

Graça Maria Viana Monteiro

Evolução da Atmosfera nos Planetas Interiores



**Departamento de Geologia
Faculdade de Ciências da Universidade do Porto
2001**

Graça Maria Viana Monteiro

Evolução da Atmosfera nos Planetas Interiores



o presidente do género
V. F. Viana

Departamento de Geologia
Faculdade de Ciências da Universidade do Porto
2001

AGRADECIMENTOS

Este trabalho teve início em Setembro de 1999 e, ao longo de um ano e meio houve um caminho percorrido que permitiu a sua concretização.

Torna-se grato recuar no tempo e verificar que as primeiras palavras de gratidão vão para a Sr.^a Professora Doutora Manuela Marques cuja orientação, persistência e disponibilidade tornaram possível o alcance dos objectivos que eu pretendia atingir.

Quero ainda agradecer ao Eng.^o Orlando Matos Leite que, com amizade concretizou, nas tecnologias de informática, o CD-ROM que me havia proposto realizar.

Também me encontro em dívida para com a Empresa Alves McDade & Filhos, Lda., pela cedência de disponibilidade espacial e material, para a apresentação gráfica da tese.

Finalmente, não quero deixar de mostrar a minha gratidão a todos os colegas, amigos e familiares que, embora não mencionados especificamente, hajam contribuído para que eu pudesse levar a bom termo a tarefa que me propus encetar.

RESUMO

Os planetas do nosso Sistema Solar são muito diferentes uns dos outros no seu aspecto exterior, tamanho e temperatura superficial. Mas, sendo a planetologia uma ciência em expansão, muitas das aparentes diferenças revelam-se, como, caminhos evolutivos divergentes. Neste trabalho é explorada essa evolução no que respeita às atmosferas dos planetas interiores, em especial de Vénus, da Terra e de Marte. Apesar de, possivelmente, os planetas interiores terem iniciado os seus percursos atmosféricos de forma semelhante, denota-se que houve alguns factores que os levaram ao presente estado. Dentro destes factores incluem-se a proximidade ao Sol, a estrutura interna planetária, os satélites e a existência ou não de vida.

O trabalho aborda, nos Capítulos I e II, a génese das estrelas, das galáxias e do Sistema Solar. Esta primeira parte da tese é fundamental para a compreensão da constituição das atmosferas dos planetas interiores e suas possíveis evoluções, tema focado no Capítulo III.

O resultado do estudo feito nos Capítulos I, II e III, foi aplicado na organização de um workshop destinado a Professores cuja licenciatura é de Ensino de Biologia e/ou Geologia. O workshop constitui o Capítulo IV e está organizado em duas partes. A primeira é uma abordagem teórica sobre a formação e constituição do Sistema Solar, seguida da evolução da atmosfera nos planetas interiores. A segunda parte consta de exercícios que cimentam os conceitos teóricos focados anteriormente, utilizando-se diverso material para o efeito.

Proporciona-se então, um instrumento de trabalho que contribui para aumentar os conhecimentos dos docentes de Ciências Naturais do 7º ano e de Ciências da Terra e da Vida do 10º ano de escolaridade.

Uma das conclusões retiradas desta apresentação refere-se à necessidade de introdução de uma disciplina que aborde os conteúdos do Sistema Solar nos *curricula* universitários dos cursos acima citados. Ao privilegiar os conhecimentos científicos e didáticos do Professor, está-se a contribuir decisivamente para a eficácia do processo ensino/aprendizagem.

IN SHORT

The planets of our Solar System differ from each other in the way they look, their size and surface temperature. However, the planetology is an expanding science, and many of the apparent differences reveal as divergent ways of evolution. In this work it is explored the atmospheres evolution of the terrestrial planets, mainly of Venus, Earth and Mars. Besides of the possible similar atmospheric evolution in the terrestrial planets, there were few factors that took them to the present state. They are included in this factors the distance to the Sun, planetary internal structure, satellites and presence or not of life.

This work deals, in Chapters I and II, with star and galaxies genesis, and Solar System constitution. This first part of the thesis is fundamental to the understanding of the inner planets atmosphere composition, limelight subject on Chapter III.

The study on Chapters I, II and III results in a workshop bound for teachers, whose degree is in Biology and/or Geology. The workshop makes Chapter IV, divided in two parts. The first one is theoretic, dealing with the Solar System genesis and its constitution, followed by the atmospheric evolution on the terrestrial planets. The second part, consist of practical exercises about the first part, using much didactic material to reach the proposes.

It is given a work instrument which increases the knowledge of the Natural Science and Life and Earth Science teachers.

One of the conclusions taken after the workshop presentation, is the need of a subject introduction about Solar System, on the university *curricula* courses cited above. By privileging the scientific and didactic knowledge of Teachers, the learning/teaching process is favoured.

RÉSUMÉ

Les planètes du système solaire sont très différents les uns des autres soit dans l'aspect extérieur, soit en dimension et en température superficielle. Mais, comme la planetologie est une science en expansion, beaucoup de ces différences se révèlent par chemins évolutifs divergents. Dans ce travail s'explore l'évolution dans ce qui concerne aux atmosphères des planètes intérieures, notamment de Vénus, de la Terre et de Mars. Certainement que les planètes intérieures ont initié leurs parcours évolutifs de façon semblable et c'est remarquable, qu'il y a des facteurs qui les ont conduit à l'état présent. D'entre eux s'inclut la proximité du Soleil, la structure interne du planète, les satellites et l'existence de la vie.

Le travail aborde, dans les Chapitres I et II, l'origine des étoiles, des galaxies et du système solaire. Cette première partie de la thèse est fondamentale pour la compréhension de la constitution de l'atmosphère des planètes intérieures et leurs probables évolutions, thème déjà abordé au Chapitre III.

Le résultat de l'étude fait aux Chapitres I, II et III, a été appliqué à l'organisation d'un workshop destiné aux Professeurs licenciés à l'Enseignement de Biologie et Géologie. L'workshop a été traité au Chapitre IV et s'est organisé en deux parties. La première fait un abordage théorique sur la formation et constitution du Système Solaire, suivie de l'évolution de l'atmosphère aux planètes intérieurs. La deuxième partie est un ensemble d'exercices qui solidifient les matières abordées auparavant, en utilisant le matériel le plus divers.

Se proportionne de cette façon, un instrument de travail qui va augmenter le savoir des professeurs de Sciences Naturelles et de Sciences de la Terre et de la Vie.

Une des conclusions a prendre de la présentation de cet workshop, se rapporte au besoin d'introduire une discipline sur le Système Solaire aux *curricula* universitaires des Licenciés. Se privilégie le savoir scientifique et didactiques des Professeurs et le procès enseignement/apprentissage qui rehaussera son efficacité.

ÍNDICE

	página
- Introdução	1
<i>CAPÍTULO I- ESTRELAS E GALÁXIAS</i>	2
1- Estrelas	2
1.1- A natureza da luz	2
1.2- Tipos de estrelas	6
1.3- O Sol	9
2- Galáxias	14
2.1- Tipos de galáxias	14
2.2- A Via Láctea	16
<i>CAPÍTULO II- SISTEMA SOLAR</i>	19
1- Constituição do Sistema Solar	19
1.1- Os planetas	19
1.2- Asteróides, meteoritos e cometas	27
2- Origem do Sistema Solar	30
2.1- Introdução histórica	30
2.2- Conhecimentos actuais sobre a génese do Sistema Solar	31
<i>CAPÍTULO III- ATMOSFERA DOS PLANETAS INTERIORES</i>	35
1- Atmosfera terrestre	35
1.1- Estrutura da atmosfera	35
1.2- Fotoquímica da atmosfera	38
1.2.1- A fotoquímica da troposfera	41
1.2.2- Fotoquímica da estratosfera	45
1.2.3- Fotoquímica da mesosfera e da atmosfera superior	50
1.3- Relação da atmosfera com outros sistemas	52
1.3.1- A actividade biológica e a atmosfera	53
1.3.2- Relação da hidrosfera e litosfera com a atmosfera	55
1.4- Evolução da atmosfera terrestre	59

2- Atmosfera de Vénus	65
2.1- A estrutura da atmosfera	67
2.2- Ionosfera de Vénus	69
2.3- Química da atmosfera de Vénus	71
2.4- Circulação da atmosfera de Vénus	75
2.5- Evolução da atmosfera de Vénus	77
3- Atmosfera de Marte	80
3.1- A estrutura da atmosfera e da ionosfera de Marte	83
3.2- Fotoquímica da atmosfera de Marte	83
3.3- Dinâmica da atmosfera de Marte	85
3.4- Evolução da atmosfera de Marte	88
<i>CAPÍTULO IV- ORGANIZAÇÃO DE UM WORKSHOP</i>	92
- Conclusões	97
- Referências Bibliográficas	100
- Anexos	105

INTRODUÇÃO

A necessidade de encontrar uma explicação para a génese e evolução do nosso sistema planetário e do Universo em geral, conduziu ao desenvolvimento de novas tecnologias, algumas das quais são amplamente divulgadas através dos meios de comunicação, nomeadamente da internet. Neste contexto e fruto da sua curiosidade natural, os jovens estão particularmente sensibilizados para este tipo de problemas, sendo cada vez mais necessária a sua discussão na sala de aula. Os professores devem, por conseguinte, estar preparados e permanentemente actualizados para que a dinâmica do ensino/aprendizagem progrida satisfatoriamente.

O estudo do Sistema Solar é um dos conteúdos programáticos da disciplina de Ciências Naturais do 7º ano do Ensino Básico e Ciências da Terra e da Vida do 10º ano do Ensino Secundário. Para compreender esta problemática é, no entanto, fundamental conhecer a origem das galáxias e das estrelas, do sistema solar e, em particular, dos planetas interiores, uma vez que a Terra pertence a este grupo de planetas. Por outro lado a origem e evolução da vida parecem estar intimamente relacionadas com as características físicas dos planetas e, em particular, com a estrutura, composição e evolução da atmosfera. Atendendo a todos estes aspectos escolhi como tema para o trabalho de Mestrado a Evolução da Atmosfera nos Planetas Interiores.

O trabalho será organizado em quatro capítulos, dos quais os três primeiros constituem o substracto teórico para a organização de um workshop e a elaboração de um CD-ROM destinado a proporcionar materiais de trabalho exclusivamente para professores.

Assim, nos Capítulos I e II, serão abordados alguns aspectos relacionados com a génese das estrelas e das galáxias e analisada a problemática relativa ao sistema solar e aos métodos utilizados para o seu estudo. O Capítulo III será dedicado ao estudo da estrutura e evolução das atmosferas dos planetas interiores, com destaque especial para o planeta Vénus por possuir uma atmosfera diferente de todas as outras. Por fim, no Capítulo IV, será discutida a estruturação de um workshop destinado a professores licenciados em Biologia, Geologia e Ensino da Biologia-Geologia que leccionam o 3º Ciclo do Ensino Básico e o Secundário.

CAPÍTULO I - ESTRELAS E GALÁXIAS

1- ESTRELAS

A luz é uma forma de energia à qual os nossos olhos são sensíveis. É através dela que observamos tudo o que nos rodeia. Essa energia que nos chega da maior parte das estrelas começou a sua longa viagem muito antes de termos nascido. Há estrelas mais distantes, cujo trajecto luminoso é anterior ao aparecimento do Homem na Terra. Algumas estrelas estão tão distanciadas da Terra, que a sua luz demora milhares de anos a chegar até nós. A luz do Sol, distanciado apenas de 149,6 milhões de quilómetros, leva cerca de 8 minutos a chegar à Terra. As enormes distâncias a que se situam os diferentes corpos do universo, obrigam à utilização de unidades específicas das quais a mais frequente é o ano-luz¹.

O Sol é a estrela mais próxima da Terra. Comparada com outras estrelas é quase insignificante, embora a possamos considerar grandiosa por estar perto de nós. As estrelas com mais brilho² não são necessariamente as que estão mais próximas de nós. Várias estrelas com menos brilho estão, na realidade, mais perto do nosso planeta do que a maioria das brilhantes.

O estudo da natureza da sua luz emitida pelas estrelas permite conhecer melhor a sua composição e compreender a sua génese e evolução.

1.1- A natureza da luz

A luz visível irradiada pelas estrelas e captada pelo olho humano é um conjunto de ondas, uma eléctrica e outra magnética, sendo conhecida também pelo nome de *onda eléctrica* e avança no vácuo a uma velocidade constante de 300 000 km/s (Fig.I.1).

A relação íntima entre as forças eléctricas e magnéticas conduzem-nos à ideia da existência de regiões onde as referidas forças são sentidas. Assim, uma carga eléctrica é envolvida por um *campo eléctrico* e um íman é circundado por um *campo magnético*. Oscilações perpendiculares entre campos eléctricos e magnéticos constituem a radiação electromagnética.

¹ O **ano-luz** (al) corresponde à distância percorrida pela luz, durante um ano, à velocidade de 300 000 km/s ($9,46 \times 10^{12}$ km). O **Parsec** (pc, equivalente a 3,26 al) e a **Unidade Astronómica** (UA, correspondente à distância média em km entre a Terra e o Sol = $1,496 \times 10^8$ km) são outras unidades de distância utilizadas em astronomia.

² O brilho das estrelas está relacionado com a sua luminosidade (quantidade de energia luminosa emitida pelas estrelas em cada segundo).

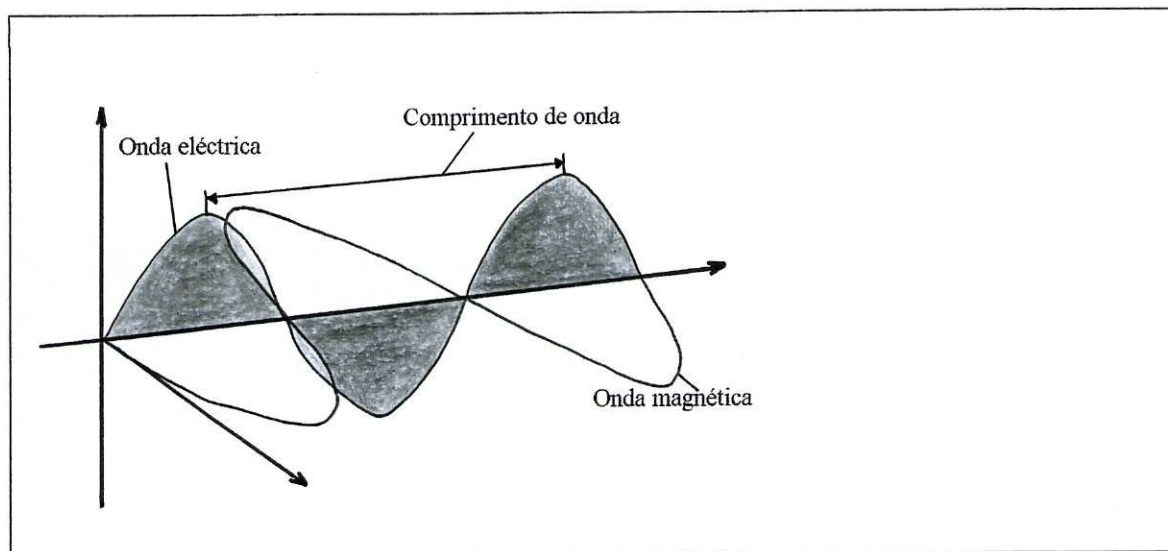


Fig.I.1- Esquema de radiação electromagnética.

