

UNIVERSIDADE FEDERAL DE SANTA MARIA
CENTRO DE CIÊNCIAS NATURAIS E EXATAS
CURSO DE GRADUAÇÃO
EM FÍSICA

FÍSICA DA ATMOSFERA

DCG – Disciplina Complementar de Graduação



Ministério
da Educação



Presidente da República Federativa do Brasil

Luiz Inácio Lula da Silva

Ministério da Educação

Ministro do Estado da Educação Fernando Haddad
Secretária da Educação Superior Maria Paula Dallari Bucci
Secretário da Educação a Distância Carlos Eduardo Bielschowsky

Universidade Federal de Santa Maria

Reitor Felipe Martins Müller
Vice-Reitor Dalvan José Reinert
Chefe de Gabinete do Reitor Maria Alcione Munhoz
Pró-Reitor de Administração André Luis Kieling Ries
Pró-Reitor de Assuntos Estudantis José Francisco Silva Dias
Pró-Reitor de Extensão João Rodolpho Amaral Flôres
Pró-Reitor de Graduação Orlando Fonseca
Pró-Reitor de Planejamento Charles Jacques Prade
Pró-Reitor de Pós-Graduação e Pesquisa Helio Leães Hey
Pró-Reitor de Recursos Humanos Vania de Fátima Barros Estivaleta
Diretor do CPD Fernando Bordin da Rocha

Coordenação de Educação à Distância

Coordenador CEAD Fabio da Purificação de Bastos
Coordenador UAB Carlos Gustavo Martins Hoelzel
Coordenador de Pólos Roberto Cassol
Gestão Financeira Daniel Luís Arenhardt

Centro de Ciências Naturais e Exatas

Diretora do Centro de Ciências Naturais e Exatas Martha Bohrer Adaime
Coordenador do Curso de Física João Carlos Denardin

Elaboração do Conteúdo

Professora pesquisadora/conteudista Débora Regina Roberti

**Equipe Multidisciplinar de Pesquisa e
Desenvolvimento em Tecnologias da Informação
e Comunicação Aplicadas à Educação**

Coordenadora da Equipe Multidisciplinar Elena Maria Mallmann
Materiais Didáticos Volnei Antônio Matté
Desenvolvimento Tecnológico André Zanki Cordenonsi
Capacitação Ilse Abegg

Produção de Materiais Didáticos

Designer Evandro Bertol
Designer Marcelo Kunde

Orientação Pedagógica Diana Cervo Cassol

Revisão de Português Marta Azzolin
Samarlene Pilon
Sílvia Helena Lovato do Nascimento

Ilustração Cauã Ferreira da Silva
Natália de Souza Brondani

Diagramação Emanuel Montagnier Pappis
Maira Machado Vogt

Suporte Moodle Ândrei Componogara
Bruno Augusti Mozzaquatro

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	5
2. A ATMOSFERA	6
2.1 Formação da atmosfera terrestre.....	6
2.2 Camadas da atmosfera atual.....	8
3. SISTEMA TERRA-SOL	10
3.1. Discussão acerca do referencial.....	10
3.2 Elipses.....	10
3.3 Leis de Kepler.....	11
3.4 Referencial fixo na terra.....	15
3.5. Estações do ano.....	21
4. PROCESSOS RADIATIVOS NA ATMOSFERA	24
4.1 Radiação de corpo negro.....	25
4.2 Radiação solar no topo da atmosfera.....	32
4.3 Processos de transferência de energia na atmosfera.....	35
4.4. Balanço radiativo.....	40
5. BALANÇOS DE MASSA NA ATMOSFERA: ÁGUA E CARBONO	43
5.1 Ciclo da água.....	43
5.2 Ciclo do carbono.....	44
6. TERMODINÂMICA DA ATMOSFERA	49
6.1 Gás ideal.....	49
6.2 Termodinâmica do ar seco.....	51
6.3 O vapor d'água e suas propriedades termodinâmicas.....	52
6.4 Capacidades caloríficas dos gases.....	54
6.5 Equilíbrio hidrostático.....	55
6.6 Expansão adiabática e isotérmica.....	57
6.7 Processos de formação de nuvens.....	58
6.8 Nevoeiro.....	61
6.9 Orvalho e geada.....	62

1. INTRODUÇÃO

A Terra está envolta em uma camada relativamente fina (comparada ao seu raio) de gases e material particulado (aerossóis), chamada atmosfera. Embora a atmosfera tenha uma espessura de aproximadamente 160 km, 99% da massa da atmosfera está contida nos 30 km próximos à superfície terrestre, e quase metade do peso total da atmosfera está contida nos primeiros 7 km de extensão. A atmosfera é essencial para toda a espécie de vida na Terra, pois protege os organismos vivos da exposição a níveis altos de radiação ultravioleta, além de conter os gases necessários para os processos vitais de respiração celular e fotossíntese.

A radiação solar que chega até o topo da atmosfera sofre influência dos movimentos de rotação e translação da Terra. A atmosfera desempenha um papel fundamental na absorção e espalhamento de grande parte dessa radiação antes que ela atinja a superfície terrestre, além da absorção da radiação emitida pela Terra. Um efeito desses fenômenos combinados são as alterações diárias das variáveis meteorológicas, tais como temperatura, precipitação, pressão, vento, umidade e cobertura de nuvens. Essas variações diárias são chamadas Tempo. O Clima representa as médias meteorológicas ao longo de anos.

Neste texto, discutiremos a física relacionada aos principais fenômenos que ocorrem na atmosfera. Não apresentaremos assuntos referentes às previsões de Tempo e Clima, embora a Física aqui abordada dê subsídios para estudos nessa área. No capítulo 2, é feita uma descrição da formação da atmosfera terrestre e sua composição e forma atual. No capítulo 3, são apresentadas as leis que governam o sistema Terra-Sol, além das relações astronômicas neste sistema. Este capítulo é fundamental para o entendimento das estações do ano e dá subsídios para o capítulo seguinte que descreve os processos radiativos na atmosfera, onde os diversos fenômenos relacionados principalmente com as cores do céu são descritos. No capítulo 5, os ciclos da água e do carbono são estudados por terem fundamental importância nos processos de absorção da radiação solar na atmosfera. Em seguida, a Termodinâmica da atmosfera é discutida para a descrição dos fenômenos de formação de nuvens, geada e orvalho.

2. A ATMOSFERA

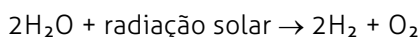
2.1. FORMAÇÃO DA ATMOSFERA TERRESTRE

A teoria mais aceita para a formação do planeta Terra é a de que ele tenha sido formado pela agregação de poeira cósmica em rotação. Conforme aumentava sua massa e, portanto, sua gravidade, corpos maiores eram atraídos (a Terra era bombardeada freqüentemente por meteoritos e cometas). O interior da Terra começou a fundir-se devido a reações químicas, permitindo outra distribuição dos materiais que a compunham, por ação da força gravitacional, os mais densos ficaram no interior e os menos densos na sua superfície. Há aproximadamente 4,5 bilhões de anos, atividades vulcânicas permitiram a desgaseificação do interior da Terra, ou seja, os gases voláteis eram expelidos para o exterior da crosta terrestre, além da ruptura de ligações que mantinham gases em rochas e minerais, liberando-os para o exterior da crosta terrestre. Esses gases liberados constituíam a atmosfera primitiva, descrita na Tabela 2.1.

CONSTITUINTE	PERCENTAGEM
Gás Nitrogênio (N ₂)	40%
Gás Carbônico (CO ₂)	30 %
Vapor de Água (H ₂ O)	25%
Metano (CH ₄)	5%
Amônia (NH ₃)	Vestígios

Tabela 2.1 – Composição da atmosfera primitiva (~4,5 bilhões de anos).

À medida que a Terra foi se resfriando e os gases foram sendo liberados, a atmosfera primitiva começou a ficar saturada de vapor d'água. Então, a água começou a cair sob a forma de chuva, originando os mares e os oceanos, arrastando consigo grande parte de dióxido de carbono (CO₂). Por ação da radiação solar, as moléculas de metano e de amônia foram em grande parte transformadas em hidrogênio e outras moléculas mais complexas (que foram arrastadas pelas chuvas e, mais tarde, participaram da formação dos primeiros organismos vivos). Também pelo efeito da radiação solar, ocorreu a transformação de algumas moléculas de água em hidrogênio e oxigênio:



As moléculas de hidrogênio, por serem pouco densas, escaparam para o espaço. Quanto ao oxigênio, foi fixado inicialmente pelo ferro e outros metais, formando os respectivos dióxidos e há apenas 2100 a 2300 milhões de anos, começou a ser libertado para a atmosfera, através da fotossíntese realizada pelos primeiros

organismos vivos. A liberação do oxigênio para a atmosfera permitiu, também, a formação da camada de ozônio.

Há cerca de 1500 milhões de anos, a atmosfera tinha a composição que mantêm até os dias de hoje: o gás nitrogênio é o componente majoritário com 78,1% de volume seguido do oxigênio com 20,9% de volume (ver Tabela 2.2). Devido à força gravitacional, cerca de 80% da massa da atmosfera encontra-se na camada mais próxima da superfície da Terra, a troposfera.

CONSTITUINTE	PERCENTAGEM
Nitrogênio (N ₂)	78,084%
Oxigênio (O ₂)	20,946%
Argônio (Ar)	0,934%
Dióxido de Carbono (CO ₂)	0,031%
Neônio (Ne)	0,0018%
Hélio (He)	0,000524%
Criptônio (Kr)	0,00015%
Hidrogênio (H ₂)	0,00005%
Xenônio (Xe)	0,000008%
Ozônio (O ₃)	0,000001%

Tabela 2.2 – Composição atual do ar seco até aproximadamente 25 km de altitude.

As proporções desses gases são notavelmente constantes em todo o planeta até uma altitude de cerca de 70 km. Existem ainda dois constituintes variáveis, o vapor d'água e o dióxido de carbono. A quantidade do vapor d'água muda constantemente pela ação da evaporação e da condensação. O dióxido de carbono (CO₂) é aumentado pela queima de combustíveis e diminui ao ser absorvido pela vegetação verde e pela dissolução no mar. Esses processos equilibram-se um ao outro e a quantidade de dióxido de carbono no ar, por conseguinte, deveria alterar-se muito pouco. No entanto, o problema atual é a queima do combustível fóssil. Este dióxido de carbono está sendo tirado de reservas subterrâneas (petróleo e gás natural) e jogado direto para a atmosfera (através da queima de gasolina, óleo diesel, gás de cozinha, GNV), ocasionando um crescente aumento nos níveis de CO₂ na atmosfera.

A figura 2.1 mostra o aumento da concentração do CO₂ na atmosfera nos últimos 50 anos (conhecida como *Curva Keeling*). Em torno de 1960, a concentração de CO₂ era cerca de 315 ppmv (parte por milhão em volume – porque se trata de ar) e, em apenas 5 décadas, houve um aumento de cerca de 16%. O zigue-zague observado na Figura 2.1 é devido ao aumento de CO₂ na atmosfera durante o outono-inverno pela baixa atividade fotossintética, já que no período de primavera-verão a fotossíntese é mais eficiente, diminuindo então a sua concentração. O aumento de CO₂ de um

ano para outro é provavelmente controlado pela atividade humana, principalmente devido à queima de combustível fóssil. No decorrer do texto, veremos quais os efeitos decorrentes do aumento da concentração de CO₂ na atmosfera terrestre.

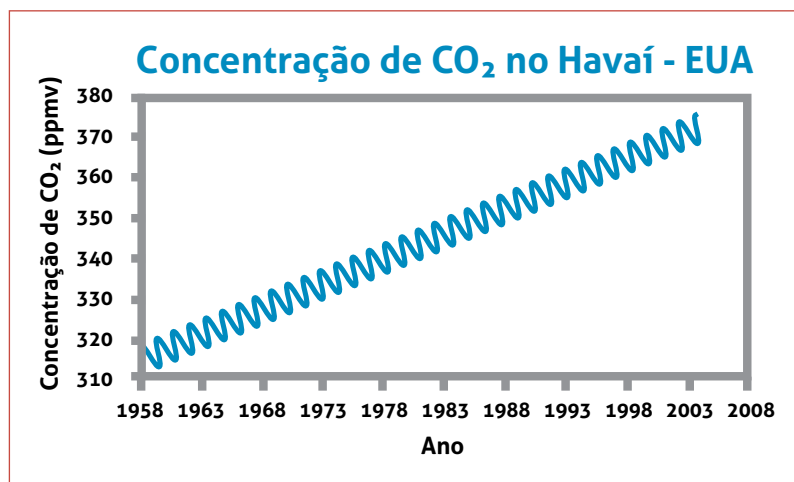


Figura 2.1 – Variação na concentração de CO₂ na atmosfera medida no Observatório de Mauna Loa no Havai- EUA, localizado a 3.500 m de altitude. *Curva Keeling adaptada.*

2.2. CAMADAS DA ATMOSFERA ATUAL

A atmosfera pode ser dividida em camadas, devido à variação da temperatura com a altura. A pressão diminui com a altura em toda a atmosfera de forma logarítmica, devido à diminuição da densidade do ar com a altura. A Figura 2.2 mostra o perfil vertical da temperatura e da pressão na atmosfera Terrestre.

As camadas representadas pela variação de temperatura são divididas em quatro. Próxima da superfície da Terra, a camada é chamada de troposfera e é onde ocorrem os processos de Tempo e Clima. Essa camada tem cerca de 11 km de espessura (variando com a latitude) e é caracterizada por uma diminuição da temperatura com a altura.

A temperatura perto da superfície da Terra é elevada como o aquecimento do solo pela absorção da energia solar. O ar muito próximo do solo se aquece por condução e por convecção aquece a troposfera, de forma que mais próximo ao solo a temperatura é maior, ocorrendo assim uma diminuição da temperatura com a altura. Geralmente, no topo da troposfera, ocorre a formação de nuvens. Acima desta região de nuvens, tem-se a tropopausa que é uma fina camada que separa a troposfera da camada seguinte, a estratosfera. O sufixo 'pausa' é usado para denominar as finas camadas que separam as grandes camadas atmosféricas e são caracterizadas por apresentar um perfil de temperatura constante (ver Figura 2.2). A estratosfera é caracterizada pelo aumento da temperatura com a altura. Essa camada tem uma espessura de cerca de 40 km.

Na estratosfera, existe muito pouco vapor d'água, mas é nela que se encontra a camada de ozônio (O_3), formado a partir de moléculas de oxigênio com a radiação solar de alta energia. Essa camada nos protege dos raios UV (ultra-violeta). O aumento da temperatura com a altura é devido à absorção da radiação solar nesses processos. O aumento de gases do tipo CFC (cloro-fluor-carbono) pode diminuir significativamente a camada de ozônio, fazendo com que a radiação de alta energia chegue até a superfície da Terra, onde é muito prejudicial a todas as espécies de vida.

Acima do estratopausa tem-se a mesosfera (40 km de espessura). De 50 a 90 km, a temperatura diminui novamente. A partir dos 90 km de altitude, chamamos de termosfera/ionosfera, onde a temperatura aumenta com a altura, devido aos gases ionizados presentes nesta camada que absorvem a energia solar em grande quantidade. Essa camada se estender até aproximadamente 500 km e tem a importante tarefa de refletir ondas radiofônicas, devolvendo-as para a superfície, de forma a que acompanhem a superfície em curvatura da Terra. Isso torna possível a transmissão de rádio entre lugares distantes na superfície da Terra.

