) estão, possivelmente, relacionadas com alguns tipos de variações do clima da Terra no decurso da sua história, à escala de milhares de anos, ou mais. No entanto, não parecem influenciar as variações do clima na escala da ordem de séculos, ou de décadas.

O balanço anual da radiação líquida (radiação solar menos radiação terrestre) média, no topo da atmosfera, está representado na figura 6. Esta carta foi preparada com dados obtidos por satélite.

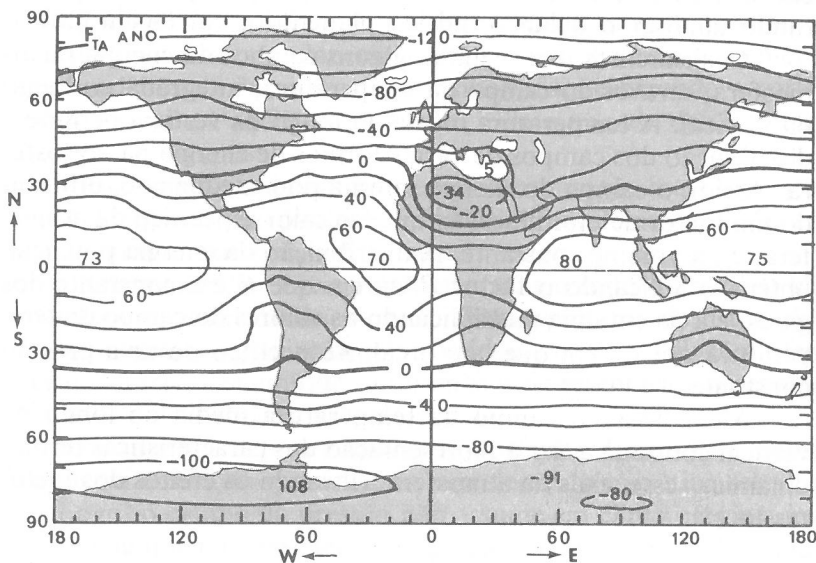


Fig. 6 — Distribuição global da radiação líquida resultante no topo da atmosfera, segundo Campbell e Vondes Haar (1980) para as condições médias anuais. As unidades são W/m^2

A inspecção mostra que há um excesso da energia solar recebida, sobre a radiação terrestre emitida, da ordem de 60-70 W/m², junto aos polos. Este gradiente de radiação na direcção equador-polo constitui o factor fundamental que põe em movimento a atmosfera e, portanto, indirectamente os oceanos. Ainda que a distribuição da radiação seja quase uniforme ao longo dos paralelos, verifica-se que nas regiões tropicais há uma tendência para a existência de anomalias positivas, sobre os oceanos, e negativas sobre os continentes. Estas anomalias estão associadas às temperaturas dos oceanos e dos continentes. Esta distorção resulta das diferenças das capacidades caloríficas dos continentes e dos oceanos e da possível redistribuição de calor pelas correntes marítimas. As anomalias zonais implicam a necessidade de um fluxo de energia na atmosfera dos oceanos tropicais para os continentes. É especialmente digna de menção a anomalia negativa sobre o deserto do Sara. Esta requer um forte aquecimento adiabático, através da subsidência da atmosfera, sobre aquela região.

Como referimos, a radiação efectiva é constituída pela diferença entre a radiação solar incidente, em parte reflectida e em parte absorvida, e a radiação infravermelha terrestre emitida pelo globo e pela atmosfera. Na figura 7 dão-se os perfis meridionais das condições médias para as várias latitudes do Globo. Além das curvas médias anuais, que são, em geral, simétricas em relação ao equador, juntam-se ainda as curvas médias referentes ao Verão (J.J.A.) e ao Inverno (D.J.F.).

Vejamos o que mostra a inspecção destes perfis. Em primeiro lugar, encontramos uma variação anual muito acentuada na função forçadora, como mostram as curvas do Verão e do Inverno (fig. 7 A; B; C; D e F). Apesar de alguma redução, causada pelo fluxo da radiação infravermelha terrestre emitida para o espaço exterior (fig. 7 A; B; C; D; E), a variação da radiação líquida efectiva (fig. 7 F) é ainda considerável. Os valores diferentes do albedo, para as várias latitudes, na figura 7 C, são, fundamentalmente, devidos às diferenças do ângulo de incidência da radiação solar e às diferenças da nebulosidade e das condições da superfície do globo, tais como a cobertura de neves e de gelos, e de vegetação.

A curva média anual da radiação líquida resultante,

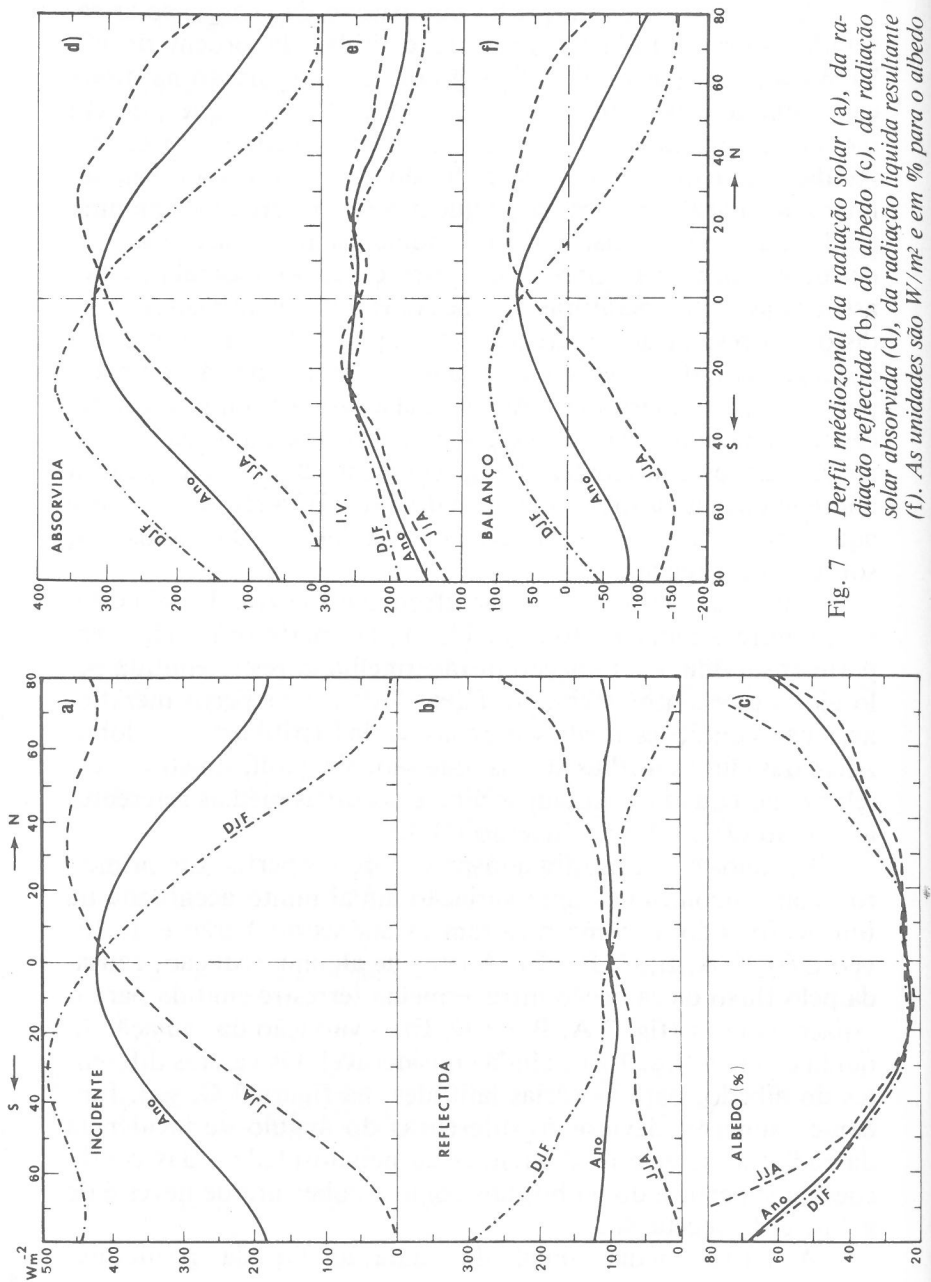


Fig. 7 — Perfil méiozonal da radiação solar (a), da radiação refletida (b), do albedo (c), da radiação solar absorvida (d), da radiação líquida resultante (e). As unidades são W/m^2 e em % para o albedo (f).

(fig. 7 A), corresponde aos valores médios zonais da carta da figura 6. Integrada para todo o globo, o seu valor é zero o que assegura o equilíbrio radiativo global. Portanto, em cada latitude, tem que se observar um fluxo meridional de calor na atmosfera e nos oceanos das regiões tropicais, em que há excesso, para as regiões (polares) em que há déficit, a fim de garantir o regime estacionário e o equilíbrio termodinâmico. O fluxo através do equador, para as condições anuais, é desprezável. Mas apresenta um máximo, da ordem de $5 \text{ a } 6 \times 10^{15} \text{ W}$, nas latitudes médias entre 30° e 40° de latitude.