A luz visível possui um comprimento de onda extremamente curto, cerca de cem vezes menor do que um milímetro. Para expressar medidas tão reduzidas criou-se uma unidade de medida suficientemente curta, o *nanómetro* (nm), que corresponde a 10^{-9} m. O comprimento de onda da radiação visível varia de 400 nm e 700 nm (do violeta ao vermelho, respectivamente). A radiação invisível, isto é, aquela cujo comprimento de onda se situa fora dos limites da visibilidade humana foi, durante vários anos, objecto de estudos vários, chegando-se à conclusão que existem diversos tipos de radiação deste tipo. Para facilitar a compreensão e localização dos comprimentos de onda das radiações visíveis e não visíveis, criou-se o *espectro electromagnético*, que abarca todas as radiações conhecidas (Fig.I.2). Acima dos 700 nm existe a *radiação infravermelha* (700 nm a 0,2 mm) seguida das *ondas rádio* (0,2 mm a 10 km). Abaixo dos 400 nm aparece a *radiação ultravioleta* (400 nm a 10 nm), os *raios X* (10 nm a 0,01 nm) e, por fim, os *raios gamma* (abaixo dos 0,01 nm).

De toda a gama de radiações conhecidas, as visíveis e as ondas rádio são as que chegam em maior quantidade à superfície terrestre. Para captar a radiação visível utilizam-se os telescópios ópticos, sendo as ondas rádio captadas por radiotelescópios. A radiação infravermelha é absorvida pelo vapor de água atmosférico, daí que os observatórios deste tipo de radiação se situem em locais com pouca humidade. Porém, a localização ideal para os instrumentos sensíveis às radiações infravermelha e ultravioleta é a atmosfera a cerca de 900 km de altitude. A aparelhagem que

permite a sua detecção são satélites astronómicos, sondas-balão e foguetões, equipados com sensores destas radiações, emitindo-as para receptores situados na superfície terrestre.

Se um feixe de luz visível (ou branca) passar através de um gás, os seus átomos absorverão a radiação num comprimento de onda muito específico apresentando um padrão de linhas escuras, que constituem as *linhas espectrais*. Estas revelam-se muito importantes em astronomia podendo fornecer-nos informações sobre a composição química de objectos muito distantes. O seu estudo sistemático é tratado pela *Espectroscopia*.

Comprimento de onda	Radiação
inferior a 0,01 nm	<i>Raios Gamma</i>
0,01 a 10 nm	<i>Raios X</i>
10 a 400 nm	<i>Radiação Ultravioleta</i>
400 a 700 nm	<i>Radiação Visível</i>
700 a 2000 nm	<i>Radiação Infravermelha</i>
0,2 mm a 10 km	<i>Ondas Rádio</i>



Fig.I.2- Espectro electromagnético (adaptado de Lopez e De Granurt 1999).

Os *átomos* e as *moléculas* são responsáveis pela produção de espectros.

Bohr tentou estudar a relação entre o espectro atómico e a estrutura atómica, começando pelo elemento mais simples e leve, o hidrogénio, cujo átomo é constituído por um núcleo rodeado de um electrão (Fig.I.3).

O *núcleo* dos átomos contém *protões* e *neutrões*. Os primeiros têm carga eléctrica positiva, igual e oposta à do *electrão*, de tal modo que o átomo no seu todo tem carga eléctrica neutra. Por outro lado o *neutrão* não possui carga eléctrica.

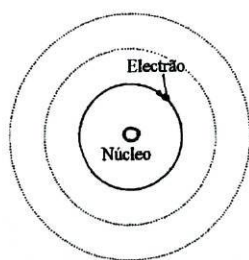


Fig.I.3- Esquema de um átomo de hidrogênio (núcleo rodeado por um electrão).

Bohr concluiu que o único electrão do átomo de hidrogênio só poderia orbitar o núcleo numa determinada órbita, estabelecendo assim os conceitos de *estado base* (aplicável a todos os outros elementos) e de *órbitas* de Bohr. Para um electrão saltar de uma órbita de Bohr para outra, o átomo de hidrogênio tem de ganhar ou perder uma determinada quantidade de energia. Se o electrão for para uma órbita mais exterior, terá de absorver energia, passando-se o contrário no caso de ir para uma órbita interior. É o chamado *estado excitado* de um átomo e como não é uma situação estável, o electrão tem tendência a voltar ao seu nível base, restituindo-se ao exterior a energia recebida sob a forma de *fotões* (unidade indivisível de energia) (Fig.I.4).

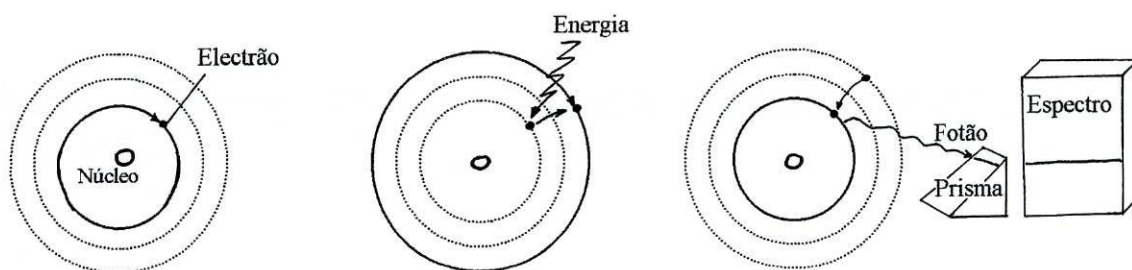


Fig.I.4- Transferência de um electrão para uma órbita superior e sua restituição ao estado base (adaptado de Lopez e De Granrut 1999).

Quando um electrão que se encontra numa órbita mais baixa absorve um fotão com comprimentos de onda na ordem dos 91 nm (radiação ultravioleta), é elevado a uma órbita de infinito (∞) muito distante e longa, significando que o electrão escapou ao seu núcleo, tornando-se o átomo original *ionizado*. A perda de um electrão implica que a estrutura do átomo passe a ser semelhante à de um átomo com um número atómico inferior (*número atómico* iguala o número de protões existentes no núcleo).

O número de prótons do núcleo de um átomo, determina o elemento de que se está a tratar. No entanto, o mesmo elemento pode ter (no seu núcleo) um número diferente de neutrões, constituindo os *isótopos*. O oxigénio é um bom exemplo de um elemento com vários isótopos, pois possui 8 prótons, mas pode ter 8, 9 ou 10 neutrões, sendo representados por ^{16}O , ^{17}O e ^{18}O , respectivamente³ (Gil e Cardoso 1987a, Guillemot 1996, Kaufmann e Freedman 1998).

1.2- Tipos de estrelas

As estrelas são corpos celestes capazes de produzir energia. Quando observadas a olho nu é possível vislumbrar algumas diferenças. A intensidade luminosa por exemplo. No entanto, características como a sua massa, as dimensões, a temperatura à superfície e a magnitude absoluta⁴ só são detectáveis com a utilização de instrumentos específicos.

Os astrónomos têm estudado as linhas espectrais das estrelas. Algumas apresentam espectros nos quais o hidrogénio é dominante, embora outras, incluindo o Sol, mostrem linhas espectrais correspondentes a elementos mais pesados como o cálcio, o ferro e o sódio. Quando os espectros estelares aparecem sob a forma de bandas espectrais, significa que se está perante uma composição molecular, como, por exemplo, o óxido de titânio, o óxido de zircónio e os compostos de carbono.

Para facilitar o estudo e classificação das estrelas, estas foram agrupadas de acordo com o seu espectro em *classes espectrais* (O B A F G K e M) cada uma das quais pode ser subdividida em patamares (0 a 9) denominados *tipos espectrais*. A sequência espectral reflecte a temperatura da estrela, pertencendo as de maior temperatura à classe O (acima dos 25 000 K⁵) e as de temperaturas mais baixas à classe M (cerca dos 3000 K).

Sendo o hidrogénio um dos elementos mais abundantes no Universo, forçoso é concluir que também exista na composição estelar, sobretudo nas estrelas que apresentam temperaturas superiores a 10 000 K. Os fótons vindos de seu interior conduzirão os átomos do gás de hidrogénio ao estado ionizado, o que implica a ausência de linhas espectrais para o hidrogénio ou a presença de linhas muito fracas para este elemento, tal como acontece nas

³ Os algarismos 16,17 e 18 representam o número de massa (somatório dos prótons e neutrões).

⁴ A magnitude das estrelas pode ser aparente ou absoluta. A magnitude aparente refere-se ao brilho aparente de uma estrela, visto da Terra. A magnitude absoluta é a verdadeira quantidade de energia luminosa libertada por uma estrela.

⁵ K é o símbolo utilizado para **kelvin**, unidade termodinâmica de temperatura.

estrelas O e B2. Nas estrelas com temperaturas inferiores a 10 000 K, a maioria dos átomos de hidrogénio estão num estado de energia base conduzindo a linhas espectrais fortes para este elemento, como é o caso das estrelas A0 e A5. Para temperaturas de 3000 K as bandas espectrais são predominantemente referentes ao óxido de titânio (estrelas M6). O Sol é uma estrela G2, sendo rica em ferro e cálcio.

Hertzsprung e Russel verificaram existir um determinado padrão quando compararam a magnitude das estrelas com as suas cores⁶ e tipos espectrais. Das suas observações resultou um diagrama no qual a luminosidade das estrelas é comparada com a temperatura e características do espectro, o Diagrama H-R (Hertzsprung-Russel) (Fig.I.5).

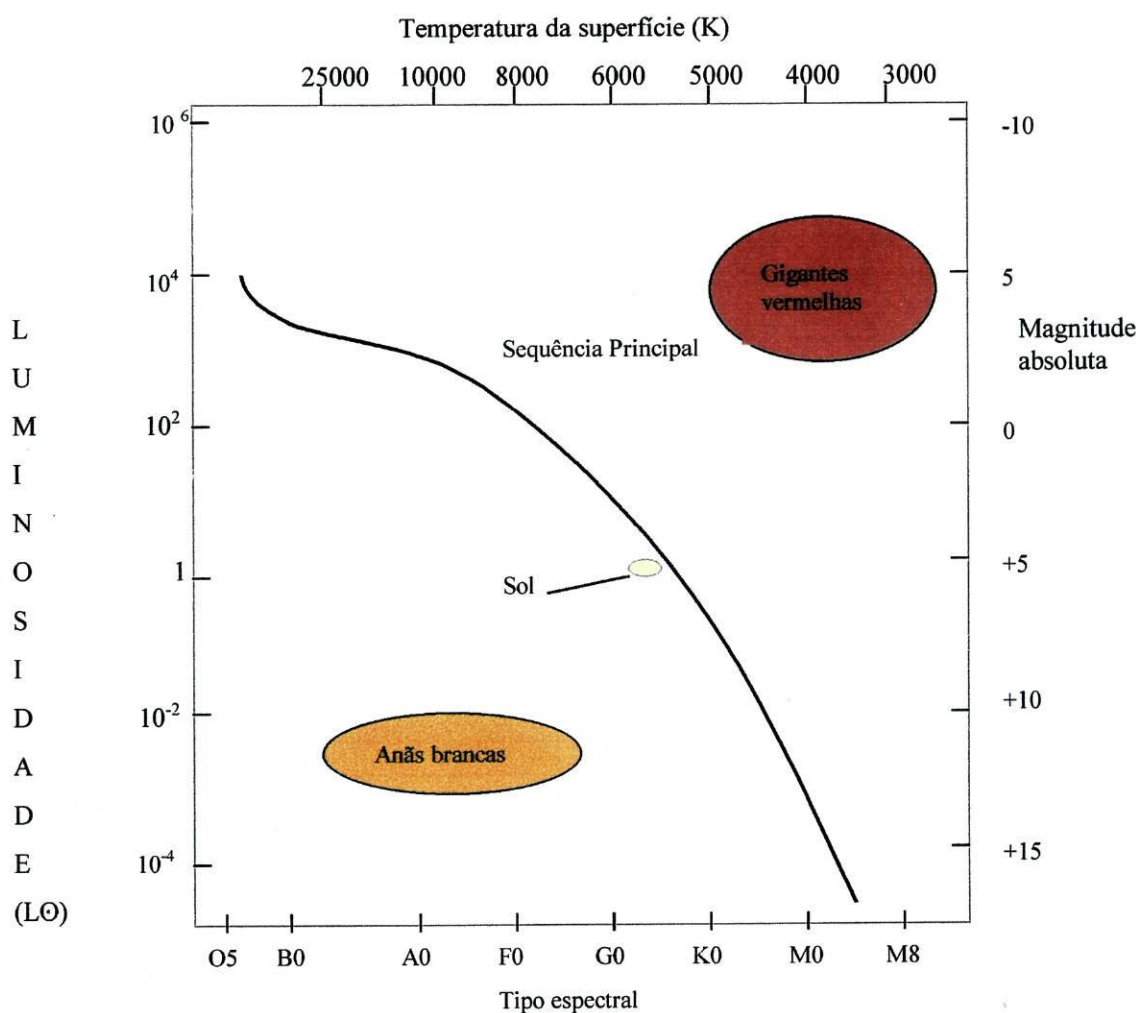


Fig.I.5- Diagrama Hertzsprung-Russel (adaptado de Kaufmann e Freedman 1998).

⁶ As cores das estrelas estão directamente relacionadas com a sua temperatura superficial. Se uma estrela possui baixa temperatura superficial a sua cor é avermelhada. No caso de uma estrela possuir alta temperatura a sua coloração é azul. As estrelas com temperatura intermédia, como o Sol, são amarelas.

Todas as estrelas existentes se enquadram neste diagrama. As estrelas pertencentes à *Sequência Principal*, incluem a maioria das estrelas visíveis, desde as quentes e brilhantes, estrelas azuis (parte superior do diagrama), às frias, indistintas e estrelas vermelhas (parte inferior direita do diagrama). As que pertencem à Sequência Principal, tal como o Sol, estão numa fase de evolução onde a *fusão termomolecular* (combustão do hidrogénio e produção de hélio) é o processo dominante. O tempo total que uma estrela demora a consumir o hidrogénio do núcleo corresponde ao tempo de vida como estrela da Sequência Principal. Uma vez esgotado o hidrogénio, a estrela deixa de lhe pertencer e evolui em função da sua massa original. Para estrelas com a massa do Sol ou um pouco superior a evolução passa por um estágio de *Gigante Vermelha* (Fig.I.6). Estas terminaram o seu tempo como estrelas da Sequência Principal, perdendo uma razoável quantidade de massa e aumentando os seus diâmetros. O Sol tornar-se-á numa Gigante Vermelha, ou até numa AGB⁷. Antes de chegar a um termo crítico, vai perdendo progressivamente a sua massa, as suas camadas exteriores, ficando com o núcleo exposto e circundado de esferas de gás ejetado (nebulosa planetária). Uma vez que não ocorrem reacções termonucleares, ele simplesmente arrefece, conduzindo ao aparecimento de uma relíquia da estrela, a *Anã Branca*.