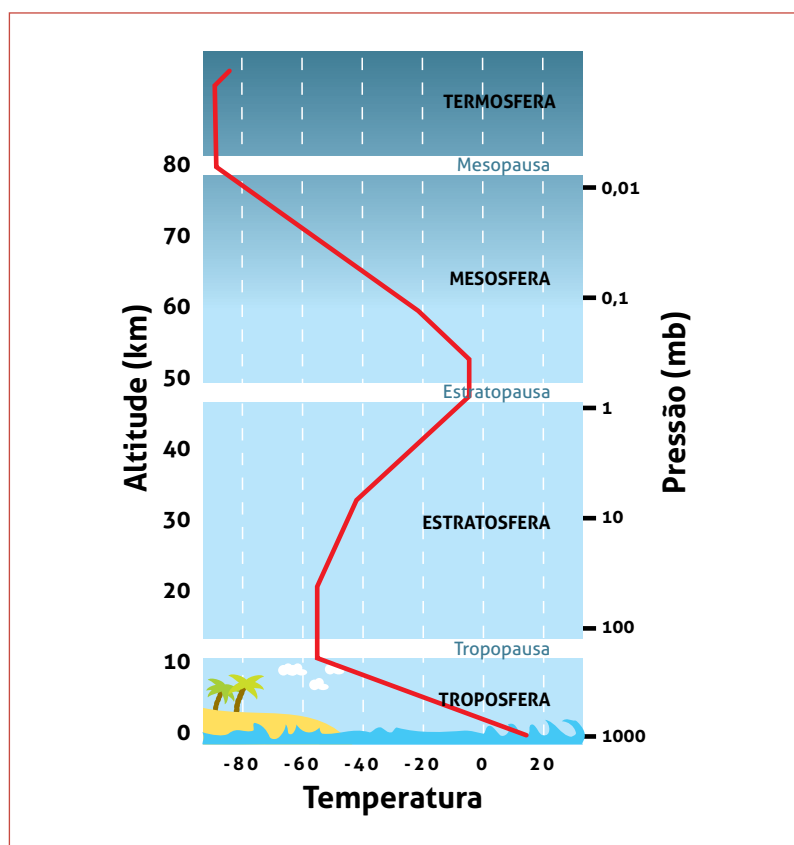


Figura 2.2 – Perfil da temperatura com a altitude na atmosfera Terrestre. A figura também mostra o decréscimo logarítmico da pressão com a altura.

3. SISTEMA TERRA-SOL

3.1. DISCUSSÃO ACERCA DO REFERENCIAL

Partícula é qualquer corpo cujas dimensões são muito menores do que as dimensões do sistema como um todo. Por essa definição, podemos ver que o conceito de partícula é relativo. Por exemplo, quando se trata de descrever o movimento orbital de translação da Terra num referencial fixo no Sol, a Terra pode ser considerada como uma partícula, mas quando se trata de explicar a sucessão dos dias e das noites, a Terra não pode ser considerada como partícula, ou seja, deve-se considerar sua extensão. Assim, um corpo qualquer pode ou não ser considerado como partícula, dependendo do aspecto que se quer descrever do fenômeno do qual participa esse corpo.

Uma partícula pode ser representada por um ponto matemático. Não tem sentido falar na rotação de uma partícula ao redor de si própria. A partícula só pode ter movimento de translação.

Referencial é um conjunto de três eixos ortogonais. Não podemos falar em movimento sem antes especificar o referencial. Especificar o referencial significa estabelecer como o sistema de três eixos ortogonais está disposto em relação aos corpos que participam do fenômeno que se quer descrever. A escolha do referencial é arbitrária.

O movimento de uma dada partícula é diferente em diferentes referenciais. Os fenômenos físicos acontecem de modo diferente em diferentes referenciais. No estudo de um dado fenômeno, é natural escolher o referencial de modo que esse fenômeno pareça de forma mais simples.

Considerando um referencial fixo no Sol, por efeito da lei da gravitação universal, o movimento dos planetas ao redor do Sol acontece segundo as três leis de Kepler. Na verdade, as leis de Kepler não se aplicam apenas às órbitas dos planetas ao redor do Sol. Elas valem de modo geral para qualquer corpo em órbita ao redor de outro corpo num referencial em que este último está em repouso e quando a interação entre os corpos é gravitacional. Por exemplo, a Lua e os satélites artificiais têm órbitas que seguem as leis de Kepler, num referencial em que a Terra está em repouso e as luas de Júpiter seguem as leis de Kepler, num referencial em que Júpiter está em repouso.

3.2 ELIPSES

Consideremos os pontos F_1 e F_2 , distintos e fixos num plano (figura 3.1(a)). Elipse é a curva desse plano para a qual a soma das distâncias de cada um de seus pontos aos pontos F_1 e F_2 é constante (e maior do que a distância entre F_1 e F_2).

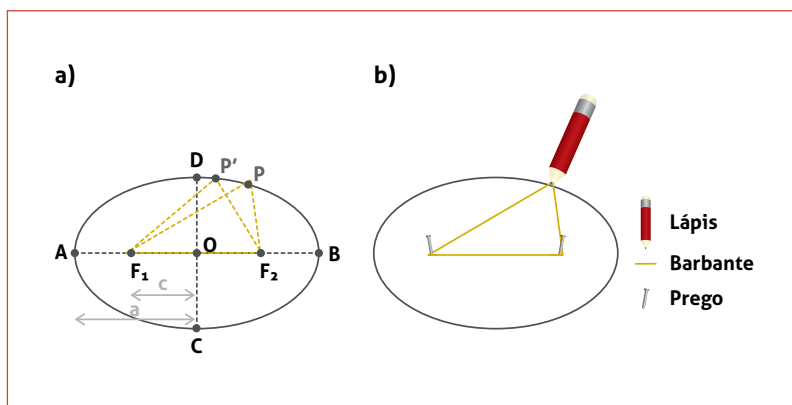


Figura 3.1 – (a) Componentes de uma elipse. (b) Construção simples de uma elipse.

Assim, por definição, as distâncias $F_2P + PF_1$ e $F_2P' + P'F_1$ são iguais. Isto indica um modo simples de desenhar uma elipse com dois percevejos e um laço de barbante (figura 3.1 (b)). Passando o laço de barbante pelos percevejos e mantendo-o sempre esticado com um lápis, o risco do lápis é uma elipse.

Os pontos F_1 e F_2 são chamados focos e ao ponto O se chama centro da elipse. O segmento AB é chamado eixo maior e os segmentos AO e OB, semi-eixos maiores. O segmento CD é chamado eixo menor e os segmentos CO e OD, semi-eixos menores.

Podemos considerar a elipse como uma circunferência achatada. Para indicar o maior ou menor achatamento, definimos a excentricidade:

$$e = \frac{c}{a} \quad (3.1)$$

em que c é a distância F_2O ou OF_1 e a é o semi eixo maior, ou seja, a distância AO ou OB. Por definição, $a > c$. Então, $0 < e < 1$. Assim como podemos considerar a elipse como uma circunferência achatada, podemos pensar que a circunferência é um caso particular de elipse em que os focos coincidem. Assim, para a circunferência, $c = 0$ e a excentricidade é nula.

3.3 LEIS DE KEPLER

3.3.1 Primeira Lei de Kepler

A primeira lei de Kepler, também chamada lei das órbitas elípticas, diz que, num referencial fixo no Sol, as órbitas dos planetas são elipses e o Sol ocupa um dos focos.

A Tabela 3.1 mostra as excentricidades das órbitas dos oito planetas do Sistema Solar. Essas excentricidades são muito pequenas, ou seja, as órbitas são quase circunferências. A órbita mais achatada é a do planeta Mercúrio. A figura 3.2(a) mostra em escala esta órbita

com os dois focos. Uma das órbitas menos achatadas é a da Terra. A figura 3.2(b) mostra a órbita da Terra com os dois focos.

MERCÚRIO	VÊNUS	TERRA	MARTE	JÚPITER	SATURNO	URANO	NETUNO
0,206	0,007	0,017	0,093	0,048	0,056	0,046	0,009

Tabela 3.1 – Excentricidade da órbita dos planetas do Sistema Solar.

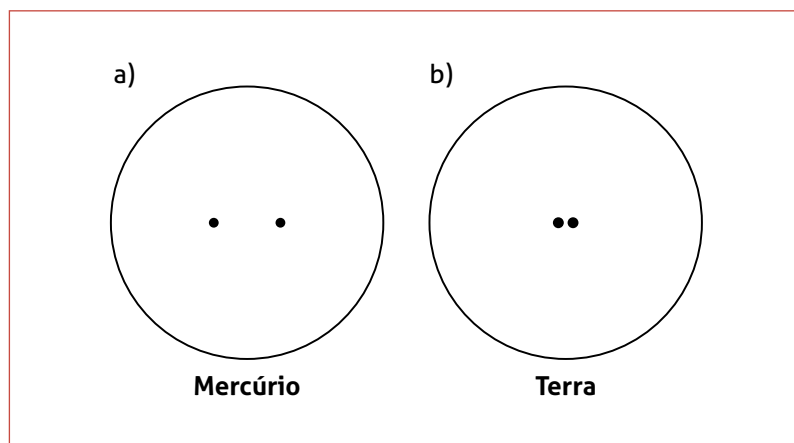


Figura 3.2 – Órbitas em escala: (a) Mercúrio e (b) Terra.

As órbitas da Terra, de Vênus e de Netuno são praticamente circunferências. O mesmo se poderia dizer das órbitas de Júpiter, Saturno e Urano. As órbitas de Marte e de Mercúrio são um pouco achatadas.

A menor distância Mercúrio-Sol é de $4,6 \times 10^{10}$ m e o diâmetro do Sol é de $1,4 \times 10^9$ m. Podemos ver que o diâmetro do Sol é cerca de 33 vezes menor do que a menor distância Mercúrio-Sol. Na figura 3.2(a), que representa a órbita de Mercúrio, o Sol deveria ser representado por um ponto com o mesmo diâmetro daquele usado para representar cada foco. Como a distância média Terra-Sol é de aproximadamente $1,49 \times 10^{11}$ m, podemos ver que o diâmetro do Sol é cerca de 107 vezes menor do que a distância Terra-Sol. Na figura 3.2(b), que representa a órbita da Terra, o Sol deveria ser representado por um ponto com a metade do diâmetro daquele usado para representar cada foco.

Como a órbita da Terra é praticamente uma circunferência, a distância Terra-Sol varia ao longo do ano em torno de um valor médio $\bar{d} = 1,49 \times 10^{11}$ m. A distância mínima Terra-Sol, ou periélio, é de $1,47 \times 10^{11}$ m e a distância máxima, o afélio, é de $1,52 \times 10^{11}$ m. A Terra passa pelo periélio por volta de 3/01 e do afélio em 4/06. A diferença entre a maior e a menor distância Terra-Sol é muito pequena e não pode justificar a diferença no Clima entre o inverno e o verão. Além do mais, quando é inverno num hemisfério terrestre, é verão no outro. Adiante discutiremos porque existem as estações do ano e elas são trocadas nos dois hemisférios.

A interação gravitacional entre o Sol e cada planeta pode ser representada por forças inversamente proporcionais ao quadrado

da distância entre o planeta e o Sol. A primeira lei de Kepler é consequência desse fato.

3.3.2 Segunda Lei de Kepler

A segunda lei de Kepler, também chamada lei das áreas, afirma que, num referencial fixo no Sol, a reta que une o planeta ao Sol varre áreas iguais em tempos iguais.

As áreas A_1 , A_2 e A_3 na figura 3.3 são iguais. A segunda lei de Kepler informa que são iguais os tempos levados pelo planeta para percorrer os correspondentes arcos BC, DE e FG. Portanto, o módulo da velocidade linear do planeta é tanto maior quanto mais perto do Sol ele se encontra. De qualquer forma, como as órbitas são aproximadamente circunferências, a variação relativa do módulo da velocidade linear dos planetas é pequena.

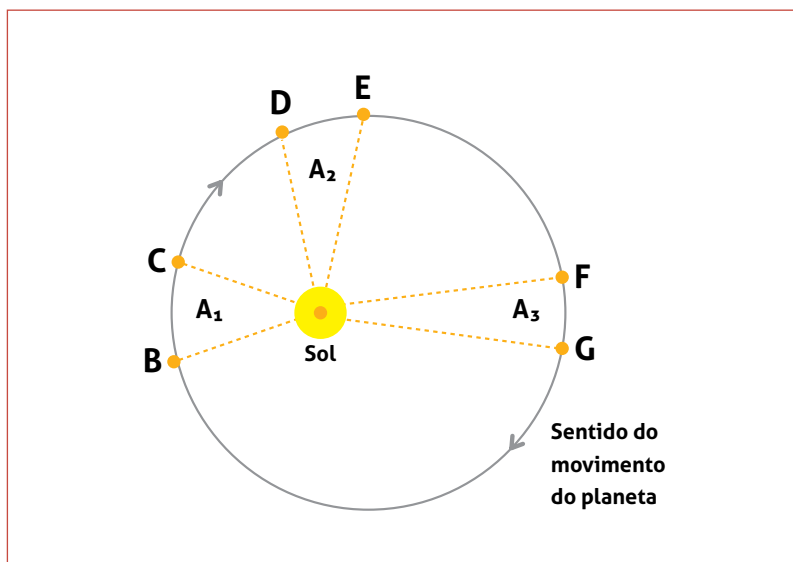


Figura 3.3 – Representação da Segunda Lei de Kepler.

A segunda lei de Kepler é consequência do princípio de conservação do momento angular.

3.3.3 Terceira Lei de Kepler

A terceira lei de Kepler, também chamada lei harmônica, afirma que, num referencial fixo no Sol, o quadrado do período de revolução de um planeta ao redor do Sol é proporcional ao cubo do semi-eixo maior da elipse que representa a órbita do planeta.

Matematicamente:

$$T^2 = ka^3 \quad (3.2)$$

em que k tem, aproximadamente, o mesmo valor para todos os planetas.

Podemos obter essa relação considerando um modelo em que as órbitas planetárias são circunferências, ou seja, considerando o movimento de cada planeta ao redor do Sol como um movimento circular uniforme num referencial em que o Sol está em repouso. Nesse caso, a força gravitacional do Sol sobre o planeta é a força centrípeta do MCU correspondente e podemos escrever:

$$\frac{mv^2}{R} = \frac{GmM}{R^2} \quad (3.3)$$

em que m é a massa do planeta, M é a massa do Sol, v é o módulo da velocidade linear do planeta e R é o raio da órbita. No modelo que estamos considerando, o raio e o semi-eixo maior da órbita são idênticos. Se o planeta leva um tempo T para dar uma volta completa ao redor do Sol, temos:

$$v = \frac{2\pi R}{T} \quad (3.4)$$

e substituindo v desta expressão naquela de cima e simplificando, obtemos:

$$T^2 = \left(\frac{4\pi^2}{GM} \right) R^3 \quad (3.5)$$

Esta é a expressão matemática da terceira lei de Kepler desde que:

$$k = \left(\frac{4\pi^2}{GM} \right) \quad (3.6)$$

Aqui, podemos ver porque k tem, aproximadamente, o mesmo valor para todos os planetas. Aproximadamente, porque as órbitas planetárias são, aproximadamente, circunferências e o mesmo valor para todos os planetas porque k só depende da constante universal G e da massa do Sol. Um cálculo mais próximo da realidade indicaria que k depende também da massa do planeta.

3.4 REFERENCIAL FIXO NA TERRA

Devido aos movimentos de rotação e translação da Terra, um observador em repouso na superfície do planeta vê que os astros nascem ao seu leste e se põe ao seu oeste, diariamente. Além disso, esse observador pode notar um movimento na direção norte-sul dos astros ao longo do ano (ver Figura 3.4). Esses fenômenos são devidos a rotação da Terra em torno do seu próprio eixo e da inclinação do seu eixo de rotação em relação ao plano da sua órbita em torno do Sol (eclíptica), respectivamente. A inclinação do eixo de rotação da Terra em relação ao plano da sua órbita em torno do Sol é de $23,43^\circ$, ou $23^\circ 27'$, atualmente. Essa inclinação é a mesma entre o plano equatorial terrestre e o plano da órbita, como ilustrado na Figura 3.5. As figuras desta e da próxima seção estão fora de escala.