2.3 — Os campos de massa e de movimento na atmosfera

A distribuição planetária da massa da atmosfera pode obter-se facilmente através da representação do campo da pressão atmosférica, recorrendo à condição de equilíbrio hidrostático. De facto, nestas condições, a pressão atmosférica dá uma

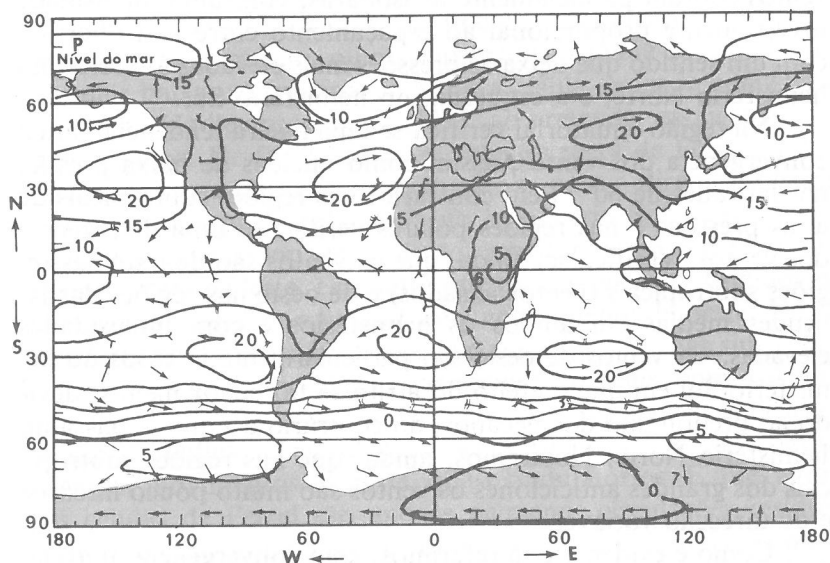


Fig. 8 — Distribuição global da pressão atmosférica à superfície (em mb) reduzida ao nível médio do mar. Indicam-se também os ventos médios à superfície. Cada barbela representa uma velocidade de 5 m/s

boa medida da massa da atmosfera contida numa coluna vertical, de área unitária, que se estende até ao topo da atmosfera. Na figura 8 damos a distribuição do campo médio anual da pressão ao nível médio do mar. Se tomarmos em consideração o efeito da altitude sobre a pressão, não é difícil verificar que o valor médio da pressão atmosférica sobre a superfície real do globo é cerca de 985 mb, a que corresponde uma massa global de 514×10^{16} kg. Este valor inclui $1,3 \times 10^{16}$ kg de vapor de água contido na atmosfera, que corresponde a um valor de 2,5 cm de água precipitável (a altura que atingiria a água líquida se todo o vapor de água se condensasse e depositasse, na fase líquida). Devido principalmente ao valor, relativamente elevado da evaporação sobre os continentes, no Verão, no hemisfério Norte, a massa total da atmosfera varia durante o ano com uma amplitude de cerca de $0,1 \times 10^{16}$ kg.

Na figura 8 estão também representados os ventos médios à superfície do globo. Estes estão relacionados com o campo da pressão, visto que, de acordo com a regra de Buys-Ballot, os ventos sopram paralelamente às isóbaras, com uma intensidade inversamente proporcional ao espaçamento entre as isóbaras e com um sentido que deixa as pressões mais elevadas à direita, no hemisfério Norte, e à esquerda, no hemisfério Sul.

Na região equatorial verifica-se uma ligeira tendência para a convergência dos ventos, assim como núcleos de baixa pressão nas latitudes de 60° . Pelo contrário, nas regiões subtropicais de altas pressões e nas regiões polares verifica-se uma divergência dos ventos. Verifica-se, ainda, que os ventos são de leste nas regiões subtropicais (ventos alisados) e de oeste nas regiões das latitudes médias em ambos os hemisférios e com intensidades elevadas. Os ventos de oeste são particularmente intensos no hemisfério Sul em que o efeito do atrito se faz sentir menos, devido ao predomínio dos oceanos, ao contrário do que se passa no hemisfério Norte. Notaremos, ainda, que nas regiões subtropicais dos grandes anticiclones os ventos são muito pouco intensos e de direcção variável.

Como é evidente e já referimos, com convergência junto ao solo tem de haver subida de ar ao longo da vertical, enquanto que com divergência tem que verificar-se uma descida de ar.

Em resultado da distribuição alternada da convergência e

da divergência dos ventos, tem que se admitir, em cada um dos hemisférios, a existência de três células meridionais, uma nas regiões tropicais (Célula de Hadley), outra nas latitudes médias (Célula de Ferrel) e, finalmente, uma terceira nas latitudes polares (Células polares). Nas células de Hadley há movimento ascendente de ar quente (mais leve) e húmido nas regiões equatoriais, reforçado pela convergência dos ventos alisados, em cada hemisfério e movimento descendente (subsistência) de ar mais frio (mais denso) nos trópicos, conduzindo a uma circulação termodinamicamente directa. Na célula de Ferrel há a subida de ar, relativamente frio, nas latitudes elevadas e a descida de ar, relativamente quente, nas latitudes médias, originando, assim, uma circulação térmica indirecta, em que o ar frio é forçado a subir. Notaremos que numa circulação directa, devido ao abaixamento do centro da massa, há conversão de energia potencial em energia cinética, enquanto que numa circulação indirecta, com a subida do centro de massa, há transformação de energia cinética em energia potencial. O regime tricelular, que as observações revelam, resulta do gradiente de temperatura na direcção equador-pólos, combinando com o movimento de rotação da Terra. Se não houvesse rotação, ou mesmo se a velocidade de rotação fosse mais baixa, só existiria uma única célula em cada hemisfério, tal como Hadley propôs, em 1735, ao pretender explicar os ventos alisados. De facto, como se sabe da regra de Ferrel, todo o movimento na Terra tende a desviar-se para a direita no hemisfério Norte e para a esquerda no hemisfério Sul. Assim, qualquer movimento em direcção ao equador tende a ganhar uma componente de leste, enquanto que os movimentos dirigidos para os pólos tendem a ganhar uma componente de oeste. No hemisfério Sul os mecanismos seriam semelhantes, mas simétricos.

Ainda que a circulação nas regiões tropicais, com os ventos alisados de leste, possa, em larga medida, ser explicada pelas células de Hadley, as circulações nas latitudes médias são dominadas por movimentos de oeste, quase ondulatórios. É que, agora, as células de Ferrel são apenas pequenas circulações residuais que resultam da média das componentes meridionais do movimento, para norte e para sul, da corrente ondulatória geral, que predomina nas latitudes médias e elevadas. Estas perturbações de carácter ondulatório são fundamentais para o transporte de

calor, de vapor de água e de momento angular das latitudes tropicais para as latitudes médias e elevadas. São fundamentais para o estabelecimento do regime estacionário, que em média para um ano caracteriza as circulações gerais da atmosfera e dos oceanos. Notaremos que o regime ondulatório é transiente, isto é, que os vales e as cristas se movem, em geral, de oeste para leste.

3 — O BALANÇO DA ÁGUA NA ATMOSFERA

3.1 — O vapor de água na atmosfera

Como já referimos, se o vapor de água existente na atmosfera se condensasse, formaria sobre a superfície do globo uma camada de água líquida com 2,5 cm de altura. Do ponto de vista quantitativo esta quantidade de água é desprezível, quando comparada com a quantidade de água dos oceanos, cuja profundidade média é da ordem de 4000 m. No entanto, o vapor de água da atmosfera desempenha um papel essencial no clima da Terra, muito mais do que a correspondente à quantidade de água precipitável. Basta notar, como mencionámos, o seu papel no aquecimento da atmosfera devido à absorção da radiação solar, e a sua contribuição para a energética da atmosfera, devido à libertação do calor latente, associado com as transições de fase do vapor de água. Além disso, devemos ter em conta que uma fracção substancial do fluxo meridional total de energia das regiões tropicais para os pólos é sob a forma de calor latente.

A distribuição do vapor de água na atmosfera está representada na figura 9, sob a forma de água precipitável. Como era de esperar, a quantidade de vapor de água é maior nos trópicos e nos oceanos do que nas latitudes médias e elevadas e nos continentes, visto que o ar mais quente tem uma maior capacidade de retenção para o vapor de água. As regiões de mínimo estão localizadas nos desertos e nas regiões montanhosas.