Nas estrelas com grande massa (25 vezes a massa do Sol), o consumo de hidrogénio vai originar a adição de uma nova esfera de material à volta do núcleo. Devido às reacções termonucleares, a energia destas estrelas é libertada para as camadas externas a tão altos valores que as camadas externas se expandem tremendamente. O resultado é uma estrela *Supergigante*, muito luminosa e maior do que as Gigantes Vermelhas, com um raio 1000 vezes superior ao do Sol. Numa estrela Supergigante as sucessivas camadas circundantes do núcleo consomem as restantes reservas de hidrogénio. Quando este estágio conduz a um fim violento, as camadas externas ficam suficientemente finas e uma porção de energia escapa-se numa torrente de luz, a *Supernova*, recomeçando um ciclo de reacções termonucleares e a síntese de novos elementos. No centro da supernova pode ficar um núcleo constituído por neutrões, a *estrela de neutrões*. O colapso de estrelas ainda mais massivas pode terminar numa região densa e com tanta gravidade que atrai toda a matéria, não emitindo nenhuma forma de luz, o chamado *buraco negro* (Baker 1971, Dorozynski 1997, Kaufmann e Freedman 1998).

⁷ As estrelas AGB (*asymptotic giant branch star*) são estrelas de baixa massa que evoluem para gigantes vermelhas pela segunda vez.

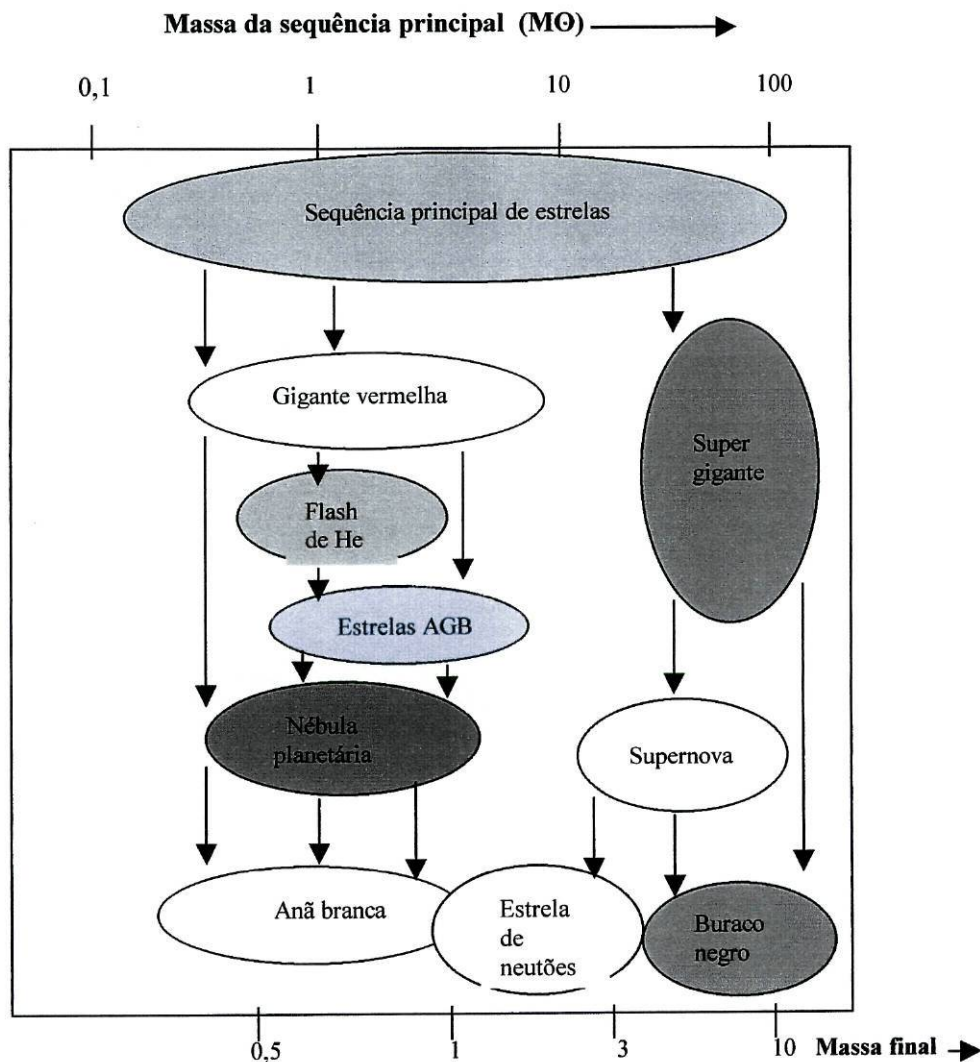


Fig.I.6- Sequência da evolução estelar, tendo por base a massa (adaptado de Kaufmann e Freedman 1998).

1.3- O Sol

Sendo o corpo mais importante do Sistema Solar, o Sol tem sido objecto de diversos estudos nomeadamente através do Observatório Heliosférico e Solar (SOHO), lançado para o espaço em 1995 pela Agência Espacial Europeia em conjunto com a Aeronáutica Nacional e Administração Espacial. Em 1996 esta sonda chegou a uma posição estratégica, obtendo informações e dados que permitem o actual conhecimento deste corpo (Lang 1998).

O Sol é, basicamente, uma grande bola de gás constituída essencialmente por hidrogénio. No seu interior, a temperatura atinge valores muito elevados (15×10^6 K) e a pressão aumenta tanto que se inicia um ciclo de reacções nos núcleos de hidrogénio, de que

resulta a sua fusão e produção de núcleos de hélio. É a *fusão nuclear* ou *fusão termomolecular* (Encrenaz e Bibring 1985, URL10).

Para produzir a luminosidade do Sol é necessário converter em hélio cerca de 6×10^{11} kg de hidrogénio por segundo. Neste caso, o processo de fusão nuclear corresponde, na verdade, a um conjunto de reacções denominado de *Reacção protão-protão* (Fig.I.7).

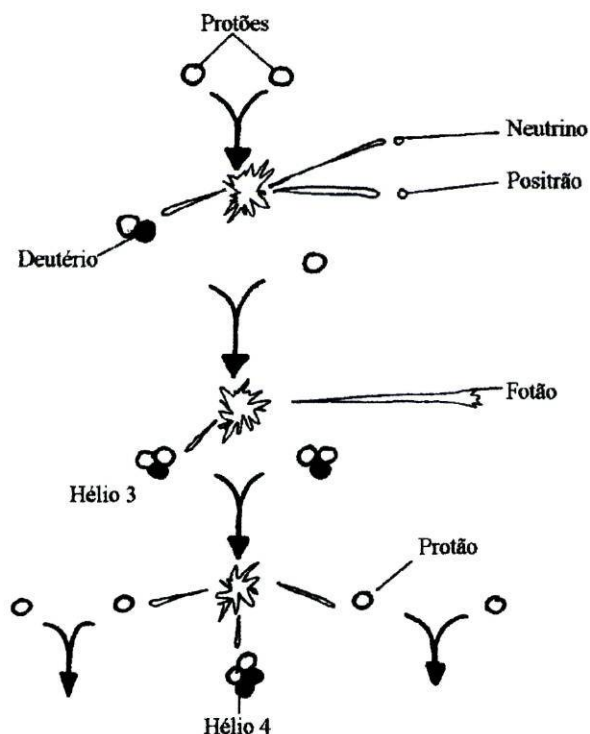


Fig.I.7- Esquema da reacção protão-protão (adaptado de Kaufmann e Freedman 1998).

Devido às elevadas temperaturas do interior das estrelas é natural que dois protões do hidrogénio choquem e se unam ou fundam para formar deutério, um isótopo de hidrogénio (^2H). Neste processo um dos protões é convertido em neutrão, libertando duas pequenas partículas, um *neutrino* (sem carga eléctrica e quase nenhuma massa) e um *positrão* (electrão com carga positiva). Um terceiro hidrogénio (protão) funde-se com o deutério para produzir hélio (^3He) com emissão de um fóton gama, seguindo-se a fusão de dois núcleos de hélio (^3He), para formar um isótopo estável de hélio (^4He), com a libertação de dois átomos de hidrogénio. São então necessários 4 núcleos de hidrogénio para formar um único núcleo de

hélio (^4He). Durante todo este processo perdeu-se uma pequena quantidade de massa que é convertida em energia, libertada sob a forma de fotões (Fèvre 1999).

Toda a energia gerada por reacções no núcleo, *energia termomuclear*, é transportada para a camada de gás mais fina do Sol (*fotosfera*) que emite a luz visível para o espaço. A opacidade da fotosfera tem a ver com a adição de um electrão extra aos átomos de hidrogénio, o que os torna *iões* negativos. Esse electrão extra só pode ser desligado se absorver um fotão, de qualquer comprimento de onda visível, e uma vez que os referidos iões existem em grande quantidade e são eficientes absorvedores de luz, a fotosfera torna-se opaca, daí que essa seja considerada a superfície do Sol (Henarejos 1998, Kaufmann e Freedman 1998, Khalatbari 1999).

A fotosfera (5800 K) apresenta um padrão granulado, em que cada um dos grânulos mede 1000 km de comprimento e é rodeado por limites mais escuros de temperatura mais baixa (300 K). Estas granulações parecem dever-se a movimentos circulares entre gases mais quentes e mais frios (convecção) produzindo, os primeiros, a parte brilhante e, os segundos, as zonas mais escuras e frias. Maiores e mais escuras que os limites das granulações são as *manchas solares* que ocorrem devido à interacção de campo magnético solar com os gases quentes da fotosfera. Nas regiões onde o campo magnético é particularmente forte, os iões e electrões carregados (*plasma*) são projectados para fora, resultando uma zona mais fria. Observações destas manchas solares revelaram que o seu número varia periodicamente num ciclo de 11 anos, o *Ciclo de Manchas Solares*.

Quando ocorre um eclipse total a *cromosfera* solar torna-se visível. Embora se estenda até 2000 km acima da fotosfera, apresenta uma temperatura de 25 000 K e os electrões do gás que a compõe, ao passarem de níveis energéticos superiores para inferiores, emitem fotões que lhe conferem o aspecto rosado, devido aos comprimentos de onda emitidos se situarem nos 656,3 nm do espectro da luz visível. A observação da cromosfera com filtros especiais revelou a existência de numerosos filamentos verticalizados, as *espículas* (Fig.I.8).

Geralmente as espículas encontram-se organizadas em *supergrânulos*, regiões de células convectivas muito grandes na fotosfera. Ainda relacionada com a cromosfera e as manchas solares, está a formação de *proeminências solares* arqueadas de gás magnetizado (Fig.I.9).

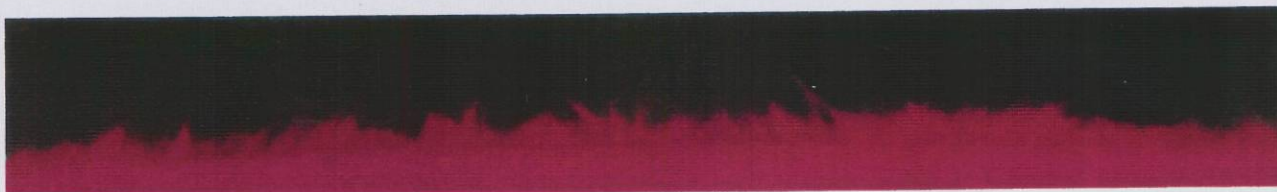


Fig.I.8- Espículas na cromosfera (in, Kaufmann e Freedman 1998).

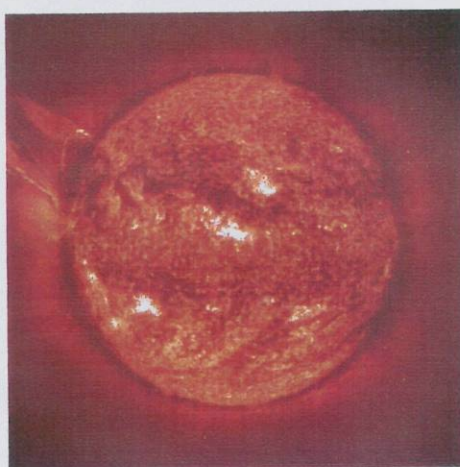


Fig.I.9- Proeminência solar (in, URL17).

O SOHO também ajudou a conhecer a atmosfera solar ou *coroa*, zona que se estende da cromosfera até vários milhões de quilómetros. É constituída por átomos em altos estádios de ionização que, devido às altas temperaturas ($> 2 \times 10^6$ K), se movem a altas velocidades. Este gás completamente ionizado, com protões e electrões de alta velocidade e composição química semelhante à da fotosfera, mas sem os iões pesados, constitui o chamado *vento solar* (URL10). Fotografias de raios X da coroa solar revelam que, entre densos arcos magnéticos, existem regiões menos densas onde tubos de fluxo magnético estão abertos ao espaço interplanetário. Estes *buracos da coroa*, que cobrem, primordialmente, as regiões polares, estendem-se também às regiões equatoriais em determinadas longitudes, podendo constituir a fonte da maior parte do vento solar.

Os objectos do Sistema Solar constituem variados tipos de obstáculos físicos ao fluxo radial do vento solar, dependendo o comportamento deste, das características dos corpos que se colocam no seu caminho, nomeadamente a presença ou não de atmosfera nesse corpo, a existência de um campo magnético intrínseco e do estado físico do seu interior (Fig.I.10).

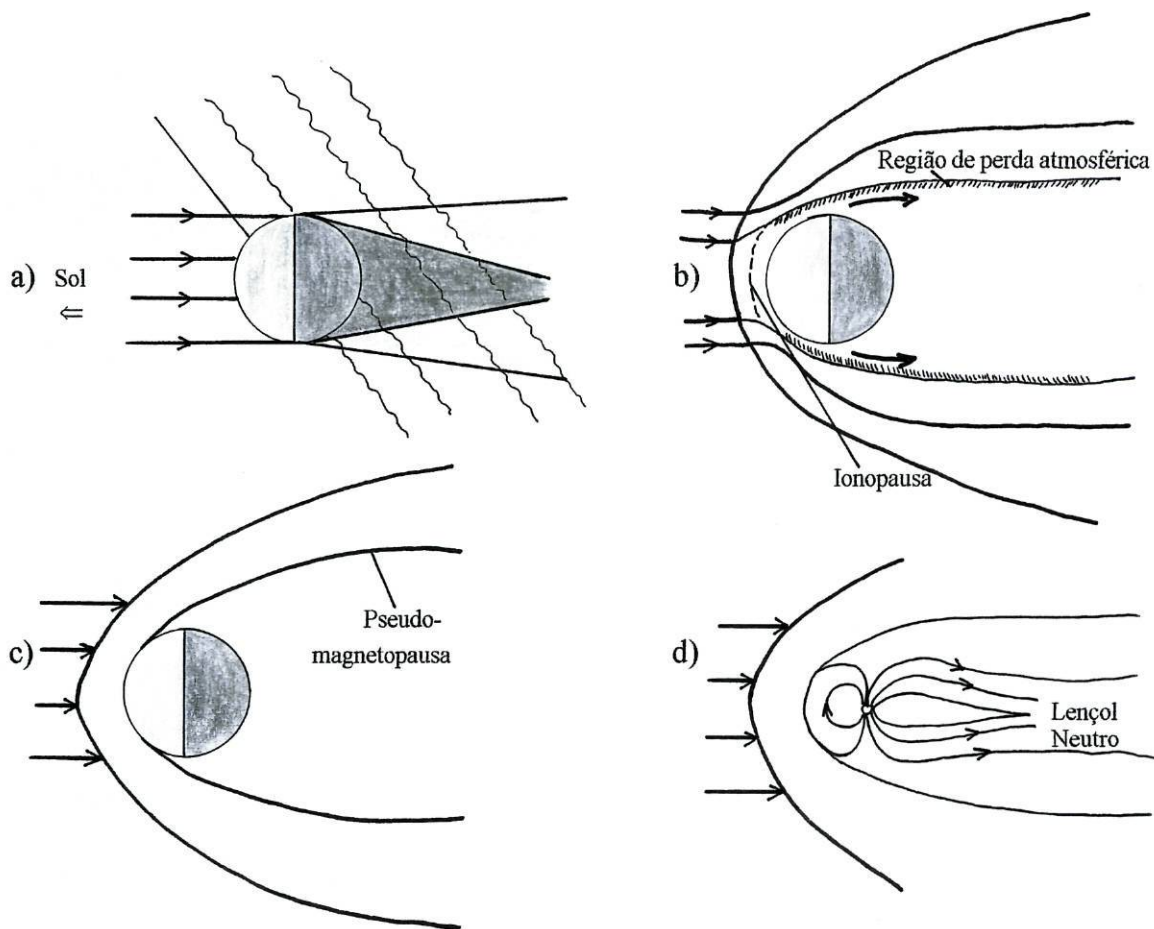


Fig.I.9- Comportamento do vento solar perante objectos do Sistema Solar com diferentes características. a) o vento solar interage directamente com o corpo; b) o vento solar interage com a densa atmosfera; c) o corpo é bom condutor e desprovido de atmosfera e campo magnético intrínseco; d) corpo com campo magnético intrínseco intenso (adaptado de Encenaz e Bibring 1985).