SAIBA MAIS

Um grau (1°) tem 60 minutos de arco ($60'$); um minuto de arco ($1'$) tem 60 segundos de arco ($60''$). Logo $1^\circ = 60' = 3600''$.

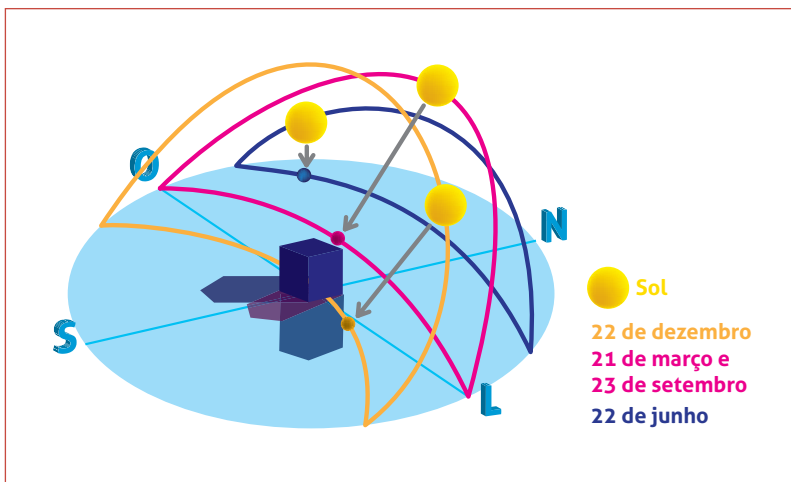


Figura 3.4 – Exemplo do movimento Norte-Sul do Sol ao longo do ano para uma localidade no Trópico de Capricórnio (latitude = $-23,43^\circ$).

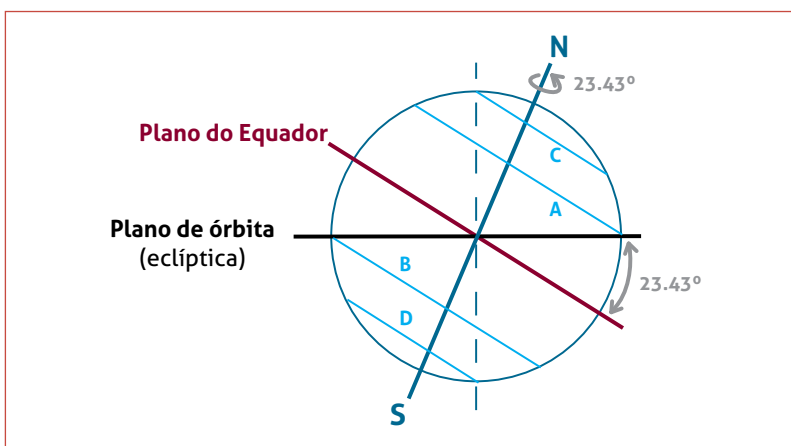


Figura 3.5 – O plano equador Terrestre forma um ângulo de $23,43^\circ$ com o plano da órbita, o que permite estabelecer, geometricamente, os trópicos (A – Trópico de Câncer e B – Trópico de Capricórnio) e os círculos polares (C- Círculo Polar Ártico e D- Círculo Polar Antártico).

A energia solar que chega até a superfície da Terra é a principal fonte de energia para os diversos fenômenos atmosféricos. A quantidade de energia que chega até a Terra depende da posição do Sol no céu em relação a um determinado local na Terra. Portanto, descrever a posição do Sol em qualquer horário do dia e dia do ano é de fundamental importância para o estudo de Física da Atmosfera.

Para descrever a posição do Sol ou qualquer astro no céu, ou seja, na abóboda celeste ou esfera celeste, é necessário algum conhecimento em astronomia. A seguir são apresentados alguns sistemas de coordenadas convenientes para descrever a posição de um astro na esfera celeste. Nesse sistema, vamos utilizar apenas coordenadas angulares, sem nos preocuparmos com as distâncias dos astros. Antes de iniciarmos o estudo nos sistemas de coordenadas astronômicas, convém recordarmos o sistema de coordenadas geográficas. Vale lembrar que a teoria descrita nesta seção pode ser utilizada para qualquer astro. Quando nos referimos à palavra astro, estamos nos referindo a qualquer corpo celeste, inclusive o Sol.

3.4.1 Sistema de Coordenadas Geográficas

O Sistema de Coordenadas Geográficas é utilizado para medir posição sobre a superfície da Terra. Nesse sistema, as coordenadas são latitude e a longitude (ver figura 3.6).

Longitude geográfica (l): é o ângulo medido ao longo do equador da Terra, tendo origem em um meridiano de referência (o meridiano de Greenwich), e extremidade no meridiano do lugar. Meridiano é a linha norte-sul que passa pelo zênite de um observador. O zênite é a perpendicular do observador. Na Conferência Internacional Meridiana, realizada em Washington em outubro de 1884, ele foi definido como variando de 0 a $+180^\circ$ (Oeste de Greenwich) e de 0 a -180° (Leste).

Latitude geográfica (ϕ): ângulo medido ao longo do meridiano do observador, com origem no equador e extremidade no zênite do lugar. Varia entre -90° e $+90^\circ$. O sinal negativo indica latitudes do hemisfério sul e o sinal positivo do hemisfério norte.

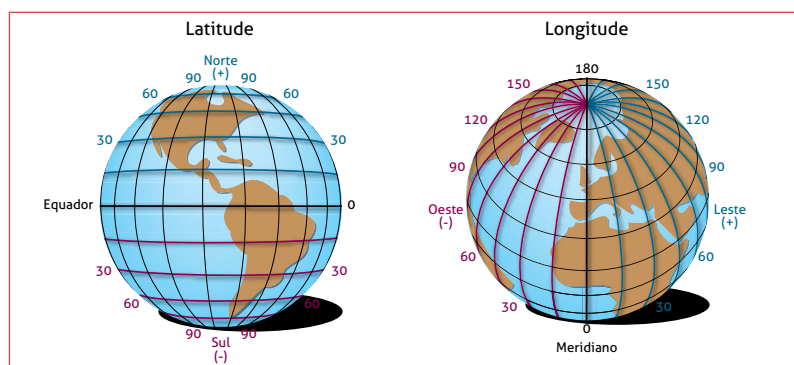


Figura 3.6 – Coordenadas Geográficas sobre a Terra: (a) latitude e (b) longitude.

2.4.2 O Sistema Horizontal

O Sistema Horizontal utiliza como plano fundamental o Horizonte Celeste, ou seja, os prolongamentos do horizonte do observador, na esfera celeste. As coordenadas horizontais são azimute e altura. O sistema horizontal é um sistema local, no sentido de que é fixo na Terra. As coordenadas azimute e altura (ou azimute e distância zenital) dependem do lugar e do instante da observação, e não são características do astro. A figura 3.7 ilustra este sistema.

Azimute (A): é o ângulo medido sobre o horizonte do observador, no sentido horário (Norte-Leste-Sul-Oeste), com origem no Norte geográfico (ponto em que o eixo de rotação da Terra intercepta o hemisfério Norte) e extremidade no círculo vertical do astro (círculo imaginário que passa pela vertical do observador (zênite) e o astro). O azimute varia entre 0° e 360° .

Altura (e) (ou elevação): é o ângulo medido com origem no horizonte e extremidade no astro. A altura varia entre -90° e $+90^\circ$. O complemento da altura se chama distância zenital (z). Assim, a distância zenital é o ângulo com origem no zênite do observador e extremidade no astro. A distância zenital varia entre 0° e 180° : ($e + z = 90^\circ$)

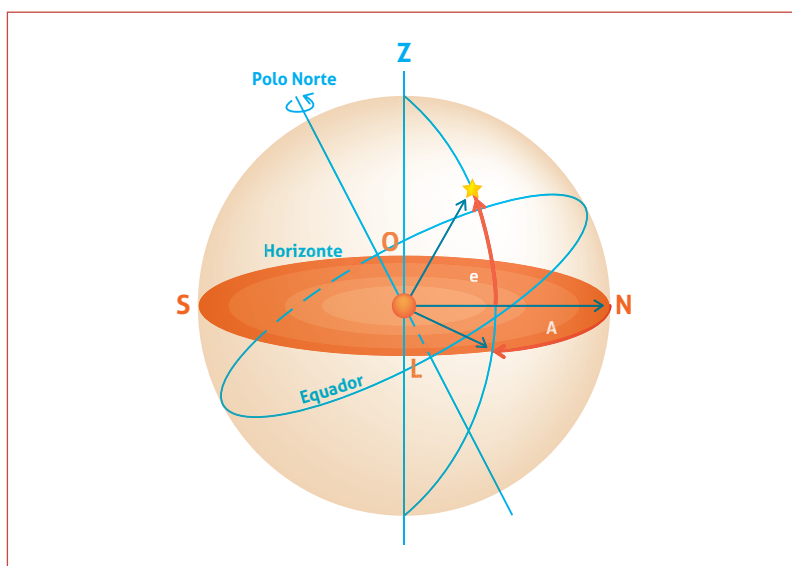


Figura 3.7 – Coordenadas Horizontais na esfera celeste: Azimute e Altura.

3.4.3 O Sistema Equatorial Celeste

O Sistema Equatorial Celeste utiliza como plano fundamental o Equador celeste. O Equador celeste é representado pelos prolongamentos da linha do Equador terrestre na esfera celeste. Suas coordenadas são a Ascensão Reta e a Declinação. O sistema equatorial celeste é fixo na esfera celeste e, portanto, suas coordenadas não dependem do lugar e instante de observação na Terra. A figura 3.8 ilustra este sistema.

Ascensão Reta (α ou AR): ângulo medido sobre o equador celeste, com origem no meridiano que passa pelo ponto Áries, e extremidade no meridiano do astro. A ascensão reta varia entre 0h e 24h (ou entre 0° e 360°) aumentando para leste. Ponto Áries, também chamado Ponto Gama (γ), ou Ponto Vernal, é um ponto do equador celeste, ocupado pelo Sol no equinócio de outono do hemisfério sul (geralmente em 22 de março de cada ano).

Declinação (δ): ângulo com origem no equador celeste e extremidade no astro. A declinação varia entre -90° e $+90^\circ$. O complemento da declinação se chama distância polar (Δ). ($\delta + \Delta = 90^\circ$).

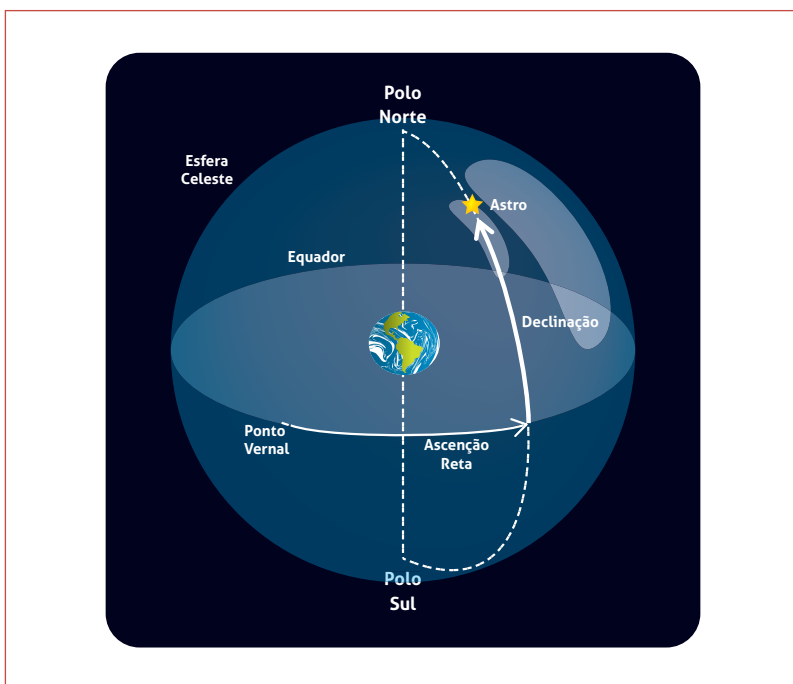


Figura 3.8 – Coordenadas equatoriais celestes: Ascensão Reta e Declinação.

2.4.3.1. A Declinação do Sol

As variações da posição do nascer e do pôr do Sol e da trajetória do Sol no céu observadas na Terra são fundamentais para o entendimento de muitos fenômenos meteorológicos que ocorrem na Terra. Para tanto, devemos conhecer a declinação do Sol. Uma equação empírica é dada por:

$$\delta = 23,45^\circ \operatorname{sen} \left[\frac{360^\circ}{365} (284 + n) \right] \quad (3.7)$$

onde n é o dia juliano, ou seja, número do dia do ano, por exemplo: 1º de Janeiro = dia 1; 1º de março = 60, se o ano for **BISSEXTO**, 1º de março é dia juliano 61.

SAIBA MAIS

Ano bissexto é o ano ao qual é acrescentado um dia extra, ficando este com 366 dias, um dia a mais do que os anos normais de 365 dias. O ano bissexto ocorre a cada quatro anos. Isto é feito com o objetivo de manter o calendário anual ajustado com a translação da Terra que tem o período de 365 dias + 6 horas. Assim, a cada 4 anos, aumenta-se um dia para compensar o acúmulo das 24 horas.

3.4.4 Sistema Equatorial Horário

No sistema Equatorial Horário, o plano fundamental continua sendo o Equador Celeste, mas a coordenada medida ao longo do equador não é mais a ascensão reta, e sim uma coordenada não constante chamada ângulo horário. A outra coordenada continua sendo a declinação.

Ângulo horário (h): ângulo medido sobre o equador celeste, com origem no meridiano local e extremidade no meridiano do astro. Varia entre -180° e $+180^\circ$. Meio dia local ocorre quando o Sol se encontra no meridiano do observador (passagem meridiana). Por convenção, ao meio dia local $h = 0^\circ$, h é negativo no período da manhã e positivo no período da tarde. Esse ângulo horário diminui 15° por hora ($360^\circ/24h = 15^\circ/h$) antes do meio dia e aumenta 15° por hora após o meio dia local.

O horário do meio dia local depende da longitude de Greenwich e do **FUSO HORÁRIO** do local:

$$\text{Meio dia local} = 12:00 + \left(\frac{-L}{15^\circ} \right) - \text{fuso horário} \quad (3.8)$$

(Atenção para as conversões entre horas e graus).

No instante da passagem meridiana, a distância zenital, ou seja, o ângulo que o Sol faz com o zênite do observador, é dada pela seguinte relação:

$$z = \pm(\phi - \delta) \quad (3.9)$$

onde o sinal (+) vale se a culminação é feita ao norte do zênite e o sinal (-) se a culminação é feita ao sul do zênite. Por exemplo, o Sol tem declinação de $\delta = +23,43^\circ$ no dia 21 de junho. Em Santa Maria, com latitude $\phi = -30^\circ$, pela relação anterior, obtemos que sua distância zenital é de $z = \pm[23,43 - (-30)]^\circ = \pm 53,43^\circ$. Como a altura é o complemento da distância zenital, as alturas nas passagens meridianas são $90^\circ - (+53,43^\circ) = 36,37^\circ$, quando ela passa ao norte do zênite, e $90^\circ - (-53,43^\circ) = 143,43^\circ$, abaixo do horizonte, quando ela passa ao sul do zênite. Portanto, a altura máxima é $36,37^\circ$.

SAIBA MAIS

Os fusos horários geralmente estão centrados nos meridianos das longitudes que são múltiplos de 15° . No entanto, as formas dos fusos horários podem ser bastante irregulares. O Brasil apresenta 4 fusos horários. Todos os eles são definidos em relação ao Tempo Universal Coordenado (UTC), o fuso horário que contém Londres, onde está localizado o meridiano de Greenwich, o qual divide o fuso horário.