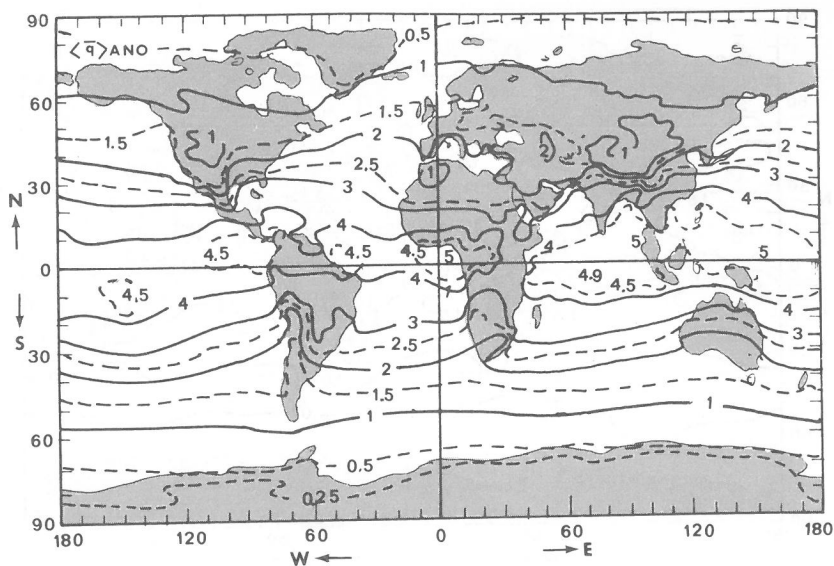


Fig. 9 — Distribuição global da água precipitável na atmosfera para condições médias anuais. O valor médio global é cerca de 25 kg/m^2 . Quando multiplicados pelo calor latente L , as isopletas representam energia latente.

3.2 — A evaporação e a precipitação

Numa sequência contínua, a evaporação alimenta o ramo aéreo do ciclo hidrológico com o vapor de água necessário, enquanto que a precipitação o volta a remover novamente da atmosfera, fazendo-o retornar ao globo sob a forma líquida ou sólida (chuva ou neve) para constituir o ramo terrestre do ciclo. A evaporação e a precipitação são grandezas muito difíceis de medir directamente. Sobre os oceanos a evaporação pode calcular-se, indirectamente, a partir de fórmulas semiempíricas baseadas no poder evaporante de ar e na velocidade dos ventos. Sobre os continentes, e com cobertura vegetal, o problema da evaporação é mais difícil de tratar.

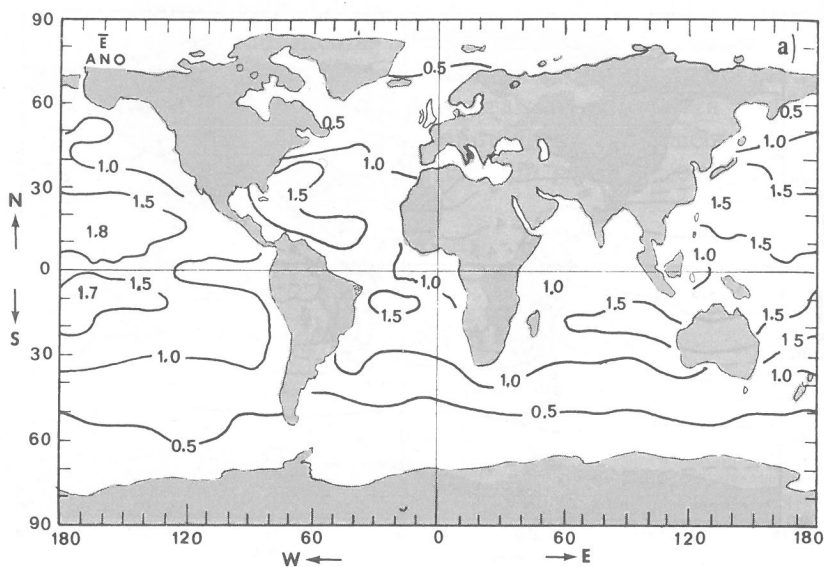


Fig. 10 — *Distribuição da taxa de evaporação sobre os oceanos em m por ano*

Na figura 10 mostra-se a distribuição média anual da evaporação, calculada para os oceanos, nas condições médias anuais. Os valores mais elevados da evaporação ocorrem nos oceanos subtropicais. Os efeitos das correntes marítimas quentes e o contraste continente-oceanos são muito importantes, como mostram os máximos, que se observam a leste dos grandes continentes e que podem atingir valores da ordem de 2m por ano. Nas regiões equatoriais, em que a precipitação é abundante, a evaporação é um pouco menos intensa devido às temperaturas um pouco mais baixas e aos ventos fracos e variáveis, que ali predominam.

A distribuição da precipitação média anual está representada na figura 11. A distribuição espacial da precipitação nem sempre é fácil de representar, dado o carácter aleatório, que, muitas vezes, caracteriza o fenómeno da precipitação. É necessário recorrer a uma rede muito densa de udógrafos (ou de pluviómetros) para capturar as anomalias associadas com os factores locais, designadamente, com o efeito do relevo. Por mais estra-

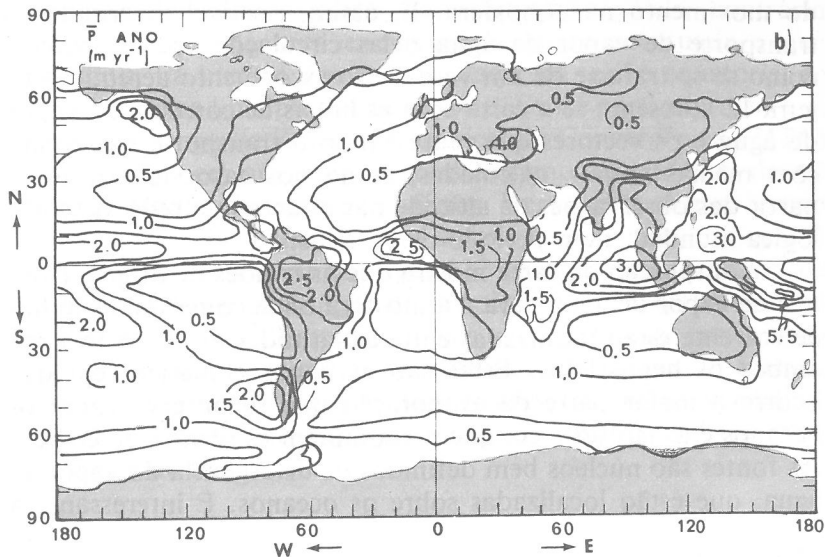


Fig. 11 — Distribuição global da taxa de precipitação em m por ano. A precipitação de 1 m/ano corresponde à libertação de calor latente da ordem de 79 W/m^2

nho que pareça, dois dos elementos fundamentais do clima, a evaporação e a precipitação, são difíceis de avaliar directamente, com precisão, em extensas áreas do globo.

Os valores médios globais da precipitação e da evaporação são da ordem de 100cm/ano. Se notarmos que a quantidade de água precipitável é da ordem de 2,5 cm, concluímos que a reciclagem da água, ou seja, o seu tempo de residência na atmosfera é da ordem de 10 dias.

3.3 — O ciclo hidrológico

3.3.1 — O ramo aéreo do ciclo

A partir dos valores das observações em altitude, feitas por radiossondagem podem determinar-se, aos vários níveis de altitude, a temperatura, a humidade relativa, a pressão e os campos

do movimento na atmosfera. É, assim, possível determinar o transporte de vapor de água pelas circulações da atmosfera, como se se tratasse de um verdadeiro escoamento aéreo. Na figura 12 apresenta-se a carta com as linhas de corrente do vapor de água e os vectores que representam o transporte nas condições médias anuais, calculadas, como nos casos anteriores, a partir das observações de altitude nas estações da rede meteorológica mundial, num período de 15 anos.

A inspecção da carta mostra que as regiões de origem (fontes) de vapor de água para a atmosfera onde começam as linhas de corrente estão localizadas entre as latitudes de 10° e 35° , em ambos os hemisférios. Estas são as zonas climáticas em que ocorre a maior parte da evaporação que se observa sobre os oceanos e as latitudes em que predominam as regiões desérticas. As fontes são núcleos bem definidos de divergência do vapor de água, que estão localizadas sobre os oceanos. É interessante a

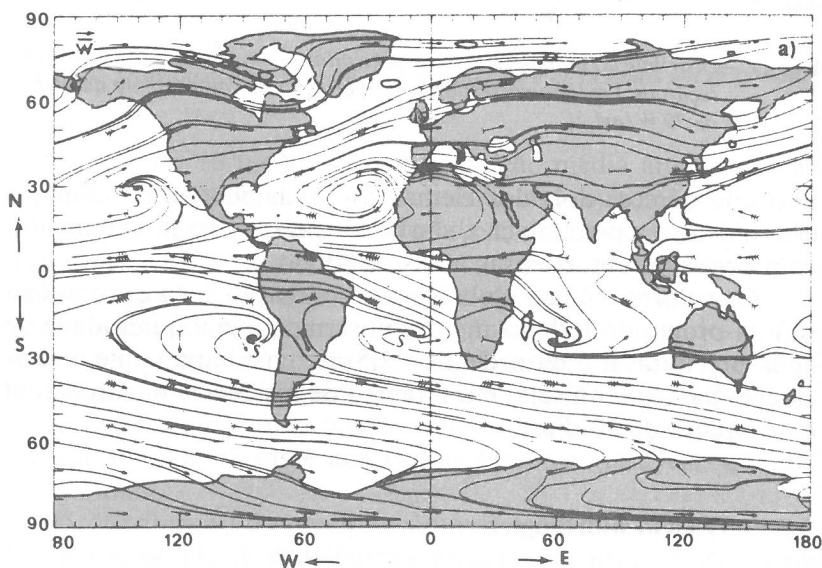


Fig. 12 — Distribuição global das linhas de corrente do transporte do vapor de água integrado ao longo da vertical para condições médias anuais em unidades de m por ano. As regiões de divergência (início das linhas de corrente) indicam as fontes, de vapor de água na atmosfera ($E > P$) e as de convergência, regiões de sumidouros $E < P$

comparação com a carta da evaporação. Pelo contrário, verifica-se que há uma convergência muito acentuada e que, portanto, há sumidouros de humidade, na região equatorial em que se verifica uma precipitação forte. Esta é particularmente intensa, ao longo da Zona Intertropical de Convergência (ZITC), que é a zona em que se encontram os ramos ascendentes das células de Hadley dos dois hemisférios. Deve, nesta altura, comparar-se a carta da figura 12, com a carta de precipitação (fig. 11).