Nos casos a) e c) o vento solar incide directamente no corpo central. A Lua é um exemplo do tipo a) em que o corpo absorve os iões do vento solar, uma vez que não é bom condutor (interior quase todo sólido) e o fluxo magnético existente entre os planetas (*fluxo interplanetário*) entra por difusão. Em c) o corpo é bom condutor e impede que o fluxo interplanetário penetre no seu interior. Cria-se uma espécie de lençol magnético à volta do corpo central. O caso b) apresenta-se como um corpo central possuindo atmosfera, mas sem campo magnético, o que vai conduzir a uma interacção directa entre o vento solar e a atmosfera superior do corpo (Vénus, Marte, Titan, cometas). Por fim, no caso d), o corpo possui um campo magnético exterior (*magnetosfera*) suficientemente forte para deflectar o

campo magnético do vento solar (Mercúrio, Terra, Júpiter, Saturno e Urano) (Encrenaz e Bibring 1985, Atreya et al. 1989, Bourdial e Guillemot 1999).

2- GALÁXIAS

Em algumas zonas do espaço as estrelas aglutinam-se em estruturas que se designou chamar de galáxias. Nelas encontramos estrelas jovens e velhas que evoluem ao longo de milhões de anos. A análise da luz emitida por galáxias distantes mostra que se estão a afastar de nós a uma velocidade directamente proporcional à sua distância. Este facto permite afirmar que nos encontramos num universo em expansão.

Fred Hoyle foi o primeiro cosmologista a utilizar o termo *Big-Bang* para designar a teoria que explica a formação do Universo. Considera-se, actualmente, que há cerca de 15 biliões de anos o Universo teve origem num ponto extremamente denso (*singularidade*) que se expandiu após explosão (Big-Bang) gerando o tempo e o espaço. Houve libertação de grande quantidade de energia que se foi transformando progressivamente em matéria. Nos primeiros momentos só existiam partículas elementares (quarks) que se foram juntando para formar as partículas fundamentais (prótons e neutrões). Estes, por seu lado, agruparam-se constituindo os núcleos de hidrogénio, hélio e outros elementos como o lítio, o boro e o berílio. Surgiram os electrões e os fotões. Após algum tempo começaram a formar-se as primeiras estrelas (*estrelas de 1ª geração*) e as galáxias. As estrelas, por sua vez, foram formando progressivamente os outros elementos mais pesados (Ikonicoff 1996, Greffoz 2000a, Greffoz 2000b, Ikonicoff 2000).

2.1- Tipos de galáxias

As galáxias mantêm-se muito próximas umas das outras devido à existência de *forças atractivas*. Observações do Telescópio Espacial Hubble, sugerem que a génese das galáxias está relacionada com atracções gravíticas entre muitas nuvens de gases e protoestrelas, evoluindo, posteriormente, para a estrutura galáctica. A referida estrutura não é igual para todas as galáxias existentes no Universo. Existe um padrão que as permite agrupar em *galáxias em espiral, galáxias elípticas e galáxias irregulares*.

As galáxias em espiral (Fig.I.10) apresentam braços arqueados de estrelas que partem de um núcleo central. De perfil têm a forma de uma lente convexa. As zonas dos braços contém estrelas de 1ª geração (*População II*) constituídas pelos elementos mais leves como o

hidrogénio e o hélio. Quando evoluem para o estágio de consumo termonuclear do hélio, geram carbono e oxigénio ou elementos mais pesados no caso de serem estrelas mais massivas. Ao chegarem ao fim de suas vidas expõem as camadas externas, conduzindo à formação de *estrelas de 2ª geração* ou *População I* (com idade não superior a 10^7 anos) ricas em elementos pesados e encontradas, geralmente, no plano da galáxia fora dos braços da espiral (Pottasch 1984, Veilleux et al. 1998).

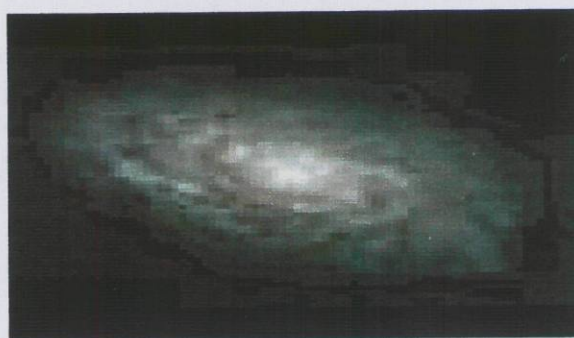


Fig. I.10- Galáxia em espiral (in, URL17).

As galáxias elípticas têm precisamente a forma que o próprio nome sugere e são desprovidas de *material interestrelar*⁸. Por esse motivo, a formação de novas estrelas não se processa, daí que a sua maioria seja População II, gigantes vermelhas (Fig.I.11).



Fig.I.11- Galáxia elíptica (in, Kaufmann e Freedman 1998).

Por fim, as galáxias irregulares (Fig.I.12) apresentam-se com formas distorcidas e assimétricas. Podem surgir de colisões com outras galáxias e são ricas em hidrogénio ionizado (*H II*). Estas galáxias são associações de estrelas jovens pertencentes às classes espectrais O e

⁸ O material interestrelar é essencialmente constituído por gases e poeiras cuja natureza não é, ainda, bem conhecida.

B (*associações OB*). De salientar ainda que as galáxias intermédias entre as elípticas e as irregulares têm a designação de galáxias lenticulares.



Fig.I.12- Galáxia irregular (in, Kaufmann e Freedman 1998).

Estudos revelam que os milhões de galáxias de todas as classes não estão distribuídas ao acaso no Universo. Encontram-se em agrupamentos galácticos denominados de *enxames*. A galáxia onde se encontra o Sol, a *Via Láctea*, pertence a um enxame de apenas 17 galáxias, no grupo local, sendo a galáxia *Andrómeda* (galáxia em espiral) a maior e mais massiva. Os próprios enxames de galáxias agrupam-se formando os *superenxames* (Uchupi e Emery 1993, Kaufmann e Freedman 1998, Peebles et al. 1998).

2.2- A Via Láctea

A nossa Galáxia pertence à classe das galáxias em espiral reunindo cerca de 100.000 milhões de estrelas e material interestrelar. Possui um *núcleo central* do qual saem dois *braços* que vão espiralando a estrutura.

Vista de lado, a Via Láctea é achatada no plano onde se encontram quer os braços da espiral quer a região fora dos braços (*disco galáctico*) dilatando na zona do núcleo. Nos braços há predominância de estrelas da População II pobres em metais. Na região central ocorrem estrelas das Populações I e II, sendo estas últimas já muito antigas.

A distribuição de aglomerados de estrelas velhas, População II ou *enxames globulares*, determina a distribuição esférica do *halo galáctico*, que roda mais lentamente do que o resto da Galáxia (Fig.I.13).

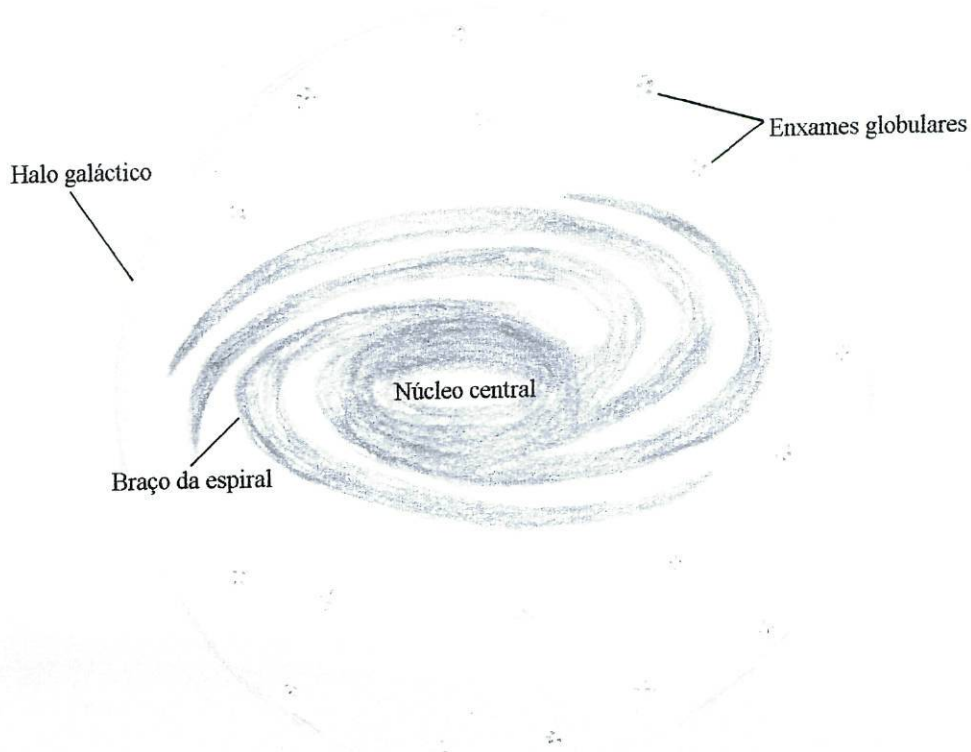


Fig.I.13- Esquema da Via Láctea (adaptado de Khalatbari 1999).

Estudos de emissões rádio na nossa Galáxia revelaram que todo o material, incluindo o Sol, gravita em torno do seu centro na mesma direcção com uma velocidade aproximadamente constante.

Para que a rotação se mantenha constante entre as estrelas exteriores ao Sol, os astrónomos suspeitam da existência de grandes quantidades de matéria entre elas. No entanto, esta matéria não emite luz nem tão pouco aparece no espectro electromagnético. Daí a denominação de *matéria negra*. Embora não se saiba bem a sua composição, há suspeitas de que se trata de estrelas indistintas ou pequenos buracos negros. Outra possibilidade é a existência de partículas constituintes dos átomos, *partículas subatómicas*, que não emitem ou absorvem radiação electromagnética. A quantidade de matéria negra diminui à medida que se avança para o centro da Galáxia, contrariamente ao aumento de densidade do gás ejetado pelas estrelas da População II. Muitas dessas estrelas com mais de 3 massas solares consomem-se mais rápida e intensamente, com a consequente formação de elementos pesados. Neste estágio a estrela aumenta o seu diâmetro e expele as suas camadas externas, antes de se transformar numa anã branca ou numa supernova. Este processo implica o deslocamento do meio interestrelar, dando origem a compressões que, possivelmente, estão na origem de novas estrelas e sistemas planetários. Como já foi referido, a explosão de uma estrela supergigante

pode conduzir a uma concentração de massa infinitamente grande numa região em que a gravidade é imensa, ou seja, um *buraco negro*. Uma vez que não emite luz, supõe-se que no centro da nossa Galáxia existe um buraco negro (Baker 1971, Pottasch 1984, Kaufmann e Freedman 1998).

CAPÍTULO II – SISTEMA SOLAR

O Sol e o seu sistema planetário formam um pequeno e limitado conjunto na vastidão do Universo. Se reduzíssemos o Sol às dimensões de uma laranja, o planeta mais distante, Plutão, seria do tamanho da cabeça de um alfinete e estaria afastado 400 m da laranja. A génese e constituição do nosso Sistema Solar foi, de há muitos séculos, objecto de estudo, com formulação de teorias que serviram de base para o conhecimento actual. Desde a observação directa, a olho nu, até à pesquisa por radiotelescópios, lançamento de telescópios espaciais e de sondas equipadas com radares, altímetros e espectrómetros, muitos dos mistérios encontraram solução, enquanto que outros tomavam o lugar dos primeiros.

1- CONSTITUIÇÃO DO SISTEMA SOLAR

Na Via Láctea, uma de entre os milhões de galáxias existentes no Universo, encontra-se o Sistema Solar (SS), constituído pelo Sol, Planetas, Asteróides e Cometas, para além de poeiras, gás e partículas energéticas emitidas pelo Sol (vento solar). O Sol é, sem dúvida, o maior e o mais importante corpo do Sistema Solar, concentrando cerca de 99% de toda a sua massa. À sua volta orbitam nove planetas, milhares de asteróides e ainda os corpos mais gelados do SS, os cometas.

1.1- Os planetas

De acordo com as pesquisas até hoje feitas são conhecidos nove planetas a orbitar o Sol no mesmo sentido, sendo Mercúrio o mais próximo, a $5,79 \times 10^7$ km (0,387 UA), seguindo-se Vénus, Terra, Marte, Júpiter, Saturno, Urano, Neptuno e Plutão, o último, a $5,909 \times 10^9$ km (39,54 UA).

Num plano próximo do equador do Sol as órbitas planetárias aproximam-se da forma circular, à excepção das órbitas de Mercúrio e Plutão, que são elípticas, tendo por isso alongação ou *excentricidade* (Encrenaz e Bibring 1985, Beatty et al. 1999).

Os planetas mais próximos do Sol completam uma *órbita solar* em menos tempo do que os mais afastados. Além disso, possuem um *período rotacional* ou seja, giram em torno do seu eixo imaginário. Este pode variar a sua posição relativamente ao plano da órbita, criando um ângulo designado por *inclinação axial*, responsável pela existência de estações.

De acordo com as suas características físicas, os planetas dividem-se em dois grandes grupos. Por um lado, aqueles com composição semelhante à terrestre, densos, rochosos e com superfície sólida, correspondentes aos quatro planetas mais próximos do Sol e denominados por *Planetas interiores* ou *telúricos* e, por outro lado, os mais distantes, frios, de grandes dimensões, essencialmente gasosos e sem superfície sólida, denominados por *Planetas exteriores*, *gasosos* ou *Jovianos*⁹ (Fig.II.1).