3.4.5 Relação entre as coordenadas

Para localizar um astro na esfera celeste, é necessário conhecer a latitude do observador, a declinação do astro e o ângulo horário do astro. Assim, pode-se calcular a distância zenital do astro através da seguinte relação:

$$\cos(z) = \sin(\phi)\sin(\delta) + \cos(\phi)\cos(\delta)\cos(h) \quad (3.10)$$

Se o ângulo horário for $h=0$, ou seja, o astro estiver no meridiano local (meridiano norte sul que passa sobre o zênite do observador), o ângulo zenital pode ser escrito como pela equação, $z = \pm(\phi - \delta)$.

Através de um pouco de álgebra, pode-se calcular o ângulo horário do nascer ou do pôr (ocaso) de qualquer astro. Sendo H , o ângulo horário do nascer ou do pôr do astro, ou seja, quando o ângulo zenital é $z=90^\circ$, temos:

$$\cos(H) = -\tan(\phi)\tan(\delta) \quad (3.11)$$

O azimute do astro no nascer (ou ocaso) também pode ser deduzido:

$$\cos(A) = \sin(\delta)\sec(\phi) \quad (3.12)$$

O fotoperíodo (N) é o intervalo de tempo decorrido entre o nascer e o ocaso do sol. (número de horas de Sol para um determinado dia do ano) O fotoperíodo depende apenas da latitude do local e do ângulo de declinação solar na data da observação.

$$N = \frac{2H}{15^\circ} \quad (3.13)$$

ou

$$N = \frac{2}{15^\circ} \arccos(-\tan(\phi)\tan(\delta)) \quad (3.14)$$

Para a dedução das equações acima, assumiu-se o centro do disco solar no horizonte. No entanto, definiu-se que o dia inicia com a borda superior do Sol no horizonte, e o dia termina com a borda superior do Sol no horizonte. Assim, é necessário somar ainda 10 minutos no número de horas de Sol para cada dia. Em Santa Maria, o Sol estará acima do horizonte aproximadamente 14 horas no dia 21 de dezembro, e 10 horas no dia 21 de junho.

Em locais de baixa latitude (entre os trópicos), a variação do fotoperíodo é pequena durante o ano, tendo um período de ilu-

minação mais ou menos uniforme durante o ano (região tropical). Com o aumento da latitude, aumenta a variação do fotoperíodo durante o ano. Nas regiões polares, ocorrem dias, no verão, em que o Sol não se põe, e no inverno alguns dias em que o Sol não nasce.

O horário do Nascer e do Pôr do Sol podem ser calculados da seguinte forma:

$$\text{Nascer do Sol} = \text{Meio dia local} - \frac{N}{2} \quad (3.15)$$

$$\text{Pôr do Sol} = \text{Meio dia local} + \frac{N}{2} \quad (3.16)$$

3.5. ESTAÇÕES DO ANO

As estações do ano, com suas variações no comprimento do dia e da noite e diferenças climáticas, têm origem no movimento de translação da Terra em torno do Sol. O eixo de rotação da Terra aponta sempre na mesma direção no espaço, inclinado em um ângulo de aproximadamente $23,43^\circ$ em relação à perpendicular ao plano da órbita da Terra em torno do Sol (eclíptica), como mostra a figura 3.9. Isso significa dizer que o ângulo entre o plano da eclíptica e o plano Equatorial Celeste é de aproximadamente $23,43^\circ$.

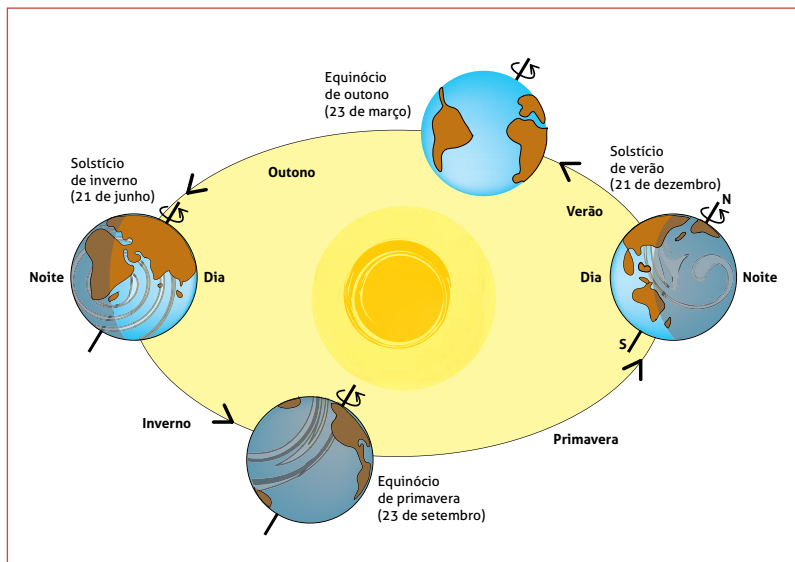


Figura 3.9. – As estações do ano. As áreas claras representam as regiões da Terra que recebem a radiação solar.

Para entendermos as estações do ano, precisamos descrever as posições características do Sol, observado da Terra (ver figura 3.10). O Solstício é o momento em que o Sol, durante seu movimento na esfera celeste, a partir de um observador na Terra, atinge

a maior declinação (em módulo). O Equinócio é o momento em que o Sol cruza o plano do equador celeste (a linha do equador terrestre projetada na esfera celeste).

≈ **21 Março**: Sol cruza o equador, indo do Hemisfério Sul (HS) para o Hemisfério Norte (HN), com ascensão reta de $\alpha=0h$ e declinação $\delta=0^\circ$. O dia e a noite duram 12 horas em toda a Terra. Equinócio de Outono no HS e Equinócio de Primavera no HN.

≈ **22 Junho**: Sol está na máxima declinação norte, incidindo diretamente na região do Trópico de Câncer na Terra com ascensão reta de $\alpha=6h$ e declinação $\delta=+23,43^\circ$. É o dia mais curto do ano no HS e o dia mais longo do ano no HN. No pólo S, o Sol estará sempre abaixo do horizonte e, no Círculo Polar Ártico, o Sol estará sempre acima do horizonte. Solstício de Inverno no HS e Solstício de Verão no HN. O trópico de câncer, portanto, tem uma latitude igual a máxima declinação norte do Sol, ou seja, $+23,43^\circ$.

≈ **23 Setembro**: Sol cruza o equador, indo do Hemisfério Norte para o Hemisfério Sul, com ascensão reta de $\alpha=12h$ e declinação $\delta=0^\circ$. O dia e a noite duram 12 horas em toda a Terra. Equinócio de Primavera no HS e Equinócio de Outono no HN.

≈ **22 Dezembro**: Sol está na máxima declinação sul incidindo diretamente na região do Trópico de Capricórnio na Terra, com ascensão reta de $\alpha=12h$ e declinação $\delta=-23,43^\circ$. O dia mais longo do ano no HS e o dia mais curto do ano no HN. No pólo S, Sol sempre acima do horizonte. No Círculo Polar Antártico, o Sol estará sempre acima do horizonte. Solstício de Verão no HS e Solstício de Inverno no HN. O trópico de capricórnio, portanto, tem um latitude igual a máxima declinação sul do Sol, ou seja, $-23,43^\circ$.

Os círculos polares têm uma latitude igual à diferença entre a latitude do Pólo (90° , para o PN e -90° , para o PS) e máxima declinação do Sol em cada hemisfério ($23,43^\circ$ para o HN, e $-23,43^\circ$ para o HS). Assim, o Círculo Polar Ártico terá a latitude de $90^\circ-23,43^\circ=66,57^\circ$, e o Círculo Polar Antártico terá a latitude de $-90^\circ-(-23,43^\circ)=-66,57^\circ$.

Analisando as figuras 3.10a e 3.10b, nota-se que, no verão (no hemisfério sul), os raios solares não chegam até o Pólo Norte. Desta forma, no solstício de verão (22 de dezembro), em todos os lugares dentro do Círculo Ártico, latitude $66,57^\circ$ N, o Sol nunca estará acima do horizonte em ponto algum durante as vinte e quatro horas do dia. Durante esse período, todos os outros lugares, no hemisfério sul têm seu dia mais longo. No solstício de inverno (22 de junho), os lugares dentro do círculo Antártico não recebem luz solar durante todas as vinte e

quatro horas do dia e os outros lugares do hemisfério sul têm o seu dia mais curto. Nos equinócios de primavera e outono, toda a Terra recebe 12 horas de luz. As estações são inversas no hemisfério Norte.

O aspecto variante da Terra em relação ao Sol também justifica que o Sol esteja mais alto em relação ao horizonte local no verão do que no inverno. Isso significa que, no verão, durante várias horas no meio do dia, os raios do sol alcançam a Terra num ângulo mais próximo da vertical do local do que no inverno. Os dias mais longos e os raios solares verticais mais próximos são os responsáveis pelo aumento das temperaturas no verão, em comparação com as de inverno.

A relação $z = \pm(\delta - \phi)$ mostra que, para acontecer uma culminação zenital ($z=0^\circ$), forçosamente a declinação deve ser igual a latitude. Considerando o movimento anual aparente do Sol no sentido Norte-Sul (variação de δ), comprova-se que:

- o Sol somente culmina zenitalmente em pontos situados entre os trópicos de Câncer e Capricórnio inclusive;
- a culminação zenital do Sol ocorre em datas tanto mais próximas quanto mais perto de um dos trópicos estiver o local que for considerado.
- no equador, o tempo decorrido entre duas culminações zenitais sucessivas do Sol é de seis meses;
- exatamente sobre os trópicos, há apenas uma culminação zenital do Sol por ano;
- o Sol não pode culminar no zênite de locais situados em latitudes extratropicais.

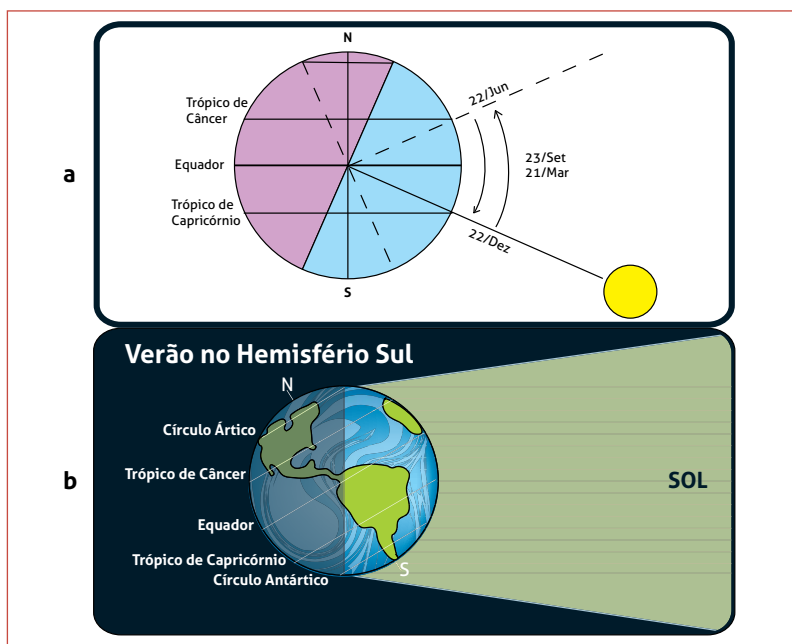


Figura 3.10 – (a) Movimento anual aparente do Sol na direção Norte-Sul, decorrente da inclinação do eixo da Terra. (b) raios solares perpendiculares ao Trópico de Capricórnio, no dia do solstício de verão no hemisfério sul (22 de dezembro).

4. PROCESSOS RADIATIVOS NA ATMOSFERA

Radiação é o processo de transferência de energia por ondas eletromagnéticas. As ondas eletromagnéticas são constituídas de um campo elétrico e um campo magnético que variam harmonicamente, um perpendicular ao outro e ambos perpendiculares à direção de propagação. As ondas eletromagnéticas podem se propagar num meio material e também no vácuo.

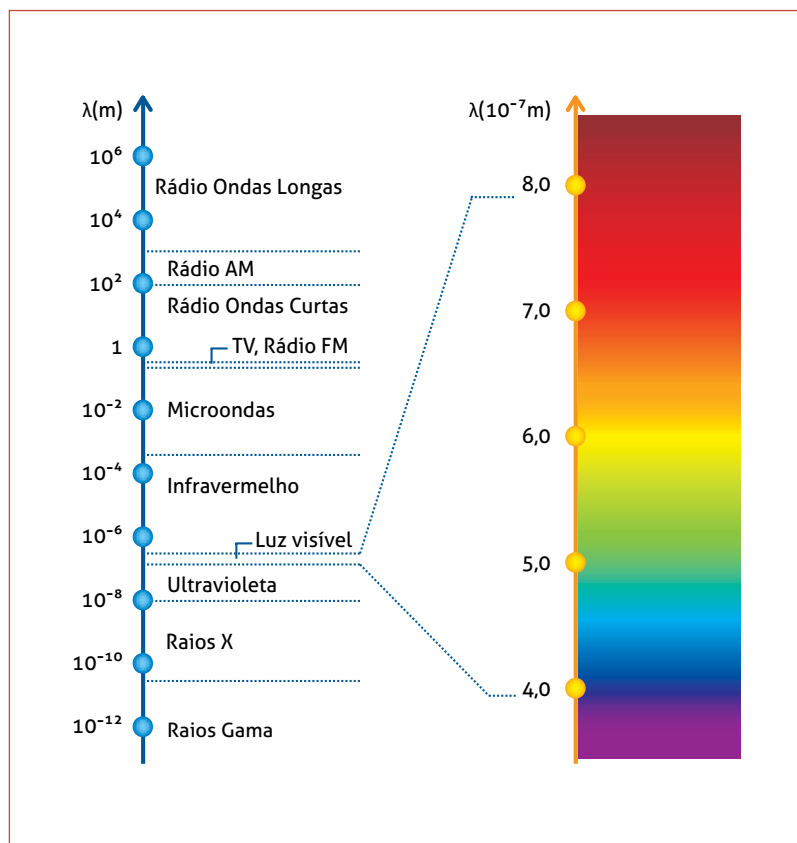


Figura 4.1. – Espectro eletromagnético.

O espectro das ondas eletromagnéticas é contínuo, isto é, existem ondas eletromagnéticas de todos os comprimentos de onda. Contudo, é usual dividir o espectro em faixas com limites mais ou menos precisos e, a cada faixa, atribuir um nome especial. Por exemplo, como a retina do olho humano é sensível às ondas eletromagnéticas com comprimentos de onda no intervalo aproximado de $0,4 \times 10^{-6}$ m a $0,8 \times 10^{-6}$ m, elas recebem, coletivamente, o nome de luz. Esses números não são absolutos porque diferentes pessoas têm retinas com diferentes sensibilidades e a mesma pessoa tem sensibilidade diferente conforme a idade e o estado de saúde de modo geral. As principais faixas (ou regiões) do espectro eletromagnético são: raios gama, raios x, ultravioleta, luz, infravermelho, microondas, TV e ondas de rádio FM, ondas curtas,

AM e ondas longas (figura 4.1). Todas as ondas eletromagnéticas transportam energia e é tanto maior essa energia quanto menor for o comprimento de onda.

Como já dissemos, radiação é o processo de transferência de energia por ondas eletromagnéticas. Assim, esse processo pode ocorrer também no vácuo. O aumento de temperatura da superfície da Terra, por exemplo, é um efeito das ondas eletromagnéticas recebidas do Sol.

Um meio material pode ser opaco para ondas eletromagnéticas numa faixa do espectro e transparente para ondas eletromagnéticas em outra faixa. O vidro comum, por exemplo, é transparente à luz (radiação eletromagnética visível) e opaco às ondas da faixa do infravermelho.