A análise da carta da figura 12 mostra, ainda, que há um transporte de vapor de água dos trópicos, onde é «gerado», para as regiões polares. É este vapor que vai alimentar a precipitação que ocorre nas depressões das latitudes médias que se formam ao longo das Superfícies Frontais Polares, em ambos os hemisférios. Finalmente, nas regiões polares, há uma divergência fraca de vapor de água.

3.3.2 — *A hidrologia global*

Como mostra a carta da figura 12, as principais fontes de vapor de água para a atmosfera ocorrem sobre os oceanos. O vapor de água evaporado é transportado para os continentes onde precipita e vai alimentar as várias bacias de recepção dos grandes rios.

A quantidade de vapor de água importada dos oceanos é totalmente devolvida pelos continentes, através do escoamento subterrâneo e dos rios para os oceanos.

Nos oceanos subtropicais, em que a evaporação excede em muito a precipitação, a salinidade é muito maior do que nas regiões em que predomina a convergência, isto é, nas zonas em que a precipitação ultrapassa a evaporação.

Na figura 13 apresentamos os perfis dos valores médios zonais da precipitação e da evaporação para as várias latitudes de pólo-a-pólo. Como vemos, estes perfis dão uma síntese das análises dos campos da evaporação e da precipitação feitas anteriormente. A evaporação é mais intensa nas regiões subtropicais, enquanto que a precipitação atinge o valor máximo na zona chuvosa equatorial. A precipitação apresenta ainda dois máximos relativos nas regiões das latitudes médias e elevadas. Os máxi-

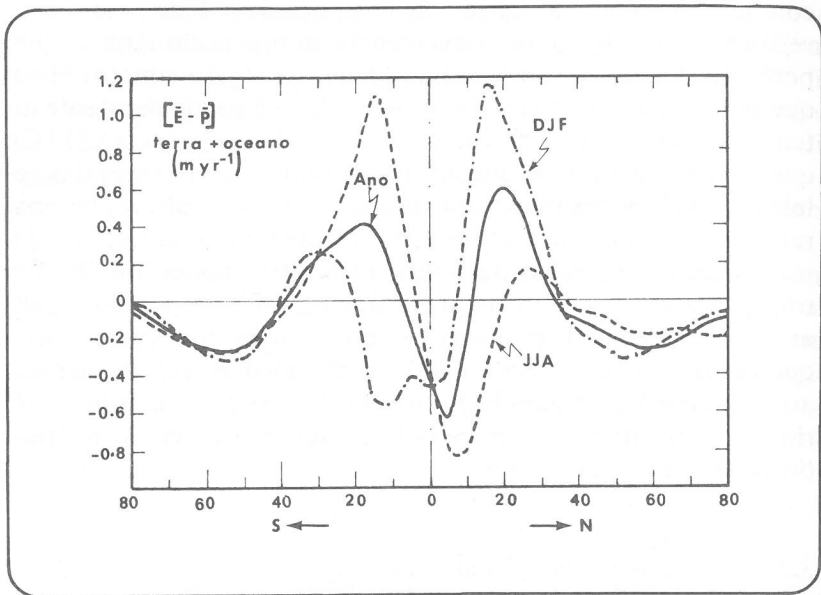


Fig. 13 — Perfis médios zonais de evaporação menos a precipitação ($E-P$) para as condições médias anuais e para o Verão e para o Inverno

mos localizados nas latitudes médias são, em grande parte, devidos à precipitação frontal e, ainda, aos efeitos da orografia. Como se depreende da inspeção dos perfis, entre as latitudes de 8°S e 12°N, a precipitação, P , excede a evaporação, E , o que confirma a existência de convergência (sumidouros de humidade), como já tínhamos concluído da análise do transporte do vapor de água (figura 12). Nas zonas tropicais, a evaporação excede a precipitação, o que confirma a divergência do fluxo de vapor de água, isto é, a existência nestas zonas de fontes de vapor de água. Nas regiões temperadas, a norte de 40°N e a sul de 40°S, verifica-se novamente convergência do vapor de água, isto é, a condição para que haja excesso da precipitação sobre a evaporação.

É importante assinalar que os resultados das análises das cartas da evaporação e da precipitação (figs. 10 e 11) concordam com as conclusões tiradas da análise do campo de transporte do vapor de água na atmosfera (figura 12).

4. — O CAMPO DA TEMPERATURA MÉDIA

4.1 — Balanço da energia interna e da energia potencial

A energia na atmosfera ocorre sob várias formas. As mais importantes (Oort e Peixoto, 1983) são a energia interna (70,4%), a energia potencial (27,1%), a energia latente (2,5%) e a energia cinética (0,05%). As distribuições da energia interna, da energia potencial e da entalpia estão representadas na figura 14, através da temperatura média integrada ao longo da vertical. Para obter a representação da energia interna basta multiplicar os valores das isotérmicas médias pelo valor do calor específico, c_v , a volume constante, e a representação da entalpia pelo calor específico, c_p , a pressão constante. A distribuição da temperatura média lembra a carta da radiação líquida resultante no topo da atmosfera, em que a isotérmica de 20°C coincide aproximadamente com a linha de radiação nula. É evidente que além da radiação há outros factores, como o da libertação de calor latente (ver mapa da precipitação) e o da redistribuição do calor sensível pelas circulações da atmosfera (por vezes altamente turbulentas), que contribuem para manter o campo médio da temperatura da atmosfera.

As anomalias que se verificam no campo da temperatura nas regiões das latitudes médias, com temperaturas relativamente baixas sobre os continentes, e com temperaturas mais elevadas sobre os oceanos, resultam da diferença dos calores específicos respectivos e da libertação de calor latente que é maior sobre os oceanos; onde a precipitação é mais elevada.

A partir da carta das temperaturas, integradas ao longo da vertical, pode ainda inferir-se a distribuição da energia potencial, porque, como dissemos, basta multiplicar os valores das isotérmicas pelo factor R/c_v .

A energia cinética é, como já referimos, uma fracção diminuta da energia total da atmosfera. Mas, isso não significa que a sua importância na dinâmica do clima, não ultrapasse, de longe, o seu valor quantitativo absoluto.

Na distribuição da energia cinética verificam-se máximos nas latitudes médias, associados às correntes de jacto, e apresentam núcleos, bem definidos, a oeste dos grandes continentes.

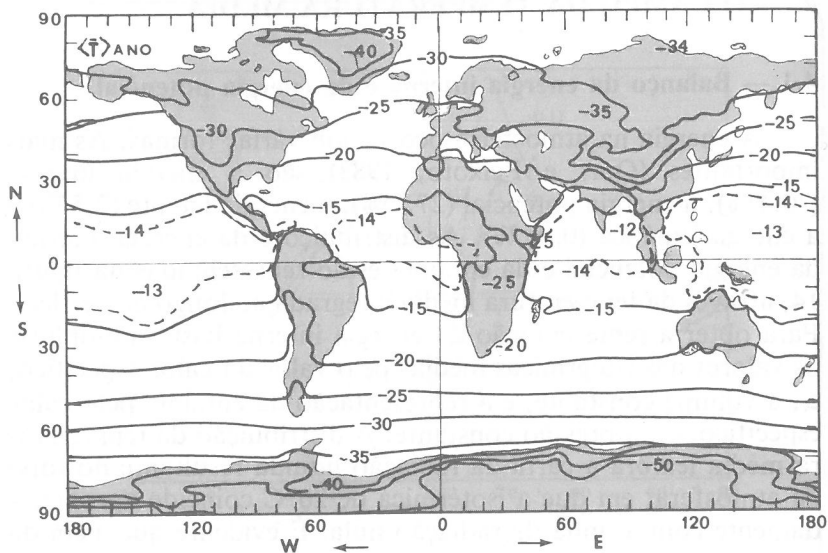


Fig. 14 —Distribuição global da temperatura média integrada ao longo da vertical para condições médias anuais em °C. Quando se multiplicam por c_v (calor específico a volume constante) representam a energia interna, quando multiplicadas por R (constante dos gases) a energia potencial e quando multiplicadas por c_p (calor específico a pressão constante a entalpia da atmosfera)

Vejamos agora o transporte de energia necessário para manter a regime quase estacionário das condições climáticas, que se verifica em média na Terra. O transporte requerido avalia-se a partir da necessidade de estabelecer o balanço da energia nas zonas em que esta tende a acumular ou a diminuir, sucessivamente. Recorrendo a dados fornecidos pelos satélites e à condição do balanço radiativo foi possível deduzir os transportes meridionais de energia a realizar pela atmosfera, T_A , e pelos oceanos, T_o . Os resultados obtidos estão representados na figura 15 com os perfis de T_A , de T_o e de $T_A + T_o$. O transporte máximo efectuado pelos oceanos é da ordem de 3×10^{15} Watts e observa-se nas latitudes de 25° . Estes valores são da ordem de grandeza dos máximos correspondentes ao transporte pela atmosfera. Estes ocorrem por volta de 45° de latitude. Da combinação dos

perfis dos dois transportes, pelos oceanos e pela atmosfera, resulta um perfil global, quase anti-simétrico em relação ao equador.