Plutão é um caso à parte devido à sua composição e dimensões, não sendo considerado em nenhum dos dois grupos. É ainda notável a grande quantidade de corpos menores ou *satélites* que orbitaram todos os planetas, à excepção de Mercúrio e Vénus. Os três maiores planetas do SS, Júpiter, Saturno e Urano possuem mais de uma dezena deles.

As principais características dos nove planetas estão sintetizadas na Tabela I, onde se inclui a distância média ao Sol, o diâmetro equatorial, a massa, a densidade, o período orbital, o período rotacional e o número de satélites naturais.

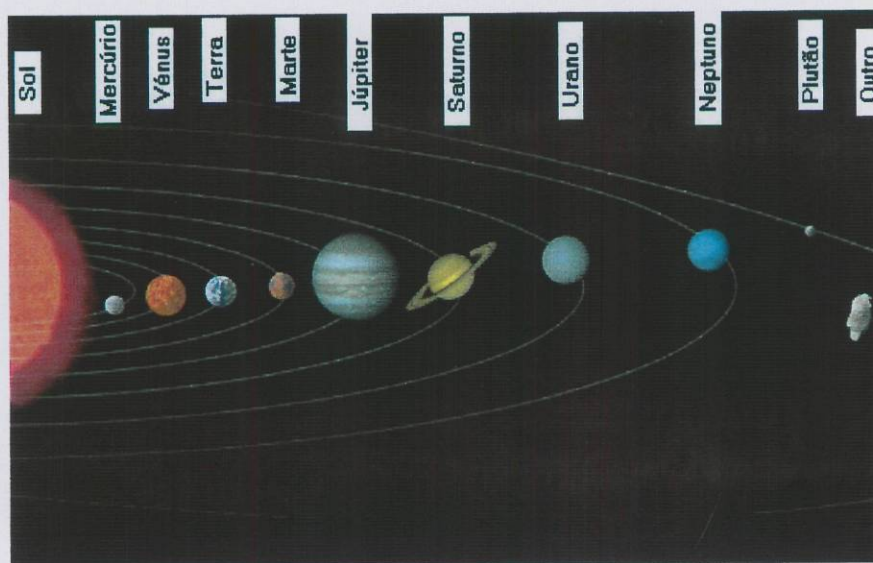


Fig.II.1- Constituição do Sistema Solar (adaptado de URL17).

Os quatro planetas interiores ou telúricos são os mais próximos do Sol, muito densos quando comparados com os exteriores e possuem atmosferas que apenas constituem uma pequena fracção das suas massas totais. A Terra é, naturalmente, o termo comparativo entre estes planetas. Daí o hábito de se designarem também de planetas terrestres.

⁹ O termo Joviano é utilizado para Júpiter, Saturno, Urano e Neptuno, por apresentarem características semelhantes a Júpiter.

Tabela I- Principais características dos planetas do Sistema Solar (adaptado de Kaufmann e Freedman 1998)

	Distância ao Sol (km)	Unidades astronômicas (UA)	Massa (kg)	Densidade (g/cm ³)	Período orbital	Período rotacional	Número de satélites	Albedo	Inclinação axial	Velocidade de escape (km/s)
Mercúrio	57,9 x 10 ⁶	0,387	3,3 x 10 ²³	5,43	87,97 (d)	58,6 (d)	0	0,12	2°	4,3
Vénus	108,2 x 10 ⁶	0,723	4,9 x 10 ²⁴	5,24	224,7 (d)	243,0 (d) ^R	0	0,76	177°	10,4
Terra	149,6 x 10 ⁶	1	6,0 x 10 ²⁴	5,51	365,26 (d)	23,93 (h)	1	0,37	23,45°	11,2
Marte	227,94 x 10 ⁶	1,524	6,4 x 10 ²³	3,94	686,98 (d)	24,62 (h)	2	0,15	25,19°	5
Júpiter	778,4 x 10 ⁶	5,203	1,9 x 10 ²⁷	1,33	11,86 (a)	9,8 (h)	16	0,52	3,12°	60
Saturno	1429,0 x 10 ⁶	9,554	5,7 x 10 ²⁶	0,7	29,46 (a)	10,2 (h)	19	0,47	26,73°	32,3
Urano	2875,0 x 10 ⁶	19,22	8,7 x 10 ²⁵	1,3	84 (a)	17,9 (h) ^R	17	0,5	97,86°	22,5
Neptuno	4504,0 x 10 ⁶	30,11	1,0 x 10 ²⁶	1,64	164,8 (a)	19,1 (h)	8	0,5	29,56°	23,9
Plutão	5916,0 x 10 ⁶	39,54	1,3 x 10 ²²	2,03	247,7 (a)	6,39 (d) ^R	1	0,5	118°	1,2 ?

h- horas

d- dias terrestres

R- rotação retrógrada

Mercúrio (Fig.II.2) é o primeiro planeta a partir do Sol sendo conhecido desde tempos antigos. Apresenta-se, muitas vezes, como um dos corpos celestes mais brilhantes. Como possui uma atmosfera quase negligenciável de hélio e sódio, os valores da temperatura superficial são extremos. Assim, durante o dia as temperaturas são da ordem dos 427°C, enquanto que à noite baixam para os -183°C, temperatura suficiente para congelar o dióxido de carbono e o metano.

Comparativamente com os outros planetas interiores é muito denso possuindo cerca de 60% a 70% de metal na sua composição, o que indica a presença de um núcleo que ocupa cerca de 42% do volume do planeta. Dados obtidos pela sonda *Mariner 10*, indicam um campo magnético equivalente a 1% do campo magnético terrestre, provavelmente gerado por correntes eléctricas num núcleo no estado líquido (Kaufmann e Freedman 1998, URL15). A superfície de Mercúrio é muito semelhante à da Lua, crivada de crateras de impacto, produzidas pela colisão de corpos do SS, nomeadamente asteróides e meteoritos.

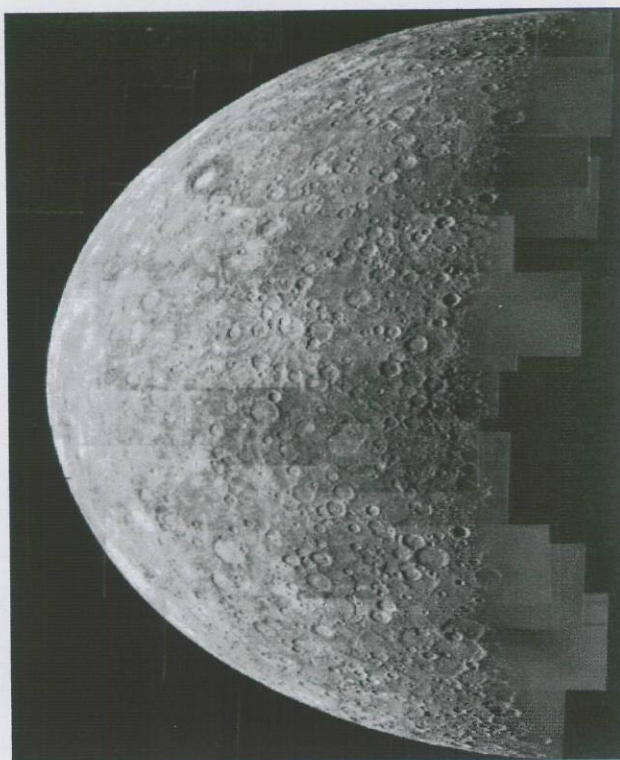


Fig.II.2- Planeta Mercúrio (in, URL17).

Vénus é considerado o planeta irmão da Terra, pois ambos possuem diâmetros, densidades e campos gravíticos muito semelhantes (Fig.II.3). No entanto, este planeta revela-

se completamente diferente em muitos aspectos. Embora esteja mais distanciado do Sol que Mercúrio, tem uma temperatura superficial superior (cerca de 480°C), provocada por um enorme efeito de estufa devido à presença de uma espessa atmosfera rica em dióxido de carbono, o que implica uma pressão superficial cerca de 92 vezes superior à da Terra. As primeiras observações de Vénus pareciam indicar um rápido movimento de rotação. Contudo, a utilização de radares permitiu estudar a superfície oculta pelas densas nuvens e determinar o seu lento movimento de rotação. Com efeito, a espessa camada de nuvens que envolve o planeta é movimentada por ventos fortes (cerca de 350 km/h), responsáveis pela ideia inicial de uma rotação planetária muito elevada. Esta é de facto excepcionalmente lenta (243 dias terrestres) e retrógrada. A inexistência de campo magnético neste planeta pode estar relacionada com a lenta rotação planetária. Na superfície venusiana foi possível identificar estruturas de vários tipos, nomeadamente crateras de impacto, vastas planícies e estruturas vulcânicas, entre outras (Encrenaz e Bibring 1985, Uchupi e Emery 1993, Frankel 1996, URL8).

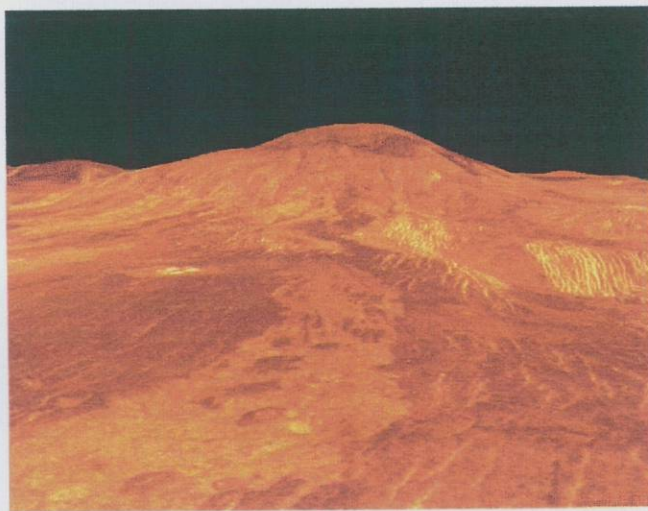


Fig.II.3- Superfície venusiana obtida por radar e tratada em computador (in, URL17).

A *Terra* é o terceiro planeta do SS, ocupando uma posição privilegiada relativamente a todos os outros (Fig.II.4). Encontra-se a (1UA) 149,6 milhões de km do Sol. O seu invólucro gasoso estende-se, tal como em Vénus, por mais de 100 km acima da superfície, mas é constituído na sua maioria por azoto e oxigénio. A atmosfera terrestre é responsável pela presença de temperaturas médias de cerca de 20°C à superfície do planeta, o que permite a

existência de vida ao contrário do que acontece nos outros planetas. Foi com o aparecimento dos primeiros seres vivos (algas azuis e verdes) que a quantidade de oxigénio atmosférico aumentou devido à *fotossíntese*. Neste processo os seres vivos utilizam a energia solar, moléculas de água e de dióxido de carbono, convertendo-as em matéria orgânica e moléculas de oxigénio. As nuvens que cobrem quase metade do planeta são formadas por vapor de água, composto que ocorre também sob a forma líquida, ocupando uma área de 71% da superfície.

A morfologia terrestre é bastante variada sendo progressivamente modificada devido à dinâmica interna e externa do planeta. Os processos internos, estreitamente relacionados com a dinâmica das placas tectónicas, são responsáveis pela génese da maior parte das grandes estruturas terrestres, nomeadamente cadeias montanhosas, depressões e terrenos complexos. Por outro lado, os agentes dinâmicos externos, como o vento, a água e o gelo, actuam sobre essas estruturas modificando o seu aspecto e gerando novas morfologias. Neste contexto, as estruturas de impacto deixadas pelo choque de meteoritos através da história do planeta, são hoje pouco visíveis, porque uma grande parte já foi destruída ou modificada pelos agentes dinâmicos terrestres.



Fig.II.4- Planeta Terra visto do espaço (in, URL17).

O planeta interior mais afastado do Sol é *Marte* (Fig.II.5), também chamado planeta vermelho. Apresenta grandes variações térmicas com temperaturas oscilando entre os 20°C e os -140°C. Estas variações devem-se a uma atmosfera muito ténue composta essencialmente por dióxido de carbono, retida por um campo gravitacional fraco e exercendo uma pressão

superficial de 1% em relação à da Terra. Marte tem uma inclinação axial semelhante à da Terra, apresentando, tal como o nosso planeta, estações do ano (Kaufmann e Freedman 1998, Jakosky 1998, Ravallec 2000, URL15).

Das observações feitas na superfície do planeta, verificou-se existirem estruturas com origem muito diversa, desde crateras devidas ao impacto de meteoritos, até estruturas vulcânicas, elevações, depressões e planícies. Nas regiões polares encontram-se acumulações de compostos gelados sendo visíveis estruturas provocadas por fortes ventos que assolam a superfície do planeta.

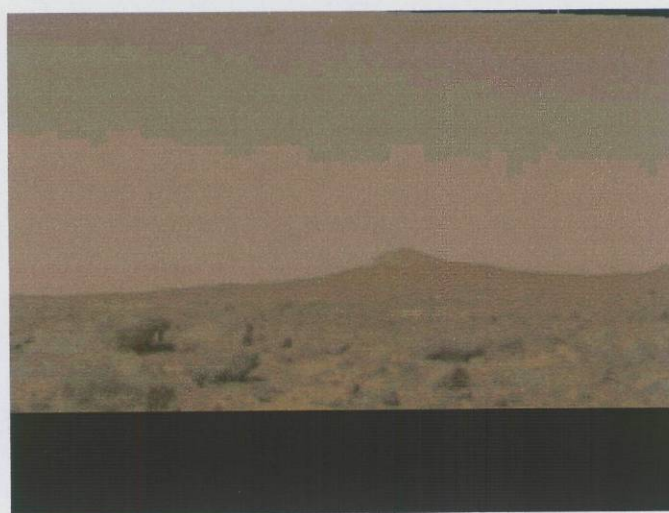


Fig.II.5- Imagem da superfície marciana (in,URL3).

Os planetas exteriores, com a exceção de Plutão, são também designados por planetas gigantes, devido às suas dimensões. Têm baixa densidade, um elevado número de satélites e possuem sistemas de anéis. As suas atmosferas constituem uma percentagem importante da massa total do planeta e são compostas essencialmente de hidrogénio e hélio. De acordo com medições e estudos teóricos, estes planetas poderão conter um núcleo central de material gelado ou rochoso envolto por hidrogénio e hélio a elevadas pressões, não sendo conhecidas estruturas superficiais.

Júpiter é o maior planeta do SS, um gigante gasoso com temperaturas da ordem dos -110°C , medidos na superfície da atmosfera, isto é, na parte superior das nuvens. Dados fornecidos por sondas espaciais evidenciaram a presença de tempestades em toda a atmosfera. A *Grande Mancha Vermelha* (Fig.II.6) conhecida desde há 300 anos, é uma estrutura

atmosférica oval e tempestuosa cujas dimensões ultrapassam o diâmetro terrestre (40 000 km por 14 000 km).