Observação:

Estamos empregando a palavra “radiação” para significar o processo de transferência de energia por ondas eletromagnéticas. Contudo, essa palavra também é empregada, na literatura científica e mesmo no uso cotidiano, como sinônimo de onda eletromagnética. É usual dizer, por exemplo, que o Sol emite radiações eletromagnéticas. Assim, com a mesma palavra, podemos indicar o processo de transferência de energia por ondas eletromagnéticas ou as próprias ondas eletromagnéticas. Nesse caderno, vamos usar a palavra “radiação” nesses dois sentidos. O contexto deve indicar qual significado estaremos considerando na frase correspondente.

4.1 RADIAÇÃO DE CORPO NEGRO

Não apenas o Sol, mas qualquer corpo cuja temperatura Kelvin é diferente de zero, emite ondas eletromagnéticas. Para discutir o espectro da radiação emitida por um corpo, isto é, a energia emitida por unidade de área, por unidade de tempo e por unidade de comprimento de onda, vamos supor que temos um bloco a certa temperatura e que, no interior desse bloco, existe uma cavidade. A substância que forma o bloco não é transparente à radiação eletromagnética. Os átomos das paredes da cavidade emitem radiação eletromagnética para o seu interior e, ao mesmo tempo, absorvem radiação eletromagnética proveniente dos outros átomos das paredes. Quando a radiação eletromagnética no interior da cavidade atinge o equilíbrio térmico com os átomos das paredes, o conteúdo energético da radiação emitida pelos átomos num dado intervalo de tempo é igual ao conteúdo energético da radiação absorvida no mesmo intervalo de tempo. Então, a densidade de energia, que é a quantidade de energia da radiação no interior da cavidade por

unidade de volume, é constante. Isto significa que a densidade de energia associada à radiação de cada comprimento de onda, ou seja, a distribuição de energia dentro da cavidade é bem definida.

A distribuição de energia não depende da substância de que é feito o bloco. Na verdade, a distribuição de energia depende apenas da temperatura Kelvin do bloco. Abrindo um pequeno orifício numa das paredes da cavidade, podemos analisar a radiação que escapa por ele. A radiação que escapa pelo orifício é uma amostra da radiação no interior da cavidade e, portanto, tem a mesma distribuição de energia. A radiação que escapa do orifício é chamada radiação de corpo negro. O orifício é o corpo negro.

Usualmente, definimos corpo negro como o corpo que absorve toda radiação que nele incide. Como não reflete nada, parece, aos nossos olhos, de cor negra e daí vem o seu nome. Assim como é um absorvedor perfeito, um corpo negro é também um emissor perfeito. Toda radiação que incide no orifício, vinda de dentro da cavidade, atravessa-o e chega ao exterior da cavidade. Como absorve toda radiação que vem de dentro da cavidade e emite essa mesma radiação para fora, o orifício é um corpo negro.

A energia emitida por um corpo negro por unidade de área, por unidade de tempo e por unidade de comprimento de onda, $\Theta(\lambda, T)$, é dada pela **lei de radiação de Planck**:

$$\Theta(\lambda, T) = \frac{a_1}{\lambda^5} \left[\exp\left(\frac{a_2}{\lambda T}\right) - 1 \right]^{-1} \quad (4.1)$$

com:

$$a_1 = 2\pi hc_2 \approx 3,75 \times 10^{-16} \text{ Jm}^2 / \text{s}$$

e

$$a_2 = hc/k_B \approx 1,44 \times 10^{-2} \text{ mK}$$

Nas expressões para a_1 e a_2 , h representa a constante de Planck, c , o módulo da velocidade da luz no vácuo e k_B , a constante de Boltzmann:

$$h = 6,63 \times 10^{-34} \text{ Js}$$

$$c = 3,00 \times 10^8 \text{ ms}^{-1}$$

$$k_B = 1,38 \times 10^{-23} \text{ JK}^{-1}$$

A figura 4.2 mostra os gráficos de $\Theta(\lambda, T)$ em função do comprimento de onda para quatro temperaturas diferentes. Podemos ver que, para cada temperatura, existe um comprimento de onda para o qual a energia emitida é máxima.

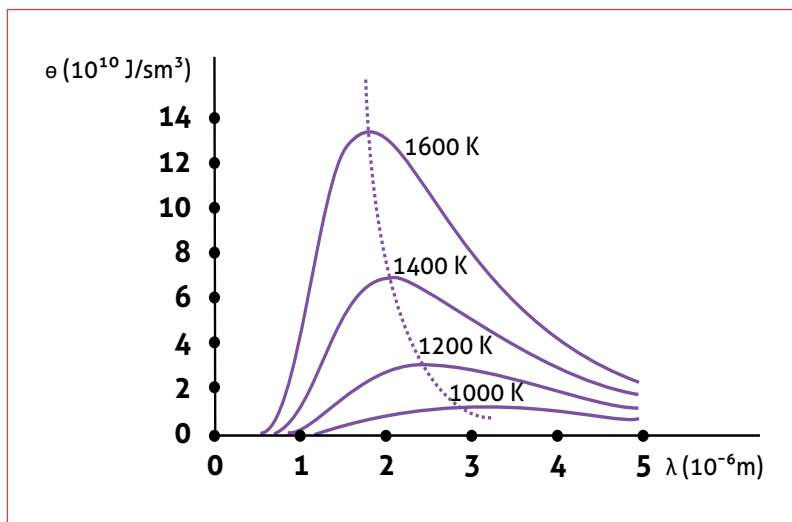


Figura 4.2. – Lei da Radiação de Planck, para diferentes comprimentos de onda e temperaturas.

O comprimento de onda para o qual a energia emitida é máxima aumenta com a diminuição da temperatura, segundo a **lei do deslocamento de Wien**:

$$\lambda_m = \frac{b}{T} \quad (4.2)$$

em que **b**, a constante de deslocamento de Wien, vale:

$$b = 2,90 \times 10^{-3} \text{ mK}$$

Por outro lado, a energia emitida por um corpo negro por unidade de área e por unidade de tempo em todos os comprimentos de onda, isto é, o fluxo da energia total emitida, é proporcional à quarta potência da temperatura Kelvin, conforme a **lei de Stefan-Boltzmann**:

$$\Theta(T) = \sigma T^4 \quad (4.3)$$

em que σ , a constante de Stefan-Boltzmann, vale:

$$\sigma = 5,67 \times 10^{-8} \text{ W/m}^2\text{K}^4$$

O fluxo da energia total emitida por um corpo negro com dada temperatura T é proporcional à área entre o gráfico da figura 4.2 correspondente a essa temperatura e o eixo dos comprimentos de onda.

4.1.1 O Sol

O Sol é uma esfera gigantesca de plasma incandescente. O que chamamos de plasma, na Física, é um gás ionizado, isto é, um gás formado por íons de carga positiva e os elétrons liberados, de carga negativa. A carga elétrica total é praticamente nula. O raio solar equivale a aproximadamente 109 vezes o raio terrestre e vale:

$$R_{\odot} = 6,96 \times 10^8 \text{ m}$$

A figura 4.3 representa esquematicamente a estrutura do Sol. Nesta figura, as espessuras das camadas, principalmente da fotosfera, da cromosfera e da coroa, não estão desenhadas em escala.

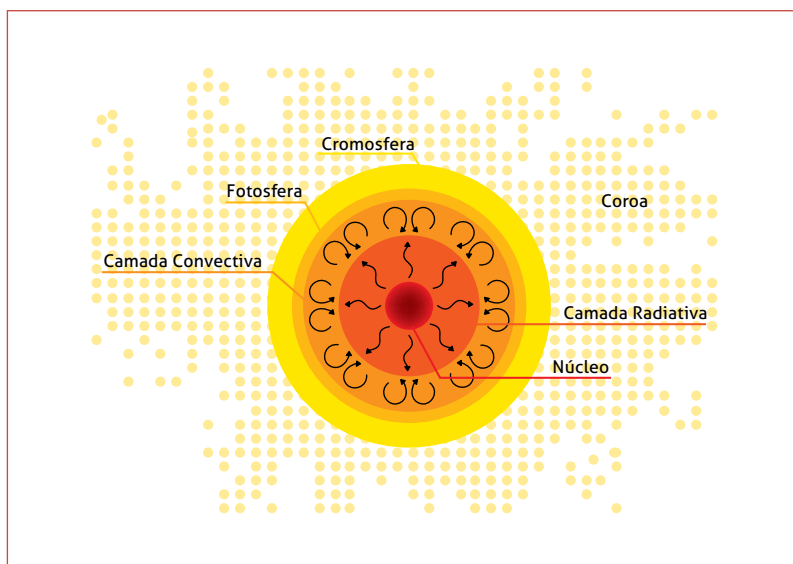


Figura 4.3. – Estrutura esquemática do Sol

O núcleo tem raio de 2×10^8 m (cerca de 29% do raio solar), densidade máxima de 150 g/cm^3 e temperatura de $1,5 \times 10^7$ K. Sob estas condições, desenvolvem-se reações termonucleares que produzem principalmente neutrinos e radiações eletromagnéticas. As radiações eletromagnéticas transportam a maior parte da energia liberada pelas reações termonucleares.

A camada radiativa tem espessura de 3×10^8 m (cerca de 43% do raio solar), densidade que varia de 20 g/cm^3 para $0,2 \text{ g/cm}^3$ e temperatura que varia de 7×10^6 K para 2×10^6 K. Nessa camada, a energia proveniente do núcleo flui por radiação. As radiações

eletromagnéticas produzidas no núcleo interagem com as partículas dessa região de modo intermitente e aleatório. De qualquer modo, as radiações passam através da zona radiativa, sem movimento de matéria.

A camada convectiva tem espessura de 10^8 m (cerca de 14% do raio solar) e temperatura que varia de 2×10^6 K para 5800K. Nessa camada, a energia proveniente da camada radiativa flui por correntes de convecção.

De nenhuma das camadas mencionadas até agora sai radiação diretamente para o exterior do Sol em quantidade apreciável. Por isso, elas não podem ser observadas diretamente.

A fotosfera tem espessura de 5×10^5 m (cerca de 0,07% do raio solar) e temperatura de 5800 K. Praticamente toda radiação eletromagnética que sai do Sol provém dessa camada e, por isso, ela é considerada como sendo a superfície solar. Devido às correntes de convecção que ocorrem na camada inferior, a fotosfera se apresenta com aparência granulada.

A cromosfera tem espessura de 2×10^6 m (cerca de 0,3% do raio solar) e temperatura que varia de 5800 K até 25 000 K. Por efeito de sua densidade extremamente baixa, a quantidade de energia da radiação emitida pela cromosfera é muito pequena e, por isso, ela é invisível a olho nu, exceto durante os eclipses solares totais, quando mostra uma cor avermelhada.

A coroa solar é a camada mais externa do Sol, tem espessura variável de alguns raios solares e temperatura de 10^6 K. Apesar de essa temperatura ser muito alta, esta camada é invisível a olho nu porque tem densidade ainda menor do que a densidade da cromosfera. Contudo, assim como esta, pode ser vista durante os eclipses solares totais.

Como dissemos acima, a temperatura da fotosfera é de 5800 K e praticamente toda radiação eletromagnética que sai do Sol provém dessa camada. Portanto, a radiação solar que chega à Terra é uma amostra da radiação emitida pela fotosfera solar. A figura 4.4 mostra o espectro dessa radiação no topo da atmosfera e ao nível do mar (linhas contínuas) e, para comparação, mostra também o espectro da radiação de um corpo negro com a mesma temperatura (linha pontilhada). Podemos ver que uma parte importante da energia solar que alcança a superfície da Terra é transportada pelas radiações na faixa visível. Além disso, a distribuição da energia nessa faixa é quase uniforme, exceto no caso das radiações que nos parecem azul e violeta, cujo conteúdo energético é bem menor. Por isso, o Sol parece amarelo claro brilhante, quase branco. Adiante, neste texto, serão descritos os processos pelos quais a radiação sofre ao atravessar a atmosfera terrestre.

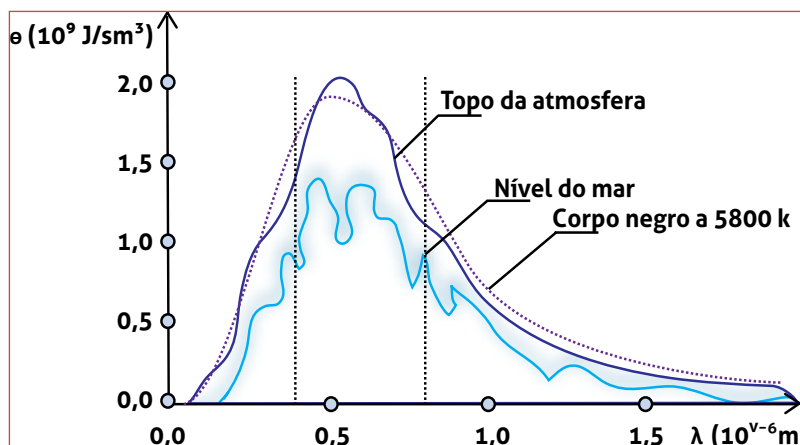


Figura 4.4 – Radiação solar que chega no topo da atmosfera, na superfície da Terra, ao nível do mar, e a comparação com a emissão de um corpo negro a temperatura de 5800k.

4.1.2 A Temperatura da Terra

Podemos calcular uma temperatura média para a Terra, se considerarmos que a mesma quantidade de energia emitida pela Terra é absorvida da energia solar. Para isso, vamos supor que os espectros das radiações eletromagnéticas emitidas pelo Sol e pela Terra são espectros de corpo negro. Usando a lei de Stefan-Boltzmann, podemos escrever, para a quantidade de energia total transportada pelas radiações emitidas pelo Sol, num intervalo de tempo pequeno $\Delta\tau$:

$$E = \sigma T^4 (4\pi R^2) \Delta\tau \quad (4.4)$$

em que T é a temperatura Kelvin da superfície do Sol e R , o seu raio. Podemos pensar que essas radiações estão contidas numa casca esférica de espessura dada por $s = c\Delta\tau$, onde c representa o módulo da velocidade da luz no vácuo.

As radiações são emitidas em todas as direções e se propagam com a velocidade da luz. Por isso, com o tempo, a casca esférica vai se expandindo, mas sempre com a mesma espessura. Quando a casca esférica alcança a Terra, a uma distância d do Sol, ela tem um volume:

$$V = 4\pi d^2 s \quad (4.5)$$

Então, a densidade da energia dentro da casca esférica deve ser:

$$\rho_E = \frac{E}{V} = \frac{\sigma T^4 R^2}{cd^2} \quad (4.6)$$

Sendo d a distância média Terra Sol.

A Terra oferece, à radiação solar, uma superfície efetiva de área $A = \pi r^2$, em que r é o seu raio. Assim, se a Terra se comporta como

um corpo negro, absorvendo toda radiação que sobre ela incide, a quantidade de energia que absorve no intervalo $\Delta\tau$ é:

$$E_{\text{abs}} = \rho_E A_s = \frac{\sigma T^4 R^2 \pi r^2 \Delta\tau}{d^2} \quad (4.7)$$

Por outro lado, se a Terra se comporta como um corpo negro, com temperatura T^* , no mesmo intervalo de tempo $\Delta\tau$, pela lei de Stefan-Boltzmann, ela emite a quantidade de energia, E^* :

$$E^* = \sigma(T^*)^4 (4\pi r^2) \Delta\tau \quad (4.8)$$

No equilíbrio, a quantidade de energia emitida é igual à quantidade de energia absorvida. Então, igualando as duas últimas expressões, temos:

$$T^* = \left(\frac{R}{2d}\right)^{1/2} T \quad (4.9)$$

Com os valores numéricos: $R = R_s = 6,96 \times 10^8 \text{ m}$ (raio do Sol); $d = d_m = 1,49 \times 10^{11} \text{ m}$ (distância média Terra-Sol) e $T = 5800 \text{ K}$ obtém-se:

$$T^* \approx 280\text{K}$$

A Terra tem uma temperatura média de cerca de 280 K. Esse valor foi obtido com a hipótese de que o espectro da radiação emitida pela Terra é como o espectro de um corpo negro. A figura 4.5 mostra esse espectro. Podemos ver que praticamente todas as radiações com energia significativa estão na faixa do infravermelho entre $3 \times 10^{-6} \text{ m}$ e $30 \times 10^{-6} \text{ m}$.