Os oceanos e a atmosfera são, portanto, essenciais para a definição das grandes zonas climáticas do globo e para a sua caracterização. A circulação geral é um factor determinante para a definição das zonas climáticas e, sobretudo, para a sua manutenção. Por outro lado, os oceanos, constituindo grandes reservatórios de energia, são verdadeiros amortecedores das flutuações da temperatura e contribuem para suavizar os climas da Terra. Além dos oceanos constituírem um verdadeiro sistema tampão, os oceanos constituem o meio ideal para o desenvolvimento duma parte substancial da Biosfera que são a flora e a fauna marítimas.

A atmosfera é uma máquina térmica gigantesca e associada aos oceanos e à litosfera constitui um sistema de destilação, natural, grandioso, cujos mecanismos se manifestam através do ciclo hidrológico, como havemos de ver.

VI. — EPÍLOGO

**O Sistema Climático:
uma máquina termodinâmica poderosa
e um sistema de destilação gigantesco**

1 — A GRANDE MÁQUINA ATMOSFÉRICA

A atmosfera constitui uma grande máquina termodinâmica, como resulta da existência de uma fonte quente natural e duma fonte fria, natural.

De facto, já vimos que as temperaturas mais elevadas ocorrem junto à superfície do globo, nas latitudes tropicais, e os vales mais baixos verificam-se nas latitudes elevadas e na alta atmosfera. Verificámos ainda que a atmosfera era um veículo transportador de energia para as regiões polares e para os níveis mais elevados da alta atmosfera. Logo, a atmosfera pode ser encarada como uma grande máquina termodinâmica com o calor a circular da fonte quente para a fonte fria. O trabalho realizado por esta máquina térmica é utilizado em manter a energia cinética das circulações, contra a drenagem contínua, devida à dissipação por atrito. Com o transporte de calor da fonte quente para a fonte fria, há um aumento muito considerável de entropia. É o preço que se paga quando se destrói o ordenamento e a diferenciação das temperaturas e se tende a atingir uma uniformidade generalizada.

Mesmo no caso ideal de uma máquina de Carnot o rendimento, η , é relativamente baixo, visto que a diferença das temperaturas da fonte quente, T_q , e da fonte fria, T_f , é pequena, comparada com a temperatura da fonte quente, isto é:

$$\eta = \frac{T_q - T_f}{T_q} \leq 10\%.$$

Então, no caso limite duma máquina teórica, o rendimento não poderá exceder 10%. Havemos de ver que o rendimento, no caso real, é de facto muito inferior a este valor. Logo, a quantidade de energia cinética gerada por esta grande máquina termodinâmica tem que ser pequena, quando comparada com a ener-

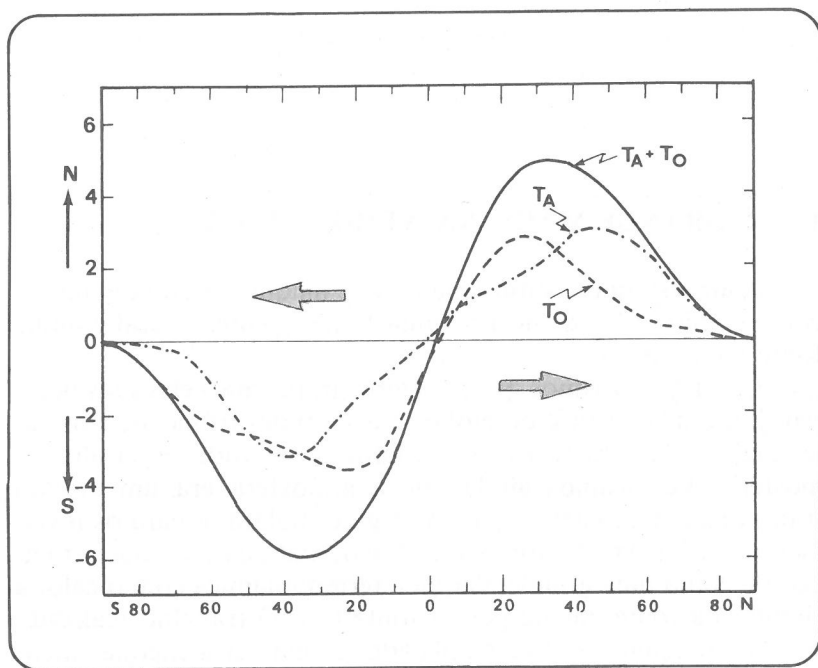


Fig. 15 —Perfis médios zonais do transporte médio anual em direcção aos polos da energia no sistema atmosfera-oceano $T_A + T_O$ baseados nos requisitos da radiação; para a atmosfera (T_A) foram obtidos a partir das radiossondagens e para os oceanos os valores T_O foram obtidos por diferença. As unidades são $10^5 W$ e os valores indicam transportes de sul

gia interna e com a energia potencial que são as fontes da energia cinética.

No entanto, só uma pequena fracção das energias potencial e interna da atmosfera é que é disponível para ser convertida em energia cinética, ficando uma grande parte que não é utilizável nesta conversão. Como se explica um rendimento tão baixo, que leva à existência de tanta energia que não é utilizável na transformação? À fracção de energia interna e potencial utilizável chamamos *energia potencial disponível*.

Por outro lado, um sistema que se encontra diferenciado do seu ambiente, diz-se que está no *estado vivo*. Um sistema só po-

de fornecer energia utilizável, quando transita dum estado vivo para um estado em que o sistema se identifica com o ambiente que o rodeia e a que chamaremos *estado morto*. E um sistema natural da atmosfera, mesmo que estivesse no estado morto-continuará a ter muita energia potencial total (energia interna mais energia potencial, gravítica). É ou não verdade que um sistema, mesmo no estado morto, com uma certa temperatura, T , tem uma certa energia interna (c, T)? E, por estar sujeito ao campo da gravidade, não tem uma certa energia potencial, mesmo que esteja em repouso?

O estado vivo é caracterizado por uma certa temperatura, uma certa pressão e uma certa energia interna, diferentes daquelas que caracterizam o seu ambiente e que, portanto, definem o estado morto. A energia potencial disponível pode exprimir-se em termos da variância da temperatura ao longo dum superfície isobárica e do índice de estabilidade da atmosfera.

Concluimos, assim, imediatamente, que para manter um sistema num estado vivo, na atmosfera, temos que aquecer mais os sistemas que têm temperaturas mais elevadas, ou que arrefecer os sistemas com temperaturas mais baixas, para manter a variância da temperatura. Mas este tipo de aquecimento, ou de arrefecimento, diferenciado, faz elevar o centro de gravidade na atmosfera, estando, por isso, a gerar energia potencial total disponível. Notaremos que se trata de mecanismos não adiabáticos e que são análogos aos duma máquina térmica vulgar: alimenta-se a fornalha (fonte quente) com lenha, ou com combustível e arrefece-se o condensador (fonte fria) ou impede-se, pelo menos, que aqueça...

Fundamentalmente, o aquecimento e o arrefecimento, neste sentido, conduzem a um aumento de energia potencial disponível e a uma diminuição da entropia do sistema global. É óbvio, que o processo oposto de destruição de energia potencial conduz a um aumento de entropia. A entropia e a energia potencial disponível têm, portanto, um comportamento antagónico.

2 — O CICLO DA ENERGIA DA ATMOSFERA

Parece que estamos agora em condições de explicar o funcionamento global da máquina atmosférica, indicando os sucessivos processos pelos quais a radiação solar incidente, que é o combustível primário da máquina, mantém a energia cinética das circulações, contra a dissipação inevitável. Para isso, consideremos a figura 16. O balanço da radiação da atmosfera tende a gerar uma distribuição zonal, quase simétrica, da temperatura nos dois hemisférios, com um forte gradiente norte-sul. Este é mais intenso nas latitudes médias. A variância sul-norte da temperatura constitui uma medida da energia potencial disponível média zonal (P_M).