Há pouco tempo foi descoberto o sistema de anéis de Júpiter constituído por poeiras finas mantidas em órbita pela enorme força gravitacional do planeta. Os 16 satélites são igualmente atraídos por essa força, podendo dizer-se que Júpiter funciona como um SS em miniatura, chegando mesmo a emitir mais radiação do que aquela que recebe. Quatro destes satélites (Io, Europa, Ganymede e Callisto), são designados por Satélites Galileanos e orbitam no plano equatorial do planeta.



Fig.II.6- A grande Mancha Vermelha de Júpiter (in, URL17).

Saturno (Fig.II.7) é o segundo maior planeta gasoso e, à semelhança de Júpiter, emite mais radiação do que a que recebe. A sua estrutura atmosférica é mais alargada do que a de Júpiter, embora seja também constituída por hidrogénio e hélio. Contém nuvens cuja temperatura chega a atingir os -180°C , mas o que mais chama a atenção em Saturno é o espectacular sistema de anéis constituídos por partículas rochosas e gelo (ou ambos conjugados), com dimensões muito variadas (micrométricas a métricas). Os anéis são mantidos em órbita equatorial devido às forças gravitacionais do planeta e dos seus satélites (Atreya et al. 1989).



Fig.II.7- Saturno e seus anéis (in, URL17).

Urano é o terceiro planeta exterior. É igualmente gasoso, encontrando-se a uma distância aproximada de 19,22 UA ($2,867 \times 10^9$ km) do Sol. Com uma temperatura na parte externa da atmosfera de -218°C , é um planeta com menos turbulência atmosférica do que os planetas anteriores, muito embora a composição atmosférica seja idêntica. Possui um sistema de anéis muito finos, um elevado número de satélites e um eixo rotacional quase paralelo ao plano da sua órbita.

Neptuno assemelha-se em tudo a *Urano*, embora tenha o seu eixo menos inclinado, apresente uma maior actividade atmosférica e um menor número de satélites.

Plutão é o último planeta do SS com uma temperatura média de -223°C . Imagens obtidas pelo telescópio Espacial Hubble, revelaram a presença de zonas polares geladas e de um satélite, *Caronte*. Estudos pormenorizados permitiram concluir que *Plutão* e *Caronte* têm dimensões semelhantes e que os seus movimentos parecem indicar deslocações orbitais mútuas (Encrenaz e Bibring 1985, Kaufmann e Freedman 1998, Beatty et al. 1999).

1.2- Asteróides, meteoritos e cometas

Entre as órbitas de Marte e Júpiter, entre 2,2 e 3,4 UA do Sol, gravitam milhares de corpos designados por *asteróides* (Fig.II.8). De acordo com a Lei de Bode¹⁰, nesta região do SS, seria de esperar a presença de um planeta, precisamente na órbita de Ceres, o maior dos asteróide (1020 km). Verifica-se, no entanto, que esse planeta não existe mas sim um conjunto de corpos planetesimais gravitando no seu lugar. O modelo mais utilizado para explicar este

¹⁰ A Lei de Bode procura explicar através de uma expressão matemática o espaçamento entre os planetas do SS.

facto está relacionado com a impossibilidade de acreção dos corpos planetesimais devido a perturbações gravitacionais induzidas pela presença de Júpiter.

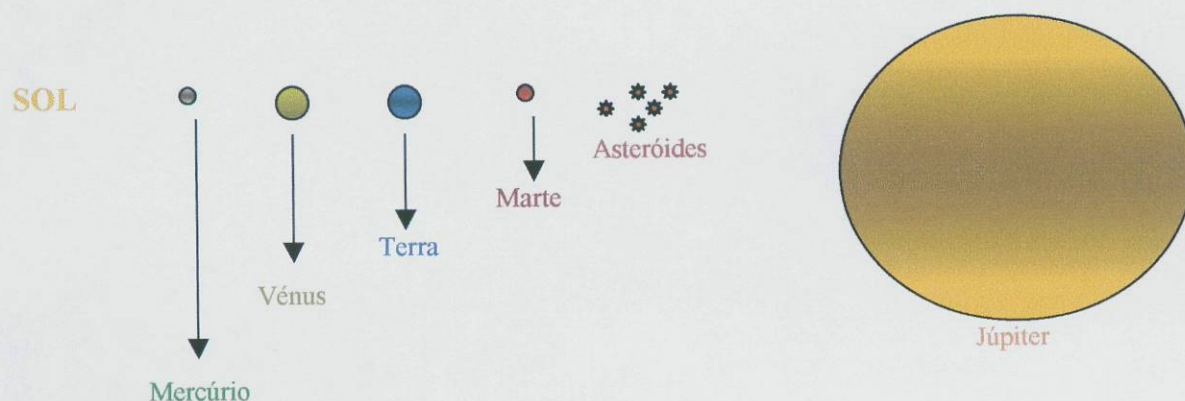


Fig.II.8- Localização da cintura de asteróides no SS.

Estudos vários revelam que os asteróides são corpos com forma irregular, de composição rochosa e metálica, cuja superfície se apresenta crivada de crateras de impacto resultantes de colisões entre eles. Estas colisões produzem fragmentos, os *meteoróides*, que podem atingir os planetas interiores, incluindo a Terra. Quando um meteoróide de pequenas dimensões entra na atmosfera terrestre, desintegra-se originando um rasto luminoso, denominado de *meteoro* (também conhecido por estrela cadente). Se o meteoróide sobrevive ao trajecto na atmosfera planetária e atinge a sua superfície, denomina-se de *meteorito*. O resultado desta colisão é, pois, uma cratera de impacto cujo aspecto e dimensões dependem de vários factores, nomeadamente da direcção de impacto e do tamanho dos corpos. A grande cratera de impacto no Arizona (Fig.II.9), é o exemplo de uma estrutura deste tipo. Com 200 km de profundidade e 1,2 km de diâmetro, foi formada há cerca de 50 000 anos devido ao impacto de um meteorito de composição essencialmente metálica, com 50 m de diâmetro e animado de uma velocidade de 40 000 km/s.



Fig.II.9- Cratera de impacto no Arizona (in, Beatty et al. 1999).

Para lá da órbita de Plutão encontram-se os corpos mais frios do SS, os *cometas*. (Fig.II.10). A distâncias superiores a 49,39 UA, as temperaturas são suficientemente baixas para gelar a água, a amónia, o metano e dióxido de carbono, compostos estes que agregados com partículas rochosas formam o *núcleo* destes corpos, com apenas alguns quilómetros de diâmetro. Devido à grande excentricidade das suas órbitas, quando se aproximam do Sol, a radiação solar funde parcialmente os compostos gelados e forma-se uma camada de hidrogénio à sua volta, o *envelope*, com 15 000 a 1 000 000 km. A progressiva desgaseificação do núcleo e do envelope desenvolve a *cabeleira*, uma espécie de nuvem composta por gás e finas poeiras, visível e distendida numa direcção oposta à da radiação solar e que chega a atingir milhões de quilómetros (Baker 1971, Atreya et al. 1989, Uchupi e Emery 1993). Após várias órbitas à volta do Sol, o cometa acaba por desaparecer devido à progressiva fusão e extinção das suas camadas externas. No entanto o material meteorítico embebido nas substâncias congeladas, continua a gravitar o Sol numa *corrente de meteoros*.



Fig.II.10- Cometa (in, URL17).

A maioria dos cometas com períodos inferiores a 200 anos são designados por *cometas de período curto* e parecem localizar-se entre a órbita de Neptuno e 500 UA, na chamada *Cintura de Kuiper*. Os *cometas de período longo* demoram entre 1 a 30 mil anos a completar a órbita solar e situam-se para lá da Cintura de Kuiper, até cerca de 50 000 UA, num reservatório de triliões de cometas, a *Nuvem de Oort* (Encrenaz e Bibring 1985, Kaufmann e Freedman 1998, Beatty et al. 1999).

2- ORIGEM DO SISTEMA SOLAR

Há milhares de anos pensava-se que o nosso planeta era o centro do Universo. O Sol, a Lua, os Planetas e as estrelas eram como que divindades. Porém, alguns duvidavam que assim fosse e faziam observações e registavam medidas. Foi apenas no princípio do século XVII que o Homem compreendeu, pela primeira vez, qual a verdadeira posição da Terra relativamente ao Sol e aos outros planetas.

2.1- Introdução histórica

As primeiras interrogações sérias sobre problemas de astronomia surgem com os pensadores Gregos. A princípio pensava-se que os planetas, o Sol e a Lua, rodavam à volta da Terra, erro que perdurou por mais de 15 séculos. Alguns astrónomos gregos, entre os quais Eratóstenes, compreenderam que a Terra e os outros planetas se deslocavam em torno do Sol em órbitas aproximadamente circulares. Durante a Idade Média os escritos destes autores foram ignorados. Apenas na altura do Renascimento a cultura europeia redescobriu o sistema heliocêntrico, teoria segundo a qual o Sol é o centro do Sistema Solar, com os planetas a gravitar em torno dele. Foi Copérnico que propôs tal conceito e Galileu apoiou-o com raciocínios de lógica irrefutável. Mas só com o surgimento do telescópio é que a veracidade da teoria foi confirmada. No fim do séc.XVII, Newton expôs a sua teoria da mecânica do movimento dos corpos celestes e os métodos matemáticos para o calcular. Esta nova conquista teórica, em conjunto com a utilização do telescópio, chamou a atenção de todos os astrónomos para o SS, sendo descobertos novos planetas e satélites.

Havia começado uma fase de estudo sistemático dos planetas e do SS da qual emergiram diferentes modelos explicativos para a sua formação. Descartes (séc.XVII) foi o primeiro a tentar explicar cientificamente a existência do SS, avançando com uma teoria

baseada na *turbulência*, segundo a qual o Universo está repleto de turbilhões (vórtices) com grande variedade de tamanhos. Mas, após a descoberta das três leis de Newton, foi abandonada, uma vez que não explicava o aparecimento desses mesmos turbilhões. Mais tarde, Kant (séc.XVII) e Laplace (séc.XVII-XVIII), propuseram uma teoria explicativa da formação do SS baseada numa *nébula primitiva*, a partir da qual o Sol e todos os planetas se teriam formado. A presumível nuvem de gases em rotação contraía e, posteriormente, transformava-se num disco que formava substâncias sólidas, os planetas e satélites. Esta teoria foi fortemente criticada, pois os gases têm tendência para se dispersarem e se a maioria da massa do SS se encontra no Sol, este seria detentor da maioria do momento angular¹¹, o que não se verifica.

Ainda no séc.XVIII, Buffon propôs uma teoria *catastrófica* para a génese do SS. Sugeriu que este se teria formado a partir da ejeção de material solar após a colisão de um cometa com o Sol, há cerca de 70 000 anos. A ideia da colisão de um cometa foi mais tarde substituída por Bickerton (1880), Chamberlain (1901) e Moulon (1905) pela colisão com uma outra estrela. Os materiais estelares, por sua vez, poderiam accrecionar ou unir para formar os planetas, segundo as teorias *accrecionais*. Para Arrhenius (1859-1927) e Alfvén (1908), o Sol encontrou duas nébulas, uma de grãos mais densos, não voláteis, que se foi condensando de modo a formar os planetas interiores e outra constituída principalmente por hidrogénio, que após condensar mais longe, formou os planetas exteriores, menos densos e gasosos (Baker 1971, Encrenaz e Bibring 1985, Kaufmann e Freedman 1998).

2.2- Conhecimentos actuais sobre a génese do Sistema Solar

Os conhecimentos actuais sobre a origem e formação do SS baseiam-se nas teorias de que o Sol e os planetas tiveram origem na contracção e condensação gravitacionais de uma nuvem ou nébula planetária inicial. Os progenitores de uma nébula planetária inicial podem ser as estrelas gigantes vermelhas ou as supernovas, quando começam a ejectar as suas camadas gasosas externas.

A onda de choque provocada por esse fenómeno vai comprimir o meio interestrelar circundante, acelerando quer o início de reacções quer a síntese de novos elementos. O estudo dos elementos radioactivos permite determinar a idade aproximada do SS. Datações radiométricas, em meteoritos, indicam uma idade de 4,6 Ga. Elementos como o plutónio 244 e

¹¹ O momento angular é o produto do *momento de inércia* pela *velocidade angular*.

o iodo 129, mostram que entre o isolamento do material *protoestrelar* e a formação dos planetas deve ter decorrido um tempo de cerca de 10^8 anos. Esta é a fracção temporal correspondente à passagem da nuvem protoestrelar por entre os braços da espiral galáctica (Martinez 1987, Atreya et al. 1989, Kaufmann e Freedman 1998).

A nébula planetária, composta por gases e poeiras em turbulência, inicia atracções gravitacionais e, conseqüentemente, para que o momento angular se mantivesse constante, a rotação aumentou, o disco achatou e expandiu na zona equatorial, como ilustra a Fig.II.11. O raio desta esfera de gás seria aproximadamente 10^4 raios solares, igualando a órbita de Plutão. A maior concentração da matéria localizava-se na região central chamada *Protosol*, muito densa e precursora do Sol. Passados cerca de 100 milhões de anos, após o início da contracção gravitacional da nébula, a temperatura elevou-se acima dos 2000 K, tendo-se iniciado as reacções termonucleares que deram origem a uma nova estrela.

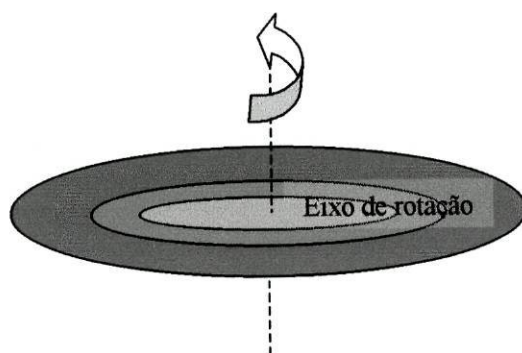


Fig.II.11- Esquema da rotação da nébula solar (adaptado de Kaufmann e Freedman 1998).

Após esta fase foi atingido o equilíbrio entre as pressões e temperaturas dos constituintes do disco achatado que girava em torno da estrela recém formada. Este disco *protoplanetário* arrefeceu e os seus constituintes começaram a solidificar de acordo com as suas *temperaturas de condensação*¹², determinando a distribuição dos elementos na nébula protoplanetária. Substâncias pouco densas como a água, o metano e a amónia, que condensam a temperaturas baixas, ficaram naturalmente, mais afastados da fonte térmica, ao contrário de elementos densos e com altas temperaturas de condensação como o alumínio, o titânio, o cálcio, o magnésio, o silício, o ferro, o sódio e o enxofre, que se distribuíram mais próximo do

¹² A temperatura de condensação é a temperatura a que um determinado elemento ou composto solidifica.

Sol (Pottasch 1984, Uchupi e Emery 1993). De facto, o primeiro planeta do SS, Mercúrio, é rico em ferro e possui uma grande densidade, ao contrário de Neptuno, mais afastado e essencialmente constituído por hélio e amónia.