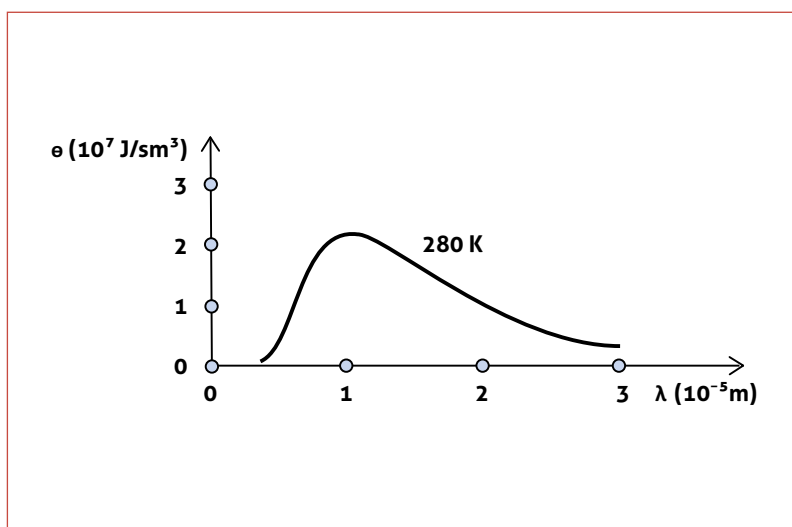


Figura 4.5. – Radiação eletromagnética emitida por um corpo negro com temperatura de 280 K.

4.2. RADIAÇÃO SOLAR NO TOPO DA ATMOSFERA

4.2.1 Constante Solar

O fluxo de energia total emitida pelo Sol, isto é, o fluxo de energia solar, pode ser calculado utilizando a lei de Stefan-Boltzmann, $E_s = \sigma T^4$, se o Sol for considerado como um corpo negro. Pelo princípio da conservação de energia, a energia total emitida pelo Sol, cujo raio é R_s , por unidade de tempo, deve atravessar uma esfera fictícia de raio r , ($r > R_s$), se não houver nenhuma outra fonte ou nenhum sumidouro de energia dentro desta esfera maior (ver figura 4.6). Assim, pode-se escrever:

$$E_s A_s = S_0 A_e \quad (4.10)$$

onde $A_s = 4\pi R_s^2$, a área da superfície do Sol e $A_e = 4\pi r^2$, a área da superfície da esfera fictícia.

$$E_s 4\pi R_s^2 = S_0 4\pi r^2 \quad (4.11)$$

onde S_0 é a energia que passa pela esfera fictícia por unidade de área e por unidade de tempo. Se $r = d_m$, a distância média Terra-Sol, então S_0 será a constante Solar para a Terra, e valerá:

$$S_0 = E_s \left(\frac{R_s}{d_m} \right)^2 \quad (4.12)$$

O valor da constante solar é influenciado pela variação na atividade solar, que causa variação no fluxo de energia total emitida pelo Sol. Assim, a constante solar (S_0) é uma medida do fluxo de energia solar que chega a uma superfície normal aos raios solares, no topo da atmosfera, e seu valor é aproximadamente 1368 Wm^{-2} .

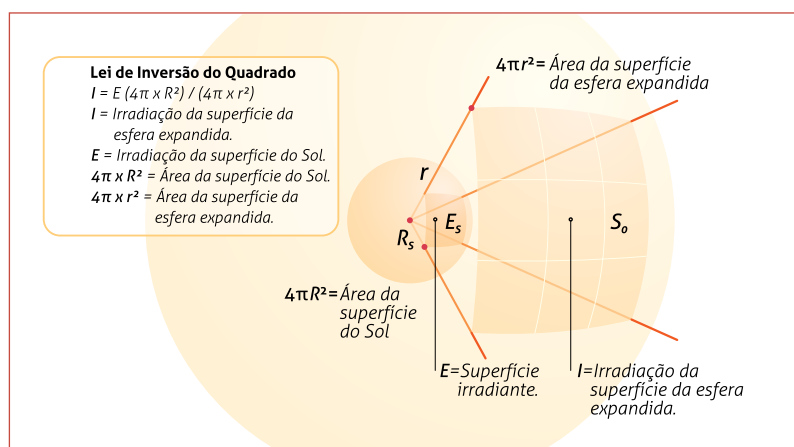


Figura 4.6 – Fluxo de energia total emitida pelo Sol que atravessa uma esfera de raio r .

4.2.2 Irradiância Solar

A energia solar recebida, por unidade de área e por unidade de tempo, em uma superfície horizontal no topo da atmosfera é chamada irradiância solar instantânea, I_0 . A irradiância solar instantânea depende da constante solar, do ângulo zenital solar (z) e também da razão entre a distância Terra-Sol (d) e a distância média Terra-Sol (d_m), ou seja, (d/d_m) . Assim,

$$I_0 = S_0(d/d_m)^2 \cos(z) \quad (4.13)$$

A irradiância solar para um período de tempo entre t_1 e t_2 é dado por:

$$I = \int_{t_1}^{t_2} I_0(t) dt \quad (4.14)$$

Pode-se determinar a irradiância solar diária sobre uma superfície horizontal no topo da atmosfera através da integração ao longo do dia. Substituindo a equação do ângulo zenital (eq. 3.10) na eq. 4.13 e então, na eq. 4.14, temos

$$I = \int_{\text{nascido do Sol}}^{\text{pôr do Sol}} S_0 \left(\frac{d}{d_m} \right)^2 (\sin\phi \sin\delta + \cos\phi \cos\delta \cosh) dt \quad (4.15)$$

Com um pouco de álgebra obtém-se a insolação total diária:

$$I = \left(\frac{86400 S_0}{\pi} \right) \left(\frac{d}{d_m} \right)^2 [H \sin\phi \sin\delta + \cos\phi \cos\delta \sin H] \quad (4.16)$$

onde H deve ser usado em radianos. A irradiância solar diária incidente sobre uma superfície horizontal no topo da atmosfera, I , terá unidade de Js^{-1} , se a constante solar estiver em Wm^{-2} .

A figura 4.7 representa a variação anual da irradiância solar sobre uma superfície horizontal no topo da atmosfera, em função da latitude, equação acima. Nota-se a grande variação na irradiância solar nas altas latitudes, próximo dos pólos. Nas latitudes próximas do equador, essa variação é pequena. Nota-se também uma ligeira assimetria entre a irradiância nos dois hemisférios. Como o Sol se encontra no periélio em janeiro, próximo do Solstício de verão no Hemisfério Sul, este hemisfério recebe, no total anual, uma quantidade um pouco maior de radiação que o Hemisfério Norte. Vale lembrar que essa diferença também não explica as estações do ano.

A diferença entre a irradiância solar diária no afélio (quando a Terra está mais afastada do Sol, aproximadamente no dia 4 de junho, $d/d_m \cong 1.03$) e no periélio (quando a Terra está mais próxima do Sol, aproximadamente no dia 6 de janeiro, $d/d_m \cong 0.96$) é de aproximadamente 6,7%. Essa constatação deixa claro que NÃO é a variação na distância Terra-Sol que explica as estações do ano. Se o eixo de rotação da Terra fosse perpendicular ao plano da órbita, a diferença na irradiância solar diária durante os dias do ano seria de aproximadamente 6,7% para todos os locais na Terra, já que a única variação seria a distância Terra-Sol. Como atualmente o eixo de rotação da Terra faz um ângulo de $23,43^\circ$ com a perpendicular ao plano da órbita, a diferença de irradiância solar diária durante o ano é muito acentuada, já que nos círculos polares, por exemplo, alguns dias o Sol não aparece no horizonte, e outros o Sol não se põe.

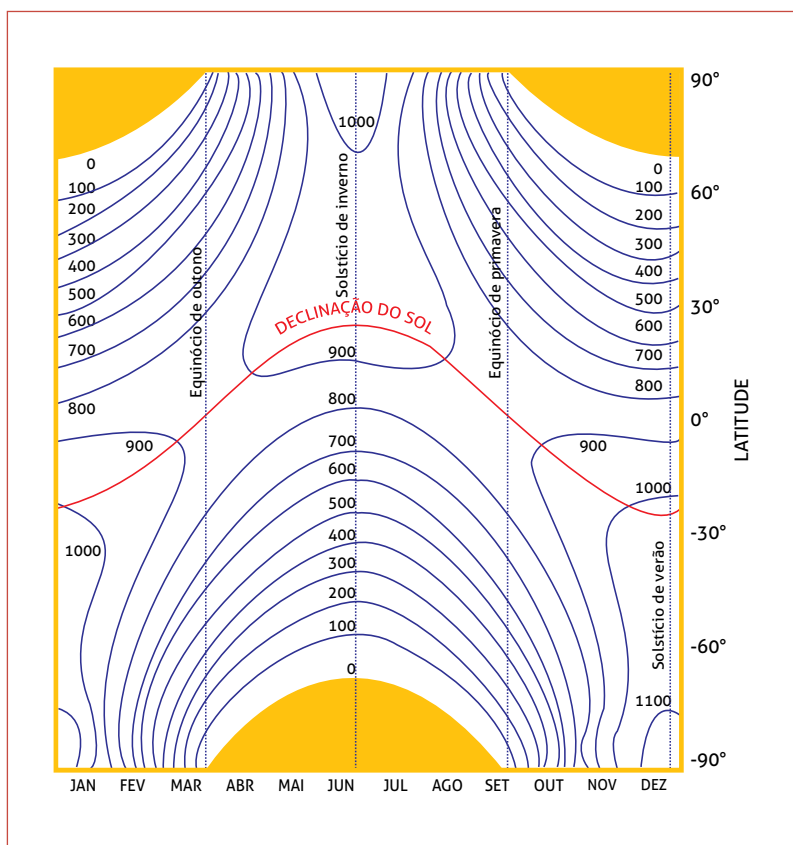


Figura 4.7 – Variação anual da Irradiância solar sobre uma superfície horizontal no topo da atmosfera, em função da latitude. (em unidades de Wm^{-2})

4.3 PROCESSOS DE TRANSFERÊNCIA DE ENERGIA NA ATMOSFERA

Embora a radiação solar incida em linha reta na atmosfera, os gases e aerossóis nela presentes, podem causar o espalhamento ou a absorção da radiação. Enquanto a absorção causa o aquecimento da atmosfera, o espalhamento muda a direção da radiação. A fração da radiação solar incidente no topo da atmosfera que chega diretamente à superfície do solo é chamada radiação solar direta. A radiação solar difusa é constituída de radiação solar que é espalhada na atmosfera. Essa radiação difusa é responsável pela claridade do céu durante o dia e pela iluminação de áreas que não recebem iluminação direta do Sol.

4.3.1 Espalhamento

As características do espalhamento da radiação solar na atmosfera dependem, em grande parte, do tamanho das moléculas dos gases ou aerossóis que ela contém. O espalhamento por partículas cujo raio é muito menor que o comprimento de onda da radiação incidente, é dependente do comprimento de onda da radiação incidente (espalhamento Rayleigh), de forma que a irradiância monocromática espalhada é inversamente proporcional à 4ª potência

do comprimento de onda $\left(E_{\lambda}(\text{espalhada}) \approx \frac{1}{\lambda^4} \right)$. Essa dependência

é a base para explicar o azul do céu, pois a luz visível é espalhada por moléculas tais como o N_2 e o O_2 , de raio da ordem de 10^{-9}m (ou nm).

Conforme mencionado anteriormente, grande parte da energia da radiação solar está contida no intervalo visível, entre o vermelho e o violeta. A luz azul ($\lambda \cong 0,425 \times 10^{-6}\text{m}$) tem comprimento de onda menor que a luz vermelha ($\lambda \cong 0,625 \times 10^{-6}\text{m}$). Conseqüentemente, a luz azul é aproximadamente 5,5 vezes mais espalhada que a luz vermelha. Além disso, ela é mais espalhada que o verde, o amarelo e o laranja. Assim, o céu, longe do disco do sol, parece azul. Como a luz violeta ($\lambda \cong 0,405 \times 10^{-6}\text{m}$) tem um comprimento de onda menor que a azul, teoricamente, o céu deveria ser violeta, mas isso não ocorre porque a energia da radiação solar contida no violeta é muito menor que a contida no azul e porque o olho humano é mais sensível à luz azul que à luz violeta. Como a densidade molecular decresce drasticamente com a altura, o céu, visto de alturas cada vez maiores, irá gradualmente escurecer até tornar-se totalmente escuro, longe do disco solar. Por outro lado, o Sol pareceria cada vez mais branco e brilhante. Quando o Sol se aproxima do horizonte (no nascer e pôr do Sol), a radiação solar percorre um

caminho mais longo através das moléculas de ar, e portanto mais e mais luz azul e com menor comprimento de onda é espalhada para fora do feixe de luz e, portanto, a radiação solar contém mais luz do extremo vermelho do espectro visível. Isso explica a coloração avermelhada do céu ao nascer e ao pôr do Sol (ver Figura 4.8). Esse fenômeno é especialmente visível em dias nos quais pequenas partículas de poeira ou fumaça estiverem presentes.



Figura 4.8. – Pôr do Sol, mostrando a coloração avermelhada do céu.

Quando a radiação é espalhada por partículas cujos raios se aproximam, ou excedem em aproximadamente até 8 vezes o comprimento de onda da radiação, o espalhamento não depende do comprimento de onda (espalhamento Mie). A radiação é espalhada igualmente em todos os comprimentos de onda. Partículas que compõem as nuvens (pequenos cristais de gelo ou gotículas de água) e a maior parte dos aerossóis atmosféricos espalham a luz do Sol dessa maneira. Por isso, as nuvens parecem brancas e quando a atmosfera contém grande concentração de aerossóis o céu inteiro parece esbranquiçado.

Quando o raio das partículas é maior que aproximadamente 8 vezes o comprimento de onda da radiação, a distribuição angular da radiação espalhada pode ser descrita pelos princípios da ótica geométrica. O espalhamento de luz visível por gotas de nuvens, gotas de chuva e partículas de gelo, pertence a esse regime e produz uma variedade de fenômenos óticos como arco íris, auréolas, etc.

O arco-íris é um arco circular de luz colorida que mostra as cores do espectro visível, desde o violeta no interior até o vermelho no exterior. O centro do círculo e o ponto oposto ao Sol. Assim, o centro nunca se encontra acima do horizonte e o arco-íris nunca é maior do que um semicírculo; quanto mais alto o Sol estiver no céu, menor é o arco-íris. A luz do Sol é refletida e refratada dentro de gotas de chuva, de tal maneira que se divide nas cores do espectro e emerge num ângulo de 42° para com a direção dos raios do Sol. O observador, portanto, vê um arco circular de 42° de raio. Obviamente, o Sol deve estar brilhante, com a chuva caindo ao mesmo tempo. Dessa forma,

o arco-íris só é visto em tempo de chuviscos. Certos reflexos adicionais produzem, por vezes, um arco secundário mais difuso do que o principal, fora deste e com as cores numa ordem invertida, como na figura 4.9. Por vezes, um arco-íris é visto ao luar, embora seja, então, muito vago e as cores não possam ser diferenciadas. Quando um véu de nuvens cirros-estratos (ver Tabela 6.2 para uma descrição dos tipos de nuvens) cobre o céu, vários anéis de luz esbranquiçada podem ser vistos em volta do Sol ou da Lua; esses anéis são chamados halos, sendo causados pela refração de luz pelos cristais de gelo num raio angular de 22° do Sol ou da Lua.