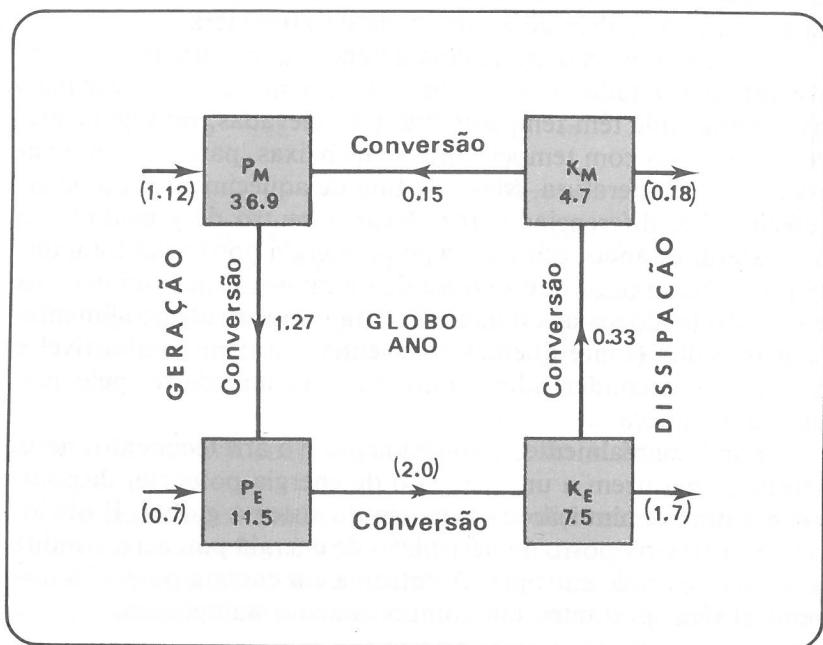


Fig. 16 — O ciclo da energia observado para a atmosfera. As quantidades de energia em cada caixa são expressas em $10^5 J/m^2$ e as taxas de conversão de dissipação e de geração em W/m^2

Mas, as perturbações das latitudes médias realizam um transporte meridional de calor, destruindo a distribuição zonal regular e ideal da temperatura. As isotérmicas deixam de ser regulares e apresentam variações longitudinais. Aparece deste modo uma variância na direcção leste-oeste. A esta variância corresponde a existência de energia potencial disponível das perturbações (P_E). Nas perturbações o ar mais frio tende a descer e o ar mais quente tende a subir, o que equivale a destruir a energia potencial disponível das perturbações e dar origem à energia cinética K_E . Mas, as perturbações também transportam momento angular, o que faz aumentar a corrente zonal geral e gerar, assim, energia cinética média zonal K_M . Uma parte da energia cinética organizada é dissipada por turbulência ou por atrito e, finalmente, é convertida em calor devido à viscosidade molecular. Esta cascata descendente da energia e que conduz à degradação final da energia cinética, é uma consequência da Segunda Lei Fundamental da Termodinâmica. A energia cinética das correntes organizadas e diferenciadas da circulação geral da atmosfera é transformada da energia cinética dos movimentos desordenados da turbulência com sucessivos andares de desordem até se atingir o caos molecular com uma desordem completa. É evidente que na ausência dum factor forçador externo a circulação da atmosfera tenderia a evoluir para uma desordem, cada vez maior, até se atingir a indistinguibilidade de qualquer circulação organizada que poderia ser mesmo o repouso relativo, isto é a circulação «sólida» da atmosfera, não diferenciada da rotação do globo. Notaremos que as circulações meridionais directas (células de Hadley) geram energia cinética zonal devido, principalmente, aos ventos mais intensos que predominam aos níveis elevados da atmosfera. Por outro lado, as circulações meridionais indirectas «consomem» energia cinética zonal, convertendo-a em energia potencial disponível, em resultado da subida de ar mais frio e da descida de ar mais quente (o centro de gravidade subiria, assim, na atmosfera).

Deste modo somos conduzidos a um verdadeiro ciclo de energia que podemos descrever como vamos indicar. O aquecimento provocado pela radiação solar e pela libertação do calor latente nas regiões tropicais e o arrefecimento associado à perda de energia por emissão de radiação infravermelha, nas regiões

das latitudes elevadas, gera energia potencial disponível zonal, P_M (fig. 16). Esta energia é depois convertida em energia potencial disponível, P_E , das perturbações que se formam e desenvolvem nas latitudes médias ($1,3 \text{ W/m}^2$), principalmente ao longo das frentes polares. Parte da energia potencial disponível das perturbações pode dissipar-se por perdas de calor, por emissão de energia radiante para o espaço, ou mesmo por condução de calor das regiões mais quentes das perturbações. Todavia, o calor de condensação, que se liberta com a formação da precipitação no sector quente das perturbações, ultrapassa aqueles efeitos e pode, mesmo, conduzir a uma pequena geração de energia potencial disponível das perturbações ($0,7 \text{ W/m}^2$). A energia potencial disponível é transformada em energia cinética, K_E , ($2,0 \text{ W/m}^2$) pelo mecanismo que referimos, isto é o «afundamento» do ar frio e a «ascensão» de ar mais quente. Parte desta energia cinética é convertida em energia cinética do movimento médio zonal, K_M , num processo «contra-natura» de anticascata, passando das perturbações para o movimento zonal ($0,3 \text{ W/m}^2$), isto é, de movimentos de menor escala, para movimentos mais ordenados, de maior escala. Grande parte da energia cinética das perturbações sinópticas é dissipada, por atrito, num regime de cascata descendente, normal ($1,7 \text{ W/m}^2$).

Por fim, parte da energia cinética média zonal é dissipada por turbulência e por atrito ($0,2 \text{ W/m}^2$), enquanto que uma pequena parte residual é convertida em energia potencial zonal utilizável ($0,15 \text{ W/m}^2$), por acção das circulações médias meridionais, directas e indirectas. Se compararmos a energia cinética global existente com a taxa de dissipação, chegávamos à conclusão de que seriam necessárias uma a três semanas para que se verificasse a dissipação completa.

Esquemáticamente fomos levados a aceitar que existe um ciclo de energia na atmosfera que partindo de P_M é transformada em K_M mediante o esquema:

$$P_M \rightarrow P_E \rightarrow K_E \rightarrow K_M \rightarrow P_M$$

A intensidade do ciclo da energia pode avaliar-se através da estimativa da taxa de conversão $C(P, K)$ de energia potencial disponível total $P (= P_M + P_E)$ em energia cinética total,

$K(=K_M + K_E)$ ou através da geração da energia potencial total disponível, $G(P)$, ou ainda através da dissipação total, $D(K)$, porque em regime estacionário estes três termos são iguais.

Encarada como uma máquina térmica, a eficiência, η , da atmosfera pode ser tomada como a razão entre a energia cinética dissipada por atrito (2 W/m^2) e a radiação solar média incidente (238 W/m^2). O valor da eficiência seria, assim, baixíssimo, $\eta = 0,8\%$. Se definirmos a eficiência pela relação $D(K)/P$, como propôs Darrieus, o valor seria de 4% . Qualquer destes dois valores é muito mais realista do que o da eficiência de Carnot, já referido.

3 — A CIRCULAÇÃO DA ÁGUA: UM SISTEMA DE DESTILAÇÃO NATURAL GIGANTESCO

O Sol, os mares, a atmosfera e os continentes constituem um macrossistema natural de destilação grandioso, completado com um sistema de distribuição planetária extremamente bem organizado, que é o ciclo hidrológico com os seus ramos aéreo e terrestre.

A energia fornecida pelo Sol faz andar a «roda da água» que circula em movimento contínuo; mas esta circulação da substância água nas suas várias fases (sólida, líquida e vapor) só é possível porque a quantidade total de água do sistema climático não varia no decurso dos tempos. Pode aumentar numa fase, mas tem de diminuir nas outras. Se há um aumento das calotas geladas polares, o nível dos oceanos baixa e o teor em humidade da atmosfera diminui. E reciprocamente!

Mas o que é que nos mostra o balanço hídrico em escala planetária? Onde estão a «caldeira» as «serpentinhas» e os «condensadores» do nosso grande alambique natural? Onde está o combustível?

Respondamos à primeira questão.

a) Na zona limitada pelas latitudes de 8°S e 12°N a precipitação é abundantíssima e excede a evaporação. A precipitação ocorre ao longo da linha intertropical de convergência e é reforçada pela forte convecção que

ali se verifica. A precipitação é do tipo aguaceiro devido aos fortes movimentos ascencionais do ar carregado de humidade.

b) Nas zonas subtropicais, em ambos os hemisférios, a precipitação é escassa e há um forte predomínio da evaporação. É nestas latitudes que ocorrem os grandes anticlones semipermanentes que condicionam a circulação geral da atmosfera com a forte subsidência do ar, verifica-se o seu aquecimento e uma forte diminuição da humidade relativa, dificultando ou mesmo impossibilitando a precipitação. É por isso que é nestas regiões em que se encontram as zonas mais áridas do globo e os grandes desertos.

c) Nas zonas temperadas, a norte de 40°N e a sul de 40°S a precipitação volta a abundar excedendo muito a evaporação. A precipitação está associada às grandes depressões que se movem ao longo da superfície frontal polar, ou que se formam e se mantêm quase estacionárias nas latitudes mais elevadas (Aleutas, Islândia, Malvinas, etc.).

d) Nas regiões polares há uma pequena exportação de água na fase vapor e na fase sólida (icebergs, etc.). Devido ao valor elevado do albedo das neves a quantidade de radiação solar absorvida é pequena e a evaporação ou a sublimação são diminutas.