A partir do arrefecimento da nébula protoplanetária, as poeiras chocaram aleatoriamente e *accrecionaram*. O resultado das sucessivas colisões foi a formação de *planetesimais* e, posteriormente, de *protoplanetas*, de maiores dimensões. Após novos choques entre eles formaram-se os planetas interiores. Podem estes ter iniciado a sua existência como esferas de rochas parcialmente fundidas, onde os elementos mais densos foram atraídos gravitacionalmente para o centro, formando o núcleo. Em contrapartida, os elementos menos densos dos planetas recém formados, ficaram à superfície, constituindo, posteriormente, a crosta. A formação das atmosferas dos planetas interiores poderá ter ocorrido durante o primeiro bilião de anos desde o início do processo accrecionário e, provavelmente, foi removida ou modificada ao longo da história colisional. Já mais afastado do Sol, onde a amónia e o metano são condensáveis, formaram-se os planetas exteriores, detentores de pequenos núcleos rochosos e de espessas atmosferas.

Os anéis de Júpiter, Saturno e Urano continuam a lançar dúvidas sobre as suas origens. São interpretados como restos da nébula planetária que nunca accrecionou ou como fragmentos resultantes da colisão de planetesimais quer com o planeta quer com os seus satélites. Os protoplanetas que possuíam uma rotação inibidora da formação de um corpo planetário único, teve como resultado, a accreção desse material num grande número de planetas secundários ou satélites. No entanto, os planetas podem capturar outros mais pequenos, devido à sua força gravitacional, transformando-os em satélites. A Lua, por exemplo, formou-se a partir de material ejectado da prototerra aquando da colisão de um asteróide de grandes dimensões (Baker 1971, Encrenaz e Bibring 1985, Hénarejos 1998, Reyraud 2000). Não é possível, contudo, generalizar a origem dos satélites dos planetas do SS, uma vez que cada planeta é um caso isolado de evolução.

Os asteróides, como já foi referido, são planetesimais que nunca chegaram a accrecionar devido à força gravítica de Júpiter que alterava, frequentemente, as suas órbitas. O seu estudo é, pois, muito importante na compreensão da evolução e composição dos planetas interiores.

Os corpos mais afastados e gelados do SS encontram-se em dois grandes reservatórios situados a enormes distâncias do Sol. Os cometas são, pois, como que vestígios gelados de uma nébula inicial, pelo que o seu estudo se revela importante para conhecermos a sua possível composição (Beatty et al. 1999).

CAPÍTULO III- ATMOSFERA DOS PLANETAS INTERIORES

Há cerca de 4,6 bilhões de anos, quando todos os planetas se formaram a partir da acreção da nébula planetária, as suas atmosferas primitivas eram muito semelhantes. Com o decorrer do tempo, cada planeta evoluiu de forma diferente, de tal modo que hoje a atmosfera de Mercúrio é quase nula, a de Vénus de uma densidade enorme, possuindo a Terra e Marte igualmente atmosferas muito próprias.

O estudo da composição e estrutura das atmosferas destes planetas e dos processos que aí têm lugar constituem o objectivo principal deste capítulo. Naturalmente, a atmosfera terrestre será a primeira a ser abordada uma vez que vai funcionar como termo de comparação para o estudo das atmosferas dos outros planetas.

1- ATMOSFERA TERRESTRE

A camada gasosa que envolve o planeta Terra ou seja, a atmosfera, apresenta-se com uma composição extremamente rica em oxigénio, constituindo um caso único no SS. Desde a sua formação, há cerca de 4,6 bilhões de anos, ocorreram modificações importantes que justificam a presença de determinados elementos. Actualmente, estende-se desde o nível do mar até uma altitude de mais de 900 km sendo retida pela força da gravidade.

É constituída por 77% de azoto, 21% de oxigénio, 0,35% de dióxido de carbono e cerca de 1% de água no estado gasoso (Beatty et al. 1999, URL2).

1.1- Estrutura

Ao analisar, em altitude, a pressão e a temperatura da atmosfera, verifica-se um padrão de variação que permite a sua divisão em várias camadas (Fig.III.1). Cerca de 90% do total da massa da atmosfera encontra-se concentrada nos primeiros 16 km, altitude a partir da qual a atmosfera adquire temperaturas mais baixas e se torna mais rarefeita, até a um ponto em que não é fácil definir um limite entre a atmosfera e os gases interplanetários (Encrenaz e Bibring 1985, Yuk e DeMore 1998).

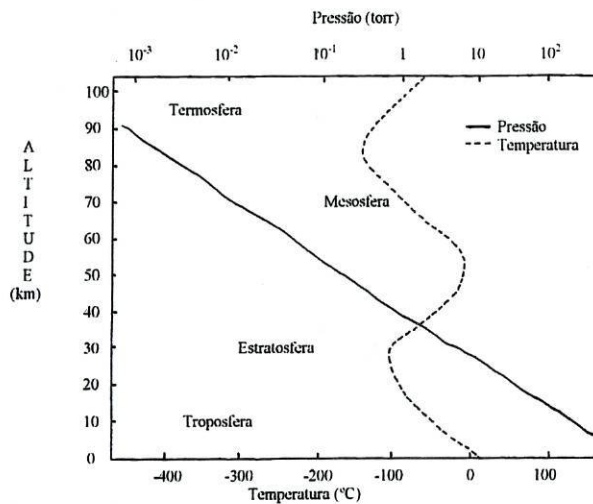


Fig.III.1- Perfil da variação da temperatura e da pressão nas diferentes camadas da atmosfera terrestre (adaptado de Pitts 1996). 1atmosfera = 760 Torr.

Os primeiros 16 km da atmosfera constituem a *troposfera*, onde se verifica um decréscimo da temperatura e da pressão com a altitude. Esta camada é também designada por *baixa atmosfera* sendo limitada superiormente pela *tropopausa* cuja espessura varia com a latitude (atingindo cerca de 7 km nos pólos e 17 km no equador). As variações de temperatura nesta camada estão directamente relacionadas com a emissão da energia acumulada na superfície do planeta. Com efeito a superfície terrestre absorve essencialmente a radiação solar de comprimento de onda visível e perto do ultravioleta, e ao emitir a energia acumulada, fá-lo através de comprimentos de onda maiores, na gama dos infravermelhos, a *radiação térmica*. As moléculas de água e de dióxido de carbono concentradas na parte inferior da troposfera, ao absorver essa radiação, aquecem produzindo um *efeito de estufa*. Como resultado disso, a temperatura sobe, originando *correntes de convecção* entre as massas atmosféricas mais quentes e mais frias.

Estas variações de temperatura são responsáveis pela circulação dos gases atmosféricos que, aliados ao movimento de rotação da Terra, formam o padrão das nuvens circulares tão característico do nosso planeta (Fig.III.2).

Acima da troposfera existe a *estratosfera*, camada que se estende até à *estratopausa*, situada a cerca de 50 km de altitude. Trata-se de uma região caracterizada por um aumento da temperatura até aos 0°C (ver Fig.III.1) onde não se verificam correntes de convecção. O

aumento da temperatura na estratosfera deve-se essencialmente à absorção da radiação solar ultravioleta pelo ozono¹³ (Pitts 1986, Morrison 1993, URL2).



Fig.III.2- Padrão de nuvens terrestres (imagem de satélite) (in, URL17).

Graças a este gás a radiação ultravioleta com poder fotodissociativo não chega à troposfera protegendo assim os seres vivos destas radiações letais. A temperatura volta a decrescer na camada seguinte, a *mesosfera*, que se estende dos 50 aos 80 km de altitude, e cujo limite superior é designado por *mesopausa*. Aqui a densidade dos gases pesados como o ozono, o oxigénio e o vapor de água é menor havendo menos moléculas capazes de absorver a radiação solar e, conseqüentemente, de aquecer a referida camada. Ao conjunto formado pela estratosfera e a mesosfera é também dado o nome de *atmosfera média*.

Verifica-se nova subida de temperatura na *termosfera*, situada acima da mesosfera e limitada aos 800 km de altitude pela *termopausa*. Nesta camada o aumento de temperatura deve-se à absorção da radiação solar com comprimento de onda inferior a 200 nm por átomos isolados de oxigénio e moléculas de ozono.

A radiação solar de tão baixo comprimento de onda não só é capaz de produzir a fotodissociação de moléculas, como também de as ionizar, ou *fotoionizar*, em particular o oxigénio e o azoto. Uma vez que a densidade dos gases na atmosfera decresce com a altitude, aos 500 km eles são retidos pela *velocidade de escape* do planeta. Um gás em movimento, tal como qualquer objecto, possui uma energia designada de *energia cinética* que depende da *massa do gás*. Quando esta é baixa, a temperatura necessária para que o gás se escape para o

¹³ O ozono, é produzido por uma série de reacções químicas entre o oxigénio molecular e a radiação solar.

espaço interplanetário, é reduzida. Um gás só é retido por um planeta, quando a velocidade de escape do planeta é, pelo menos, seis vezes superior à velocidade média desse gás. O oxigénio, por exemplo, tem uma velocidade média de 0,48 km/s, que multiplicada por seis dá 2,88 km/s, um valor inferior aos 11,2 km/s da velocidade de escape do planeta Terra. O nosso planeta não tem, por isso, problemas na retenção do oxigénio na atmosfera, não se passando o mesmo com o hidrogénio que, para uma temperatura de 295 K, possui uma velocidade média 1,9 km/s. Este valor multiplicado por seis é de 11,4 km/s, ou seja, superior à velocidade de escape da Terra, não sendo, por isso, um gás facilmente retido na nossa atmosfera. A título comparativo, Vénus possui uma velocidade de escape de 10,4 km/s e Marte apenas de 5,0 km/s.

A zona a partir da qual se processam as ionizações é a *ionosfera* e começa aos 500 km na termosfera superior, alargando-se até ao fim não distinguível da última camada da atmosfera.

A camada atmosférica mais longínqua da superfície do planeta é a *exosfera* e estende-se a partir da *exobase*, aos 800 km, até a um limite não definido que pode exceder os 1000 km. Trata-se, pois, de uma zona de transição entre a atmosfera e o espaço interplanetário. Ao conjunto formado pela termosfera e exosfera também é costume chamar-se *atmosfera superior* (Atreya et al. 1989, Marov et al. 1997, Kaufmann e Freedman 1998).

1.2- Fotoquímica da atmosfera

Toda a atmosfera terrestre está exposta à radiação e ao vento solar. As moléculas e os átomos dos gases da atmosfera estão sujeitos à incidência de fotões solares com diversos comprimentos de onda. Estes funcionam como indutores nos variados tipos de reacções que ocorrem na atmosfera. Os processos que levam à formação dos novos elementos são designados por processos *fotoquímicos* e *fotofísicos*.

Os processos *fotoquímicos*, para além da *fotodissociação*, incluem ainda, os *rearranjos intramoleculares*, a *fotoisomerização*, a *fotodimerização*, a *abstracção do átomo de H* e as *reacções fotossintetizadas*¹⁴. Na química da atmosfera o processo mais importante é a fotodissociação. Como já foi referido a *fotodissociação* é uma reacção induzida por fotões solares que provoca a separação de moléculas em átomos. Estes podem ficar no seu estado

¹⁴ Trata-se de processos fotoquímicos complexos que na maior parte dos casos actuam a nível das moléculas.

base, excitados, ou agrupados em radicais livres (compostos muito reactivos como o radical hidroxilo).

Os processos *fotofísicos* incluem as transições *radiativas* e as *não radiativas*. As primeiras envolvem a emissão de luz, com retorno ao estado base, na forma de *fluorescência* e *fosforescência*¹⁵. A transição *não radiativa* inclui a transferência de estados dentro da mesma molécula sem haver emissão de radiação (Pitts 1986, Gil e Cardoso 1987a).

Ao penetrar na atmosfera o fluxo solar sofre modificações devidas a *disseminação*, *reflecção* (de gases e partículas) e *absorção*. Estes fenómenos, que vão alterar os comprimentos de onda da radiação solar, são responsáveis pelas reacções que se processam ao longo da atmosfera (Tabela II).

Na atmosfera superior existem átomos de oxigénio, azoto e moléculas de ozono, responsáveis pela absorção de radiação solar de comprimento de onda igual ou superior a 300 nm. É natural que pouca radiação solar deste comprimento de onda chegue à superfície terrestre. Mas só na presença de fótões com comprimento de onda igual ou superior a 290 nm é que as reacções fotoquímicas se processam na troposfera. A esta radiação também se dá o nome de *radiação actínica*. O fluxo actínico para um determinado volume de ar é ainda afectado pelo ângulo de incidência solar ou *ângulo de zénite*, pelas *reflexões* na superfície e pela presença de *nuvens*.

A *disseminação* e *absorção* do fluxo solar através da atmosfera são devidas à absorção da radiação ultravioleta (UV) pelo *ozono*, às *moléculas aéreas* que disseminam a radiação e às *partículas* que não só disseminam como absorvem a radiação solar (Fig.III.3).

¹⁵ Fluorescência é a emissão de luz devido a uma molécula que se encontra num elevado estado de excitação, enquanto que a fosforescência é definida como a emissão de luz devido a transições entre diferentes estados de spin.

Tabela II- Atenuação da radiação solar pela atmosfera (adaptado de Pitts et al. 1986).

Comprimento de onda (nm e m)		290-320 nm	320-350 nm	350-550 nm	550-900 nm	900 nm-2,5µm	2,5-7µm	7-20µm	Altitude	Região da Atmosfera
120-200 nm	200-290 nm	290-320 nm	320-350 nm	350-550 nm	550-900 nm	900 nm-2,5µm	2,5-7µm	7-20µm	Acima dos 60 km	TERMOSFERA 85 km
Absorção quase total pelo O ₂	Absorção nos 190-210 nm pelo O ₂ ; absorção pelo O ₃ .	Absorção do O ₃ não é importante	Absorção significativa pelo O ₃ que atenua a radiação	Irradiação diminuída por disseminação por gases permanentes na atmosfera	Energia transmitida com perdas pequenas até aos 2 km	H ₂ O responsável pela maior absorção; CO ₂ absorve até aos 2µm. Vapor de H ₂ O ou cristais de gelo são encontrados aos 21 km	Energia baixa	Energia muito baixa	60-33 km	MESOSFERA 50 km
A radiação não penetra abaixo dos 11 km	Absorção do O ₃ atenua mais do que a perda por disseminação								33-11 km	ESTRATOSFERA
			Poeira, H ₂ O, nevoeiro e fumo muito variável, responsável pela atenuação nas regiões dos 320-700 nm		Energia transmitida com perdas pequenas até aos 2 km	Energia penetra até ao nível do mar por janelas aos 1,2, 1,6 e 2,2µm	Não há penetração significativa abaixo dos 2 km excepto em algumas janelas aos 3,8 e 4,9µm			11 km
	Penetração apreciável por entre uma atmosfera limpa, até ao nível do mar	Penetração de 40% por entre uma atmosfera limpa até ao nível do mar	Poeiras podem subir mais do que 4 km	Poeiras podem subir mais do que 4 km	Poeiras podem subir mais do que 4 km			Energia transmitida com perdas moderada; muitas bandas de absorção devidas aos gases atmosféricos	2 km para o nível do mar	TROPOSFERA

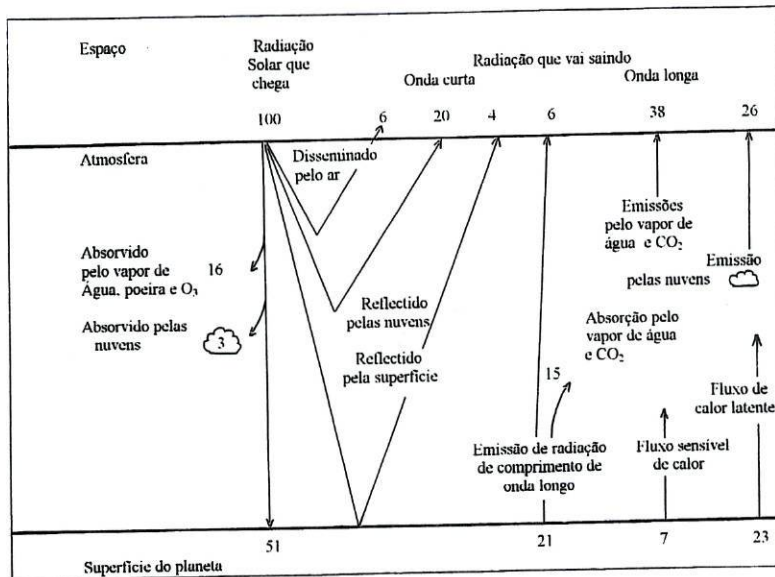


Fig.III.3- Radiação média e balanço térmico relativo a 100 unidades de radiação solar que chega à Terra (adaptado de Pickering e Owen 1997).