Figura 4.9 – Arco-íris principal e secundário.

Em dias quentes, o ar perto do solo se aquece mais do que o ar em altitudes elevadas e, assim, os raios de luz que passam perto do solo são curvados para cima. O resultado é que o observador, olhando para o solo, a uma distância de mais ou menos 100 m, vê a luz do céu e tem a impressão de uma poça de água no solo. Isto é conhecido pelo nome de miragem e é comum nas estradas nos dias de verão e nos desertos.

4.3.2 Reflexão

A reflexão é um caso particular de espalhamento em que a radiação espalhada volta para o hemisfério de incidência. A reflexão ocorre em todos os níveis atmosféricos, pelos seus constituintes, principalmente pelo topo das nuvens e também pela superfície da Terra. Aproximadamente 30% da energia solar é refletida pelo sistema Terra – Atmosfera de volta para o espaço. A reflexão ocorre na interface entre dois meios diferentes, quando parte da radiação que atinge esta interface é enviada de volta. Nessa interface, o ângulo de incidência é igual ao ângulo de reflexão (lei da reflexão). A fração da radiação solar incidente na Terra que é refletida é chamada de albedo. Portanto, o albedo da Terra como um todo (albedo planetário) é de aproximadamente 30%. O albedo varia no espaço e no tempo, dependendo da natureza da superfície e da altura do Sol

(ver Tabela 4.1). Dentro da atmosfera, os topos das nuvens são os mais importantes refletores. O albedo dos topos de nuvens depende de sua espessura, variando de menos de 40% para nuvens finas (menos de 50m) a 80% para nuvens espessas (mais de 5000m).

COBERTURA	ALBEDO (%)
Solo descoberto	10-25
Areia, Deserto	25-40
Gramma	15-25
Floresta	10-20
Neve (limpa, seca)	75-95
Neve (molhada e/ou suja)	25-75
Superfície do mar (sol > 25° acima do horizonte)	< 10
Superfície do mar (pequena altura do sol)	10-70
Nuvens espessas	70-80
Nuvens finas	25-50

Tabela 4.1 – Albedo para algumas coberturas terrestres para comprimentos de onda do intervalo do visível (%).

4.3.3. Absorção

O espalhamento e a reflexão simplesmente mudam a direção da radiação. Contudo, através da absorção, a radiação aumenta a energia interna de um sistema, provocando seu aquecimento. Quando uma molécula de gás absorve radiação, esta energia é transformada em movimento molecular interno, detectável como aumento de temperatura. Portanto, os gases atmosféricos que são bons absorvedores de radiação têm papel preponderante no aquecimento da atmosfera.

A Figura 4.10 apresenta a absorvidade dos principais gases atmosféricos em vários comprimentos de onda. O Nitrogênio (N_2), o mais abundante constituinte da atmosfera (ver Tabela 2.1), é um fraco absorvedor da radiação solar incidente, que se concentra principalmente nos comprimentos de onda entre $0,2 \mu m$ e $2 \mu m$. A fotodissociação do oxigênio (O_2) (entre 50 a 110 km de altitude) na reação ($O_2 + \text{radiação solar} = 2O$) absorve praticamente toda radiação solar ultravioleta para $0,1 \mu m < \lambda < 0,2 \mu m$. O oxigênio atômico assim obtido é altamente reativo, sendo de particular importância na reação ($O_2 + O + M + O_3 + M$) que é o mecanismo dominante para a produção de ozônio na atmosfera (M é uma 3ª molécula necessária para retirar o excesso de energia liberada na reação). Como a probabilidade de ocorrência desta reação cresce com o quadrado da densidade do gás, o oxigênio atômico é estável na alta mesosfera e termosfera, enquanto na estratosfera ele se combina rapidamente para formar o ozônio.

A radiação ultravioleta para $0,2 \mu m < \lambda < 0,3 \mu m$ é absorvida na reação de fotodissociação do ozônio (na estratosfera, entre 20 a 60

km) ($O_3 + \text{radiação solar} = O_2 + O$). O átomo de oxigênio combina rapidamente com O_2 para formar outra molécula de O_3 . Essas reações ocorrem seqüencialmente e não há mudança na estrutura química, mas somente absorção de radiação e resultante entrada de calor e aumento de temperatura na estratosfera (ver figura 2.2).

Na figura 4.10, vemos que, na atmosfera como um todo, nenhum gás absorve efetivamente radiação entre $0,3 \mu\text{m}$ e $0,7 \mu\text{m}$; portanto, existe uma larga "janela atmosférica". Esta região do espectro corresponde ao intervalo visível ao qual pertence uma grande fração da radiação solar. Pode-se dizer que a atmosfera é bastante transparente à radiação solar incidente, pois absorve apenas 19% de sua energia e que, portanto, esta não é um aquecedor eficiente da atmosfera.

Ainda observando a figura 4.10, nota-se que a atmosfera é um absorvedor eficiente de radiação entre $1 \mu\text{m}$ e $30 \mu\text{m}$. O vapor d'água e o dióxido de carbono são os principais gases absorvedores nesse intervalo. Os gases atmosféricos que absorvem a radiação nesse intervalo de comprimento de onda são conhecidos como gases do efeito estufa. O vapor d'água (assim como as nuvens) absorve aproximadamente 5 vezes mais radiação terrestre que todos os outros gases combinados e responde pelas temperaturas mais altas na baixa troposfera, onde está mais concentrado. Entre 8 e $12 \mu\text{m}$, a absorção atmosférica é também mínima (exceto na região próxima a $9,6 \mu\text{m}$, em que o ozônio absorve intensamente). Essa região do espectro é outra 'janela', porque, em condições de céu claro, parte da radiação emitida pela Terra nessa faixa atravessa a atmosfera perdendo-se no espaço. Isso explica porque em noites secas e claras a superfície se resfria bem mais que em noites úmidas ou com nuvens. Mesmo uma cobertura fina de nuvens, através da qual a lua é visível, pode elevar a temperatura noturna em torno de 5°C .

Como a atmosfera é bastante transparente à radiação solar e mais absorvente para radiação terrestre, a Terra é a maior fonte de calor para a atmosfera. A atmosfera, portanto, é aquecida a partir da superfície, o que é evidente no perfil vertical médio de temperatura na troposfera, mostrado na figura 2.2.

A importância do vapor d'água (H_2O) e dióxido de carbono (CO_2) em manter a atmosfera aquecida é bem conhecida em regiões montanhosas. Topos de montanhas recebem mais radiação que os vales durante o dia, porque há menos atmosfera a atravessar. À noite, porém, a atmosfera menos densa também permite maior perda de calor. Esse fator mais que compensa a radiação extra recebida e, como resultado, os vales permanecem mais quentes que as montanhas adjacentes, mesmo recebendo menos radiação.

O aumento na quantidade de vapor d'água e do dióxido de carbono na atmosfera retém uma parte da radiação emitida pela Terra. Como consequência, a atmosfera e a superfície terrestre

aquecem-se, processo que é conhecido como “efeito de estufa”, e que permite que a superfície da Terra tenha temperaturas amenas. Dessa forma, o aumento da concentração de CO_2 na atmosfera devido à queima de combustíveis fósseis pode causar o aumento do efeito estufa, ou seja, o aumento da temperatura da troposfera.

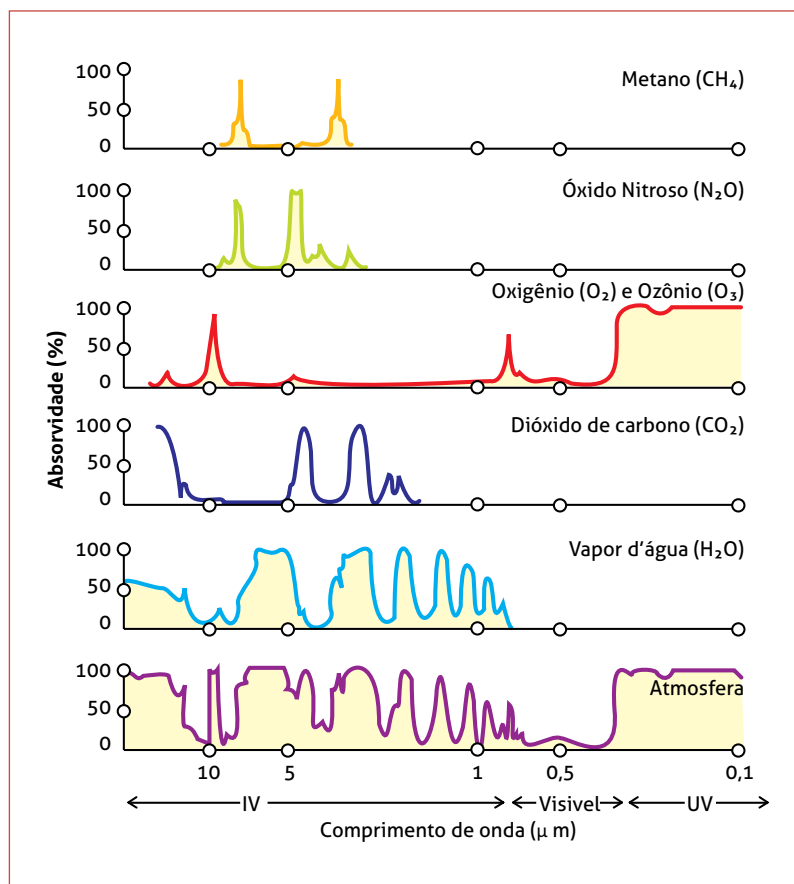


Figura 4.10 – Absorvidade de alguns gases da atmosfera e da atmosfera como um todo. (IR=infravermelho; UV=ultra-violeta)

4.4. BALANÇO RADIATIVO

Quando a Terra absorve energia, ela se aquece e quando emite energia ela se resfria. Simultaneamente, a Terra absorve e emite energia; se a superfície terrestre emitir mais energia do que absorver, ela se resfria; caso contrário, aquece. Como constantemente a energia solar entra na atmosfera, a Terra seria superaquecida se toda a energia fosse armazenada no sistema Terra-Atmosfera. No entanto, isso não acontece, o que indica que parte dessa energia escapa novamente para o espaço. O que acontece é que a radiação incidente retorna ao espaço sob a forma de radiação terrestre, resultando um balanço térmico denominado balanço radiativo.

A figura 4.11 apresenta o balanço radiativo médio anual global no sistema Terra-Atmosfera. Em cada 100 unidades de energia solar

que entra na atmosfera, 51 são absorvidas pela superfície, 19 são absorvidas pela atmosfera e 30 refletidas para o espaço. A superfície terrestre irradia 117 unidades de radiação nos comprimentos de onda do infra-vermelho. Apenas 6 dessas 117 unidades escapam do sistema e 111 são absorvidas, essencialmente, pelos CO_2 , vapor de água e pelas nuvens na atmosfera (ver figura 4.10). 96 unidades dessa energia é reenviada pela atmosfera para a superfície, constituindo o efeito de estufa. Dessa forma, a superfície do planeta recebe quase o dobro de radiação infravermelha da sua atmosfera relativamente à radiação de menores comprimentos de onda recebida do Sol.

Fazendo-se o saldo, temos que a superfície recebe 147 unidades provenientes do Sol e da atmosfera e irradia 117 unidades, o que se traduz num crédito de 30 unidades. A atmosfera recebe 130 unidades (19 do Sol e 111 da superfície) e perde 160 unidades, o que se traduz num déficit de 30 unidades. O equilíbrio dessas 30 unidades é efetuado através de processos não radiativos que tanto aquecem a atmosfera (7 unidades) (por condução e convecção) quanto evaporam a água da superfície (23 unidades).

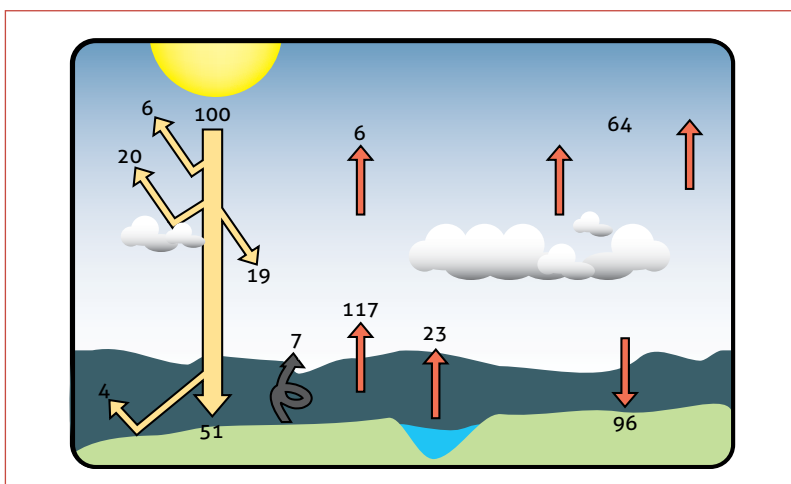


Figura 4.11 – Balanço de energia no sistema Terra-Atmosfera.

Podemos concluir, portanto, que a Terra e a atmosfera absorvem energia do Sol assim como uma da outra, mantendo um equilíbrio radiativo delicado. Isso significa que, em termos de médias anuais, não existem perdas nem ganhos significativos de energia e a temperatura média global mantém-se aproximadamente constante ao longo dos anos. Não significa que, de ano para ano, não se verifiquem diferenças (Verões/Invernos mais ou menos quentes/frios), mas sim que a média de vários anos se mantém constante.

4.4.1. Efeito Estufa

Considerando a Terra e a Atmosfera como um todo, podemos calcular uma temperatura efetiva desse sistema onde o albedo (percen-

tagem da energia solar que é refletida de volta para o espaço) médio é 30%. Considerando que a Terra é esférica, e usando a lei de Stefan-Boltzmann, podemos escrever para a quantidade de energia total emitidas pela Terra num intervalo de tempo pequeno $\Delta\tau$:

$$E = \sigma T_e^4 (4\pi R_T^2) \Delta\tau \quad (4.17)$$

onde T_e é a temperatura e R_T é o raio da Terra. A fonte de calor no planeta é a energia solar que nos atinge num intervalo de tempo pequeno $\Delta\tau$:

$$E = S_0(1 - \alpha)\pi R_T^2 \Delta\tau \quad (4.18)$$

onde S_0 é a constante Solar e α é o albedo. Igualando as expressões acima e resolvendo para T_e , obtém-se:

$$T_e = \sqrt[4]{\frac{S_0(1 - \alpha)}{4\sigma}} = 256\text{K} \cong 17^\circ\text{C} \quad (4.19)$$

que é a denominada Temperatura Efetiva da Terra.

A radiação solar aquece o planeta apenas durante o dia. No entanto, a superfície está permanentemente emitindo radiação infravermelha, e conseqüentemente, resfriando-se. Próximo de uma superfície com uma atmosfera sem vapor d'água e CO_2 ou outros gases do efeito de estufa, toda a energia solar recebida seria perdida para o espaço sob a forma de radiação infravermelha e, conseqüentemente, a temperatura média à superfície do planeta seria de -17°C . A presença de gases do efeito estufa na atmosfera promove a absorção de parte da radiação emitida pela superfície (ver figura 4.12). Estes gases absorvem a radiação emitida pela superfície do planeta e reemitem-na para a atmosfera circundante, promovendo o seu aquecimento. Dessa forma, a temperatura média na superfície é incrementada em cerca de 32°C , ou seja, aproximadamente 15°C .

Portanto, o efeito de estufa é um fenômeno natural. Ele é responsável pela ocorrência, à superfície, da temperatura média global de 15°C , ao invés dos aproximadamente -17°C que se verificariam na sua ausência e que tornariam impossível a existência de vida, tal como a que conhecemos. O aumento do efeito de estufa, ou seja, o aumento da temperatura média do planeta alteraria drasticamente as condições existentes à superfície para a vida. Para tanto, o aumento das concentrações de CO_2 e de outros gases do efeito estufa na atmosfera pode potencializar esse efeito e provocar a subida gradual da temperatura média do planeta, causando o Aquecimento Global.