Antes de respondermos às outras questões convém fazer algumas considerações sobre os mecanismos do ciclo hidrológico.

Na circulação da água no sistema climático intervêm várias formas de energia exteriores ao ciclo, como a energia radiante e a energia gravítica e outras de natureza interna, associadas às transições de fase da água e à entalpia da atmosfera e dos oceanos. A energia radiante (solar e terrestre) depois de ser parcialmente absorvida pela atmosfera chega ao globo onde é absorvida e transformada em calor. Este vai provocar a fusão e a evaporação nos oceanos e nos continentes lançando na atmosfera o vapor de água que é transportado pela circulação geral. Devido à expansão adiabática arrefece e, eventualmente, condensa sob a forma de gotículas de água, ou de cristais de gelo, fornecendo as

nuvens. Aquelas partículas, ao atingirem as dimensões críticas, caem por acção da gravidade originando a precipitação (chuva, neve, etc.), terminando assim a jornada aérea do ciclo; hidrológico.

A água depositada nos continentes inicia o ramo terrestre do ciclo; infiltra-se ou escoá-se à superfície até atingir a linha de energia geopotencial mínima de acordo com o relevo formando os cursos de água (rios, etc.), ou lagos, ou indo alimentar os grandes aquíferos subterrâneos. O escoamento superficial ou subterrâneo leva a água finalmente para os oceanos onde tinha iniciado a sua grande jornada: «Os rios vão desaguar ao lugar donde saíram, para voltarem a correr».

As causas fundamentais do ciclo hidrológico são, como vimos, a energia radiante, a energia geopotencial (gravítica) e a energia termodinâmica associada às transições de fase e, por fim, as circulações gerais da atmosfera e dos oceanos. Além destes factores primários podemos considerar outros secundários, como a temperatura, o vento, a nebulosidade, etc. Fundamentalmente, o estudo do ciclo hidrológico deve assentar no princípio da conservação da substância água que garante a possibilidade da existência de circulação nas várias fases e no princípio da conservação da energia que permite explicar a formação, o estabelecimento e a manutenção do ciclo.

E agora estamos em condições de responder às duas últimas questões formuladas.

As grandes «caldeiras» do sistema climático estão localizadas nas regiões tropicais e subtropicais. A matéria prima é fundamentalmente a água salgada dos oceanos. As «serpentinhas» são as circulações organizadas da atmosfera, que transportando a água principalmente na fase vapor, o vão arrefecendo até se condensar, no grande «condensador» natural que é a alta troposfera. A precipitação resulta de se abrir a «torneira» e a válvula de segurança dos sistemas nebulosos, primeiro produto da condensação na atmosfera.

As regiões privilegiadas em que se «abrem as torneiras» são aquelas em que há grandes excursões das superfícies frontais ou das grandes depressões, (zona das latitudes médias e elevadas) da zona intertropical da convergência e das monções (regiões equatoriais).

Uma rede de «distribuição natural», constituída pelas grandes bacias hidrográficas e pelos grandes sistemas de correntes marítimas e pelos glaciares, assegura o «abastecimento» e o fornecimento do produto destilado... que é a água doce.

O combustível que alimenta a «fornalha da caldeira» é, de facto, a energia radiante solar, que nos é dada em abundância e a título gracioso.

4 — O SISTEMA CLIMÁTICO: UM LIVRO ABERTO DA NATUREZA

A natureza é um livro aberto à disposição de todos: é um laboratório grande e generoso que põe à nossa frente uma fenomenologia natural em que tudo é beleza. Como dizia Leonardo da Vinci: «A natureza está cheia de infinitas causas, que nunca ocorrem na nossa experiência». E em tudo há beleza, até, mesmo, nas grandes catástrofes.

É no azul do céu, nas cores dos crepúsculos e das alvoradas; nas formas esculturais e variegadas das nuvens; na elegância da geometria dos halos; na irização do arco-íris; no horrendo-belo das trovoadas e dos relâmpagos; no caudal intempestivo dos rios; na brancura casta das neves; nos movimentos rítmicos dos oceanos. E foi na contemplação desta empirologia do real que o homem descobriu as grandes Leis da Física, vitória suprema do entendimento humano.

Os ventos e os grandes giros dos oceanos, que constituem as grandes circulações planetárias, são o resultado visível e a marca indelével do funcionamento de uma máquina grandiosa e espectacular que constitui o sistema climático, accionada pela energia que o Sol nos manda em abundância.

Esta máquina gigantesca faz actuar a «roda da água» num sistema de destilação eficiente e com uma rede de distribuição planetária, extremamente bem organizada. O sinal visível deste sistema de destilação e de distribuição natural é o ciclo hidrológico.

É assim que no sistema climático «o sol, o ar, a terra e a água se dão as mãos» para permitir a existência da vida. O clima deixou uma assinatura profunda, na raça humana, nas suas civi-

lizações, na sua cultura, no seu comportamento e na sua história.

E em síntese sábia, está escrito:

«O Sol nasce e põe-se e apressa-se a voltar ao seu lugar, donde volta a nascer. O vento vai em direcção ao sul, depois declina para norte, vai dando voltas e gira nos mesmos circuitos»

(Ecclesiastes, 1:5;4)

Mas, também sabemos que, generosamente:

«...A chuva e a neve descem do céu e não voltam mais para lá, sem terem regado e fecundado a terra e feito germinar o trigo, dando o grão para semear»

(Isaías, 55:10)

RESUMO

O Sistema Climático e as Bases Físicas do Clima foi escrito no sentido de oferecer um texto introdutório sobre a moderna climatologia. A investigação das causas das variações do clima constitui hoje uma parte importante da climatologia.

Para adquirir uma compreensão mais adequada do clima parece que é indispensável fazer uma incursão pela Física. Além disso para compreender as causas do clima tem que se ultrapassar a climatologia clássica, que se ocupa de médias e de valores extremos dos vários elementos climáticos e pouco acerca das causas do clima ou dos processos de integração e de transferência, que na verdade dão forma ao ambiente. De facto, as teorias modernas da climatologia assentam no fluxo da energia e da água através do sistema climático.

O uso da teoria dos sistemas e a aplicação da física e da matemática mudaram nos últimos anos o teor da climatologia, permitindo uma análise do mundo real, tão complexo, numa forma ordenada, sistemática e lógica.

Depois de analisar o conceito de sistema climático passámos em revista os vários subsistemas que o constituem, designadamente a atmosfera, os oceanos, a criosfera, a litosfera, e a biosfera, considerando a atmosfera e os oceanos; como o subsistema central, analisámos os vários processos de auto-realimentação e de interacção entre os vários subsistemas acoplados. É difícil descrever o comportamento e o completo funcionamento do sistema climático total, devido aos vários mecanismos de interacção que ocorrem. Seguindo uma via análoga à da mecânica estatística definimos estado climático e clima, como uma média sobre uma colectividade de estados instantâneos do sistema climático.

Apresentámos a climatografia, através de cartas de pólo-a-pólo, de perfis de vários campos de grandezas climatológicas. As análises são baseadas em dados relativos a 5 anos de observações para a atmosfera em todos os dados históricos disponíveis para os oceanos e em observações de satélites, mais recentes, para o balanço de radiação no topo da atmosfera.

Em face da importância que assume como factor forçador externo do sistema climático apresentámos uma discussão pormenorizada da distribuição global da radiação resultante (solar, menos terrestre). A inspecção das cartas e dos perfis latitudinais mostra que os oceanos e os continentes têm um comportamento diferente. A influência da criosfera manifesta-se claramente pelos valores elevados do albedo nas regiões das latitudes elevadas. O balanço da radiação líquida global e o equilíbrio termodinâmico que se verifica, requer um transporte de energia pelos oceanos e pela atmosfera das regiões que há excesso para aquelas em que há défice.

A circulação da atmosfera, tal como se apresenta mostra a existência de dois máximos de ventos de oeste nas latitudes médias, que correspondem às correntes de jacto. Nas regiões tropicais os ventos são predominantemente de leste. A circulação meridional revela um regime tricelular em cada hemisfério com duas células termodinamicamente directas (circulações de Hadley e polares) e entre estas nas latitudes médias uma célula indirecta (célula de Ferrel).