5. BALANÇOS DE MASSA NA ATMOSFERA: ÁGUA E CARBONO

O vapor de água e o dióxido de carbono, apesar de existirem em quantidades mínimas na atmosfera, são importantes, essenciais para a vida na Terra. Além de participarem nos processos biológicos que dão vida aos organismos, exercem um papel fundamental na regulação do clima terrestre.

5.1. CICLO DA ÁGUA

O abastecimento de água do planeta é dominado pelos oceanos (ver Tabela 5.1). Aproximadamente 97% de toda a água na Terra está nos oceanos. Os outros 3% é considerada como de água doce nas geleiras e calotas polares, as águas subterrâneas, lagos, do solo, na atmosfera, e na vida terrestre. A seguir discutiremos como ocorre o ciclo da água no planeta.

Os mais comuns aspectos do tempo, como as chuvas, as nuvens, a neve e o nevoeiro verificam-se quando, por causa do resfriamento, o vapor de água no ar se condensa numa forma líquida. O vapor de água, embora seja em quantidade apenas um pequeno constituinte da atmosfera, é o mais importante no que se refere ao Tempo. O vapor d'água chega à atmosfera por evaporação dos oceanos e, em menor quantidade, também dos lagos e rios. A vegetação em crescimento ativo também libera vapor d'água de suas folhas, sendo esse vapor extraído da umidade do solo, através de suas raízes. Esse processo é chamado transpiração. A água evapora para a atmosfera principalmente das partes mais quentes dos oceanos e das florestas tropicais. Esse vapor é transportado para cima e levado pelos ventos até penetrar a totalidade da troposfera; os ventos levam-no, em especial, para os interiores das grandes regiões terrestres.

Para evaporar, a água absorve energia do ar quente junto à superfície terrestre. À medida que a água evapora, o ar vai ficando carregado de umidade, até atingir a saturação, formando as nuvens. Quando o ar saturado de vapor de água arrefece, a água condensa-se e volta à superfície na forma de precipitação, aumentando o volume dos rios, lagos, rios subterrâneos e também dos oceanos. O vapor de água, ao condensar-se, libera para o meio ambiente a energia anteriormente absorvida. A água é, pois, um meio de transporte natural da energia entre a atmosfera e a superfície da Terra, através das sucessivas evaporações e condensações, que constituem o ciclo da água.

A maior parte da água é devolvida a Terra, como chuva ou neve. A chuva que cai no solo pode infiltrar, aumentando a umidade do solo, e pode chegar até aos rios subterrâneos. Essa água volta à atmosfera através da evaporação do solo ou dos rios que são abas-

tecidos por nascentes. Poderá, também, permanecer na superfície, dando origem a pequenos riachos que se combinam para formarem rios, com ou sem lagos; esse processo chama-se escoamento.

Existe, portanto, um processo contínuo de troca de água entre a terra, o mar e a atmosfera. Foi calculado que, se todo o vapor de água na atmosfera num determinado momento fosse condensado, constituiria uma reserva de cerca de dez dias de chuva em todo o mundo e, assim, podemos pensar que o ciclo da água – completado e repetido – tem um período de aproximadamente dez dias.

RESERVATÓRIO	VOLUME (X 1000 KM ³)	PERCENTUAL DO TOTAL (%)
Oceanos	1.370,0	97,25
Calotas polares e geleiras	29,0	2,05
Água subterrânea	9,5	0,68
Lagos	0,125	0,01
Umidade do solo	0,065	0,005
Atmosfera	0,013	0,001
Córregos e rios	0,0017	0,0001
Biosfera	0,0006	0,00004

Tabela 5.1 – Estimativa dos maiores reservatórios de água na superfície da Terra

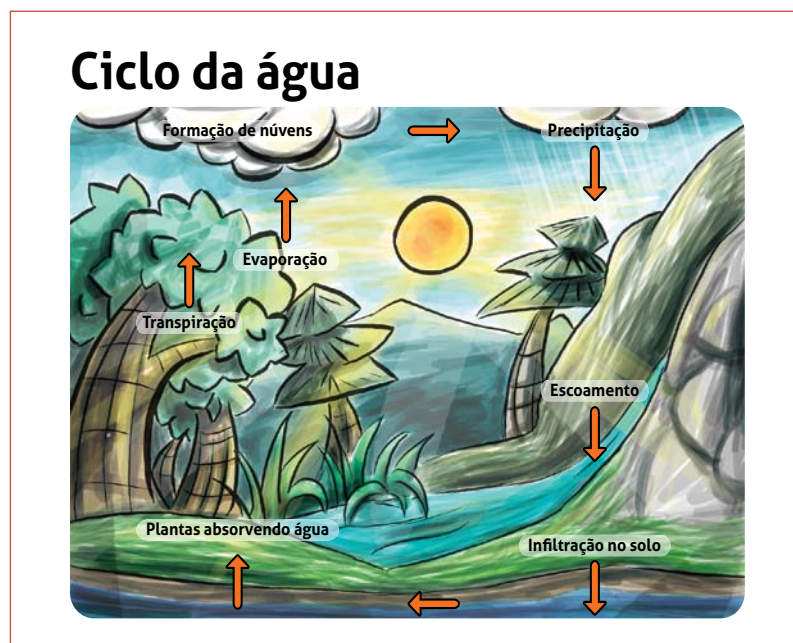


Figura 5.1 – Ciclo da água.

5.2 CICLO DO CARBONO

O carbono (C), além de ser um dos principais elementos utilizado pelas plantas na fotossíntese e, dessa forma, participante de toda a cadeia alimentar, desempenha um papel importante (como dióxido

de carbono, CO_2) na regulação do clima na Terra, como moderador da temperatura da troposfera (ver seção 4.3.3). O carbono é armazenado em nosso planeta em cinco grandes reservatórios (Figura 5.2 e Tabela 5.1): (1) na biosfera, como moléculas orgânicas de organismos vivos e mortos; (2), na atmosfera como gás dióxido de carbono; (3) no solo como matéria orgânica; (4) na litosfera (crosta terrestre) como combustível fóssil e rochas sedimentares (principalmente no calcário) e (5) nos oceanos, como dióxido de carbono dissolvido, carbonato de cálcio (conchas) e nos organismos marinhos.

O CO_2 entra nas águas do oceano por difusão simples. Uma vez dissolvido em água, o CO_2 pode permanecer como está ou pode ser convertido em carbonato (CO_3^{-2}) ou bicarbonato (HCO_3^-). Algumas formas de vida marinha fixa o bicarbonato com o cálcio (Ca^{+2}) para produzir carbonato de cálcio (CaCO_3). Essa substância é utilizada para produzir conchas e outras partes do corpo de organismos como corais, moluscos, ostras, alguns protozoários e algumas algas. Quando esses organismos morrem, suas conchas e partes do corpo vão para o fundo do oceano onde se acumulam como ricos depósitos de carbonato. Após longos períodos de tempo, esses depósitos são física e quimicamente alterados em rochas sedimentares. Os oceanos são os maiores depósitos (ou 'sumidouros') de carbono no planeta (Tabela 5.1).

O carbono é armazenado na litosfera em ambas as formas orgânicas e inorgânicas. Depósitos de carbono inorgânico na litosfera incluem os combustíveis fósseis como carvão, petróleo e gás natural, xisto betuminoso e carbonato de depósitos sedimentares, como calcário. Formas orgânicas de carbono na litosfera incluem toda matéria orgânica do solo. Dióxido de carbono é liberado a partir do interior da crosta terrestre através dos vulcões.

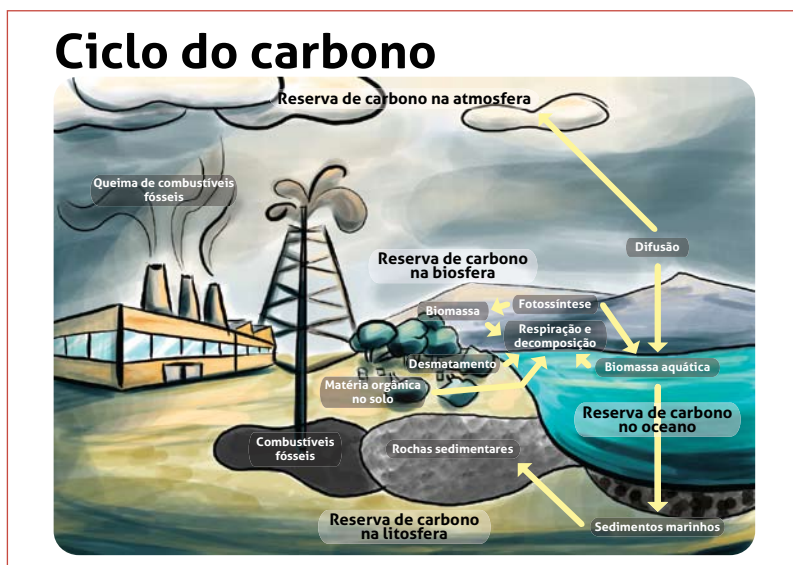
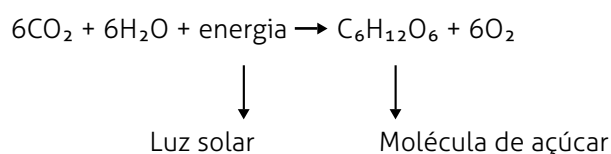


Figura 5.2 – Ciclo do carbono.

RESERVATÓRIO	VALOR EM GIGA TONELADAS
Atmosfera	578 (em 1700) – 766 (em 1999)
Matéria orgânica no solo	1500 a 1600
Oceanos	38.000 a 40.000
Sedimentos marinhos e rochas sedimentares	66.000.000 a 100.000.000
Plantas terrestres	540 a 610
Depósitos de combustível fóssil	4000

Tabela 5.1 – Estimativa dos maiores reservatórios de carbono da Terra.

Os ecossistemas recebem a maior parte do CO₂ da atmosfera. As plantas e principalmente as algas marinhas têm um mecanismo especializado que permite a absorção desse gás em suas células. Com a adição de água e energia da radiação solar, esses organismos usam a fotossíntese para converter quimicamente o dióxido de carbono em moléculas orgânicas (moléculas de açúcar). A equação química que rege o processo de fotossíntese é



Essas moléculas podem ser quimicamente modificadas por esses organismos através da adição metabólica de outros elementos para produzir compostos mais complexos, como proteínas, celulose, e aminoácidos. A matéria orgânica produzida pelas plantas é transmitida aos animais herbívoros e carnívoros através do seu consumo.

O carbono é liberado dos ecossistemas como o gás CO₂ pelo processo de respiração. A equação química que rege o processo de respiração é



A respiração ocorre em ambos, plantas e animais, e envolve a quebra do carbono em gás dióxido de carbono e outros compostos. A cadeia alimentar dos detritos contém um número de organismos cujo principal papel ecológico é a decomposição de matéria orgânica em seus componentes abióticos.

O ciclo do carbono orgânico pode ser resumido como (ver figura 5.3):

1. o carbono atmosférico é incorporado à matéria orgânica pelas plantas e algas, através da fotossíntese. Nesse processo, o CO₂ é transformado em açúcar, utilizando-se da energia solar;

2. pela ingestão de plantas e algas por herbívoros e pela ingestão de herbívoros por carnívoros, o carbono se transfere por toda a cadeia alimentar;
3. através da respiração dos organismos, o carbono retorna à atmosfera, na forma de CO_2 ;
4. os decompositores atuam na decomposição de cadáveres e fezes de todos os organismos, liberando também o CO_2 .

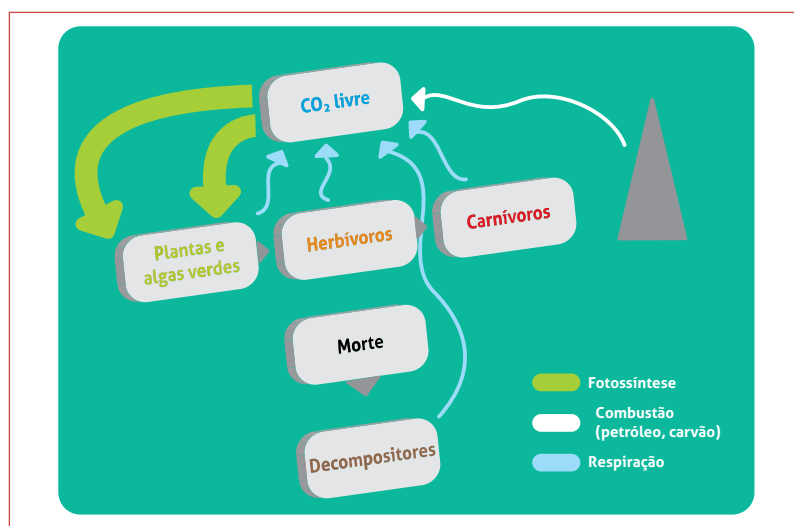


Figura 5.3 – Ciclo do carbono orgânico. As setas verdes representam a fotossíntese, as setas azuis representam a respiração e a seta preta representa as emissões de CO_2 através da queima de combustíveis fósseis.

Desde a Revolução Industrial, os seres humanos têm aumentado muito a quantidade de CO_2 encontrado na atmosfera da Terra e dos oceanos. Os níveis atmosféricos aumentaram mais de 30%, passando de cerca de 275 partes por milhão de volume (ppmv ou ppm) no início dos anos 1700 para mais de 370 ppm hoje (Figura 2.1 e Figura 5.4). Os cientistas estimam que os futuros níveis atmosféricos de dióxido de carbono poderá atingir um montante entre 450-600 ppm até o ano 2100. As principais fontes desse gás, devido às atividades humanas, incluem a queima de combustíveis fósseis e a alteração da cobertura vegetal natural encontrada em pastagens, florestas e ecossistemas florestais. As emissões provenientes da queima de combustíveis fósseis representam cerca de 65% do CO_2 adicional emitido atualmente na atmosfera. Os restantes 35% são devidos aos desmatamentos e à conversão de ecossistemas naturais em sistemas agrícolas. Pesquisas mostram que os ecossistemas naturais podem armazenar entre 20 a 100 vezes mais dióxido de carbono do que quando utilizados para a agricultura.

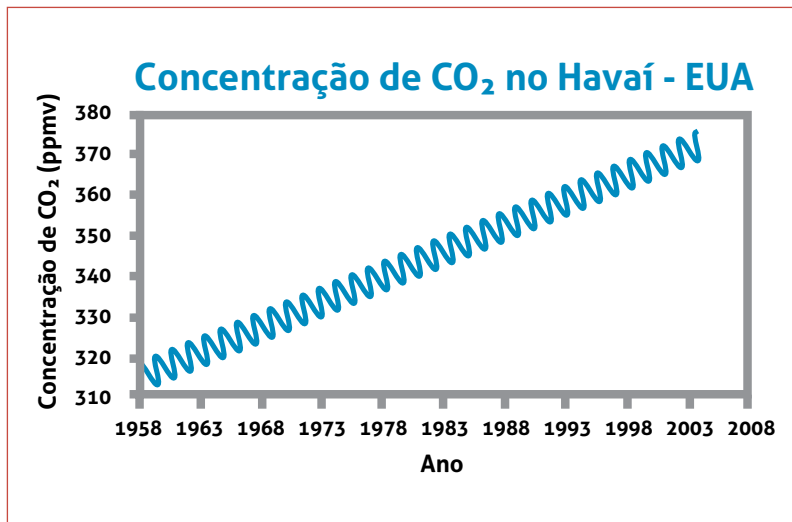


Figura 5.4 – Variação na concentração de CO₂ na atmosfera medida no Observatório de Mauna Loa no Havai- EUA, localizado a 3.500 m de altitude.