A substância água com a sua transferência nas várias fases entre a atmosfera, os oceanos, os continentes e criosfera constitui um elemento essencial do clima devido à conservação da substância água. No sistema climático a sua circulação conduz ao ciclo hidrológico. As fontes principais do vapor de água para a atmosfera estão, localizadas sobre os oceanos nas regiões subtropicais. O vapor de água lançado na atmosfera é transportado pela circulação geral, dando assim origem ao ramo aéreo do ciclo hidrológico. O vapor de água condensará e irá precipitar principalmente na zona de convergência equatorial e nas latitudes médias e elevadas associado às perturbações da superfície frontal polar. O ciclo hidrológico é depois fechado pelo ramo terrestre através do escoamento dos rios e das águas subterrâneas. A evaporação acentuada da água dos oceanos nas regiões

subtropicais conduz a valores mais elevados da salinidade e, portanto, a maiores densidades e afecta as circulações dos oceanos.

O balanço da energia na Terra é realizado pelos transportes efectuados pelos oceanos e pela atmosfera. Além da energia radiante, as principais formas de energia do sistema climático são as energias potencial, cinética, interna e latente. Esta última está, como é evidente, associada às transições de fase da água. Por ordem decrescente temos a energia interna, potencial latente e cinética, constituindo ainda esta apenas uma pequena fracção da energia total. Devido ao equilíbrio hidrostático, as duas formas de energia interna e potencial podem ser encaradas como se constituíssem uma forma de energia única. Devido à sua grande capacidade térmica os oceanos constituem um reservatório importante de energia do sistema climático, actuando, portanto, como um factor moderador do clima.

O transporte de energia em direcção aos pólos, requerido para manter o regime estacionário de temperatura, é realizado pelas perturbações de atmosfera nas latitudes média e elevadas e pelos oceanos nas latitudes baixas.

A atmosfera pode ser considerada como uma grande máquina termodinâmica em que o calor transita da fonte quente (trópicos) para as fontes frias (regiões polares e de altitude da atmosfera). O trabalho realizado por esta máquina térmica é usado na manutenção da energia cinética da circulação geral contra a dissipação por atrito. A energia cinética, de facto, resulta da conversão da energia potencial total da atmosfera. No entanto, só uma pequena fracção da energia potencial total é que é disponível para a conversão. A energia potencial disponível pode exprimir-se em termos da variância horizontal da temperatura e da estabilidade estática da atmosfera.

A eficiência da máquina térmica atmosférica, definida pela relação entre a dissipação da energia cinética (ou taxa de geração da energia potencial disponível) e a radiação solar incidente, é inferior a 1%. Mesmo quando a atmosfera é considerada como uma máquina ideal de Carnot, a eficiência é muito inferior a 10%.

Nas várias transformações que a energia radiante sofre até aparecer sob a forma de energia cinética da circulação geral, verifica-se que há uma sequência das várias conversões, forman-

do como que um ciclo. Assim, a energia potencial zonal disponível transforma-se em energia potencial disponível das perturbações, que por sua vez, se transforma em energia cinética perturbada. Esta vai alimentar a energia cinética do movimento geral zonal. Uma grande parte da energia cinética das perturbações e zonal é dissipada por turbulência e atrito ou por viscosidade molecular para ir depois pelo aquecimento global da atmosfera regenerar em parte a energia interna, e, portanto, a energia potencial total.

Ao alimentar e manter o ramo aéreo do ciclo hidrológico a atmosfera, os oceanos e os continentes constituem um grandioso sistema de destilação que permite a renovação e a recuperação da água no sistema climático.

SUMMARY

The Climatic System and the Physical Basis of Climate was written to provide the interested readers with an introduction to modern climatology. The search for causes of climatic variations forms now a major part of climatology. In order to get an adequate understanding of climate it seems necessary to make some incursions into Physics. Furthermore if the modern theories, of the causes of climate are to be understood we have to go beyond classic climatology, mainly interested with listing and extremes of the different climatological elements, without saying much about the causes of climate, or about the various interactions and exchange of processes, which shape the climatic environment. The modern theories of climatology are based on the flows of energy and water substance through the climatic system and on their implications.

The use of systems theory the application of physics and a little mathematics have changed the subject of climatology in recent times, allowing an examination of the complex real world in an orderly, systematic and logical manner.

After defining the climatic system we passed in review the main characteristics of the various components of the earth's climate, namely the atmosphere, the oceans, the cryosphere, the lithosphere and the biosphere. Taking the atmosphere and oceans as the central subsystem, the so-called geofluid, we analyzed the main interactions and feedbacks between the various coupled subsystems. The different time scales as well as the various feedback processes make it difficult to give a description of how the total climatic system operates. Taking an approach similar to that of statistical mechanics we defined the climate state, or simply the «climate», as an ensemble average of the instantaneous states of the climatic system.

The observed climate was presented in the form of pole-to-pole horizontal maps for the various climatic variables, as well as in vertical-meridional cross sections and vertically integrated meridional profiles. Shown were not only the mean linear fields but also statistics of higher order. The results were obtained from a 15-year global data set for the atmosphere, all available historical data for the oceans, and recent satellite observations for the radiation balance at the top of the atmosphere.

Radiation being the main external forcing was carefully analyzed. The global distribution of the net radiation (solar-terrestrial) shows the different behavior of oceans and continents. The influence of the cryosphere in the energy balance is clearly shown in the high values of the planetary albedo at high latitudes. The global net radiation balance requires a poleward transport of energy in the atmosphere plus oceans away from the equatorial region to maintain thermal equilibrium.

The circulation as revealed by the mean wind at various levels shows the existence of two maxima of eastward winds at about 12km height in midlatitudes, which correspond to the jet streams. In the tropical regions the winds are mainly from the east. The meridional circulation reveals a threecellular regime in each hemisphere with two thermally direct cells (the Hadley and polar cells) and in between a thermally indirect cell in middle latitude, the Ferrel cell.

The water substance and its transfer in its various phases between atmosphere, oceans, land and cryosphere is an essential element of climate. The circulation of water substance leads, due to its conservation in the climatic system, to the hydrological cycle. The main sources of water vapor for the atmosphere are the subtropical regions mainly over the oceans. This water vapor is transported by the general circulation generating the atmospheric branch of the hydrological cycle. The vapor will condense and precipitate mainly in the equatorial convergence zone and in the middle to high latitudes associated with the atmospheric disturbances. The hydrological cycle is closed by the terrestrial branch through surface and subterranean runoff. The transfer of water from the oceans into the atmosphere through evaporation leads to more saline, denser surface waters affecting the dynamics of the ocean circulations.

The energy balance of the earth is achieved by the atmospheric and oceanic transports. The main forms of energy for the climate system, besides radiant energy, are potential, kinetic, internal and latent heat energy. The last one is, of course, associated with the phase transitions of water. In this system the kinetic energy is only a small fraction of the total energy. By decreasing order of magnitude we have internal, potential and latent heat energy. Due to hydrostatic equilibrium the total potential plus internal energy in the atmosphere and oceans may be regarded as one form of energy. The oceans with their high thermal inertia are an important heat reservoir for the climate system, thereby acting as a moderator of climate.

The poleward and upward transport of energy required to maintain a steady state is mainly performed by the disturbances in the atmosphere in middle and high latitudes, and by the oceans in low latitudes. The atmosphere may be regarded as a heat engine with heat flowing from warm sources (tropics) to cold sinks (polar and upper regions). The work performed by this engine is used to maintain the kinetic energy of the circulations against the continuous drain by friction. In fact, the kinetic energy results from the conversion of the total potential energy of the atmosphere. However, only a very small fraction of the potential energy is available for this transformation, the so-called available potential energy. This form of energy is expressed in terms of the horizontal variance of temperature but depends also on the static stability of the atmosphere.

The efficiency of the atmospheric heat engine when evaluated by the ratio of the rate of dissipation of kinetic energy (or the rate of generation of available potential energy) and the incoming solar radiation is less than 1%. Even when the atmosphere is taken as an ideal Carnot engine the efficiency is below 10%.

We find that the energy flows in a cycle from mean zonal available potential energy into eddy available potential energy which in turn transforms into eddy kinetic energy that will, in part, maintain the zonal circulation. A large part of the eddy kinetic energy is directly dissipated by turbulence and molecular friction. The available potential energy is generated by the differential heating of the atmosphere due to the net radiation and

the release of latent heat inside the atmosphere. The mean global hydrological cycle taken on a planetary scale can be regarded as the result of a gigantic distillation scheme of water over the entire climatic system.

BIBLIOGRAFIA

- Causes of Climate* — John Lockwood, John Wiley & Sons, Nova Iorque — 1979.
- Climate History and the Modern World*, H. H. Lansb Metheren, Londres e Nova Iorque — 1982.
- O Ecossistema e o Meio Físico*, Germano Sacarrão. Ed. da Comissão Nacional do Ambiente — Lisboa — 1982.
- Meteorologia Descritiva*, José Pinto Peixoto. Ed. do Instituto Geofísico D. Luís, Lisboa 1979-80.
- O Ciclo da Água em Escala Global*, (2.^a edição) José Pinto Peixoto, Ed. da Comissão Nacional do Ambiente — Lisboa — 1980.
- A Radiação Solar e o Ambiente*, José Pinto Peixoto, Ed. da Comissão Nacional do Ambiente — Lisboa — 1981.
- A Estrutura da Atmosfera da Terra*, José Pinto Peixoto, Finisterra, Revista Portuguesa de Geografia, vol. XIV 28, Lisboa — 1979.