1.2.1- Fotoquímica da troposfera

O *ozono* é responsável pela *absorção* da maioria da luz de comprimento de onda menor ou igual a 310 nm. Na troposfera, a região dos 300 nm é fundamental para induzir a produção dos radicais livres, como o radical hidroxilo. Este é um dos principais agentes de limpeza da atmosfera que reage com compostos nocivos, tornando-os inofensivos. Ao longo deste processo decorrem reacções de oxidação e redução ou *reacções redox*, em que o principal interveniente é o oxigénio.

As *moléculas* dos gases são responsáveis pela *disseminação* da luz ou *difusão Rayleigh*. Aqui, a luz solar incidente é espalhada noutra direcção. A *disseminação*, por parte das *partículas*, é mais complexa, pois há vários parâmetros a ter em conta como a sua dimensão, composição química e concentração. O somatório da *disseminação* e *absorção* total dos raios solares pelas partículas, é conhecido como *extinção dos aerossóis*.

A quantidade de radiação solar que chega a um determinado volume de atmosfera, pode ter origem directa ou indirecta, neste caso relacionada com a *luz reflectida* e disseminada pela superfície da Terra (Fig.III.4). Naturalmente que a quantidade de luz reflectida pela superfície ou *albedo superficial*, tem a ver com o tipo de superfície e com o comprimento de

onda da luz incidente. A título de exemplo, a neve é altamente reflectiva (reflecte cerca de 85% da luz incidente), ao contrário de um manto de lava basáltica.

Na presença de *nuvens* troposféricas, o fluxo actínico altera-se e as reacções fotoquímicas podem não se processar. As nuvens revelam-se muito importantes na manutenção das temperaturas da atmosfera terrestre, uma vez que também reflectem a luz solar incidente, arrefecendo a superfície. Por outro lado, dependendo do tipo de nuvem, pode haver absorção de determinados comprimentos de onda da radiação solar, provocando efeito de estufa e conduzindo a um aquecimento superficial.

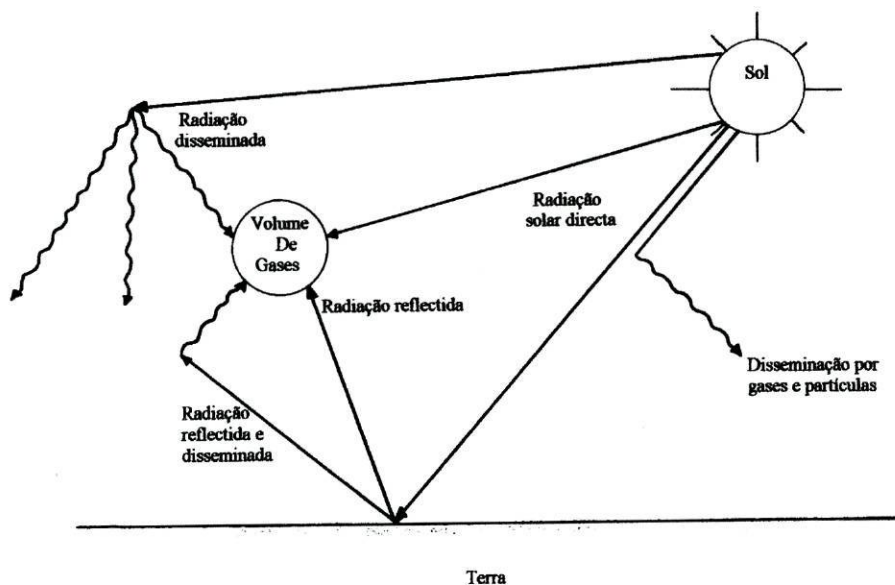
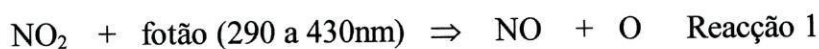


Fig.III.4- Diferentes fontes da radiação que chega a um volume de gases na atmosfera (adaptado de Pitts 1986).

Devido à alteração do fluxo actínico por parte das nuvens, a fotodissociação do dióxido de azoto, que geralmente leva à formação do ozono (Reacções 1 e 2) pode não ocorrer ou processar-se de forma mais lenta.

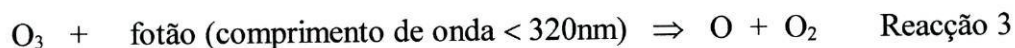


O ozono que existe na troposfera, conhecido por *ozono troposférico*, exerce um enorme efeito de estufa. É também um gás tóxico para as plantas, humanos e outros organismos. Felizmente que a maior parte do ozono se situa na estratosfera. A partir desta

camada, algum ozono poderá ser transferido para a troposfera, muito embora este processo seja inibido pela diferença de temperatura entre as duas camadas. Podem, no entanto, ocorrer determinados fenómenos meteorológicos, na descontinuidade da tropopausa, que conduzem a uma mistura parcial dos gases ricos em ozono da estratosfera com a troposfera. Esta troca de gases entre as duas camadas adjacentes é mais efectiva durante os meses do fim do inverno e princípio da primavera e está relacionada com as diferenças de temperatura durante estas estações (Pitts 1986, Gile Cardoso 1987b).

A existência de ozono na baixa atmosfera tem a ver com reacções fotoquímicas através de óxidos de azoto e compostos não metanogénicos (veja-se Reacções 1 e 2). Esses óxidos de azoto são principalmente produzidos pela actividade humana ou seja, são *gases antropogénicos*, e estão mais concentrados no hemisfério norte, onde existe maior industrialização. A concentração de gases antropogénicos, neste hemisfério, degrada a qualidade do ar (poluentes) com a agravante de produzir mais ozono troposférico.

O ozono troposférico entra na química troposférica e pode sofrer fotodissociação formando oxigénio molecular e radicais hidroxilo (Reacções 3 e 4).



Estes radicais são responsáveis pela remoção de espécies atmosféricas como o monóxido de carbono convertendo-o em dióxido de carbono, principal gás de efeito de estufa.

Se o monóxido de carbono oxidar com o radical hidroxilo forma-se dióxido de carbono e hidrogénio o qual, na sua vez, vai reagir com o oxigénio e dar origem ao radical peróxido (HO_2) (Reacções 5 e 6). Quando o monóxido de azoto está presente em elevadas concentrações, oxida pelo radical peróxido (Reacção 7) produzindo-se o dióxido de azoto, que, de acordo com a química descrita nas reacções 1 e 2, produz o ozono. Em resumo, na presença de elevadas concentrações de monóxido de azoto, por cada molécula de monóxido de carbono oxidada, forma-se uma de ozono.

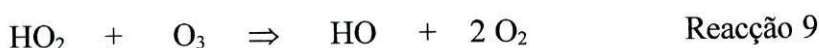




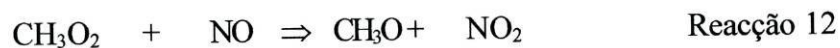
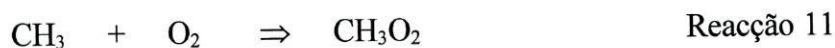
Por outro lado, quando a concentração de monóxido de azoto é baixa, a reacção 7 não se processa, e os radicais peroxilo reagem entre si na formação de peróxido de hidrogénio e oxigénio (Reacção 8). Neste caso a oxidação do monóxido de carbono não alterou o número de moléculas de ozono.



No entanto, se o radical peroxilo reagir com uma molécula de ozono, ocorre a sua destruição (Reacção 9). Em suma, quando a concentração de monóxido de azoto é baixa, o número de moléculas de ozono pode ser mantido ou reduzido.



Uma outra espécie atmosférica que é oxidada pelo radical hidroxilo é o metano (Reacção 10). Um dos produtos dessa oxidação, o metilo (CH_3), é também oxidado em radical peroximetilo (CH_3O_2) que na presença de grandes concentrações de monóxido de azoto origina o radical metoxi (CH_3O) (Reacções 11 e 12). Este, por sua vez, é oxidado em metanal (ou formaldeído) (CH_2O) (Reacção 13).



O metanal pode ser removido da troposfera por três processos distintos. O primeiro é a sua fotodissociação, de que resultam produtos como o hidrogénio e o monóxido de carbono ou o radical formil (HCO) (Reacção 14 e 15). Este radical é um produto reactivo, podendo ser oxidado (Reacção 16).



O segundo processo de remoção do metanal é por reacção com o radical hidroxilo, com a formação de radical formil e água (Reacção 17).



O terceiro processo de remoção atmosférica é feito através da chuva.

Ao longo de todo este processo em que a concentração do monóxido de azoto é elevada, o dióxido de azoto formado será fotodissociado e o ozono produzido (veja-se Reacções 1 e 2). Se a concentração de monóxido de azoto é baixa não se formará ozono, pois decorrem reacções de eliminação do radical peroximetilo da atmosfera por acção do radical peroxilo e hidroxilo.

O tempo de permanência na atmosfera de determinados compostos é variável. Os óxidos de enxofre e o ácido nítrico, por exemplo, são altamente solúveis na água, sendo eliminados da troposfera pela chuva o que implica ficarem em permanência atmosférica por um período médio de 10 dias. Outros compostos, como o ácido carbonoso (H_2CO) e o iodometano (CH_3I), fotodissociam-se a comprimentos de onda acima dos 310 nm, e permanecendo pouco tempo na atmosfera. O monóxido de carbono e o metano, oxidam por reacção com o radical hidroxilo. No entanto, como a concentração troposférica destes radicais é variável em função da estação do ano e, como as reacções são em grande número, a sua permanência pode atingir vários meses ou até mesmo anos. Há ainda moléculas que não são removidas por nenhum dos processos acima referidos sendo, em última instância, destruídas na atmosfera superior (Pitts 1986, Yuk e DeMore 1998).

1.2.2- Fotoquímica da estratosfera

Na estratosfera encontra-se a *camada de ozono*, característica única do nosso planeta. O ozono estratosférico é ainda conhecido por *ozono protector* ou *bom ozono*, uma vez que protege a superfície terrestre da radiação ultravioleta, letal à vida.

As reacções químicas que ocorrem nesta camada têm como base a formação e a destruição do ozono. Compostos como os óxidos de azoto (NO_x), os radicais hidroxilo (HO_x), os óxidos de enxofre e os alogéneos (cloro, bromo, flúor e iodo) são de grande importância em todas as reacções na estratosfera.

Chapman foi o primeiro a sugerir uma série de reacções simples, explicativas da formação e destruição do ozono. Assim, quando uma molécula de oxigénio absorve um fóton de comprimento de onda inferior a 290 nm sofre fotodissociação e formam-se dois átomos de oxigénio excitados. Um deles combina-se com uma molécula de oxigénio para formar o ozono que por sua vez, sofre fotodissociação (Reacção 3 e Fig.III.5). Durante este processo, os produtos resultantes podem adquirir energia cinética, libertando-a sob a forma de calor, o que leva a um aumento da temperatura nesta camada atmosférica (Marov et al. 1997).

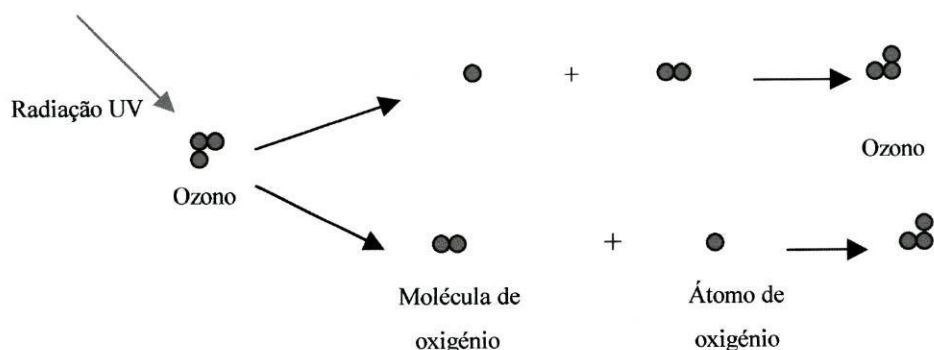


Fig.III.5- Química natural de formação e decomposição do ozono (adaptado de Pickering e Owen 1997).

Os átomos livres de oxigénio podem ligar-se de três formas distintas. Ou se ligam novamente ao oxigénio, formando o ozono (Reacção 2 e Fig.III.5), ou podem ligar-se a um ozono e formar duas moléculas de oxigénio ou, ainda, se podem ligar entre si, dando origem ao oxigénio (Reacções 18 e 19).

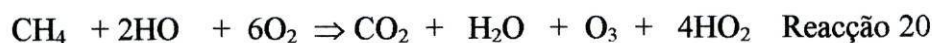


A dinâmica das reacções de Chapman mantém os níveis de ozono constantes. Mas existem vários factores que podem conduzir a variações importantes desses níveis, nomeadamente com destruição massiva da camada de ozono.

Um desses factores está directamente relacionado com a actividade solar. Com efeito, o ozono é um gás gerado e destruído pela acção da radiação solar ultravioleta. De 11 em 11 anos, o Sol emite maior quantidade de radiação, devido ao ciclo de manchas solares (veja-se Capítulo I) conduzindo a uma alteração da ordem dos 2 a 4% do total da concentração de ozono.

Por outro lado, a destruição do ozono implica a sua reacção com elementos que podem ser produzidos naturalmente, ou com a intervenção do Homem, isto é, antropogénicos.

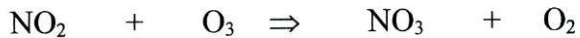
Um dos factores responsável pela destruição do ozono tem a ver com a oxidação do metano na estratosfera. Este composto não condensa na tropopausa e passa por difusão para a estratosfera, onde é oxidado na presença de radicais hidroxilo e oxigénio (Reacção 20). A água resultante desta reacção vai conduzir à formação de novos radicais hidroxilo (veja-se Reacção 4). Estes radicais podem, por sua vez, reagir com o ozono ou com um átomo de oxigénio (Reacções 21 e 22). Por fim, quer o hidrogénio, quer o radical peroxilo reagem com o ozono, destruindo-o (Reacções 23 e 24).



A presença de compostos de azoto é também responsável pela destruição do ozono. Na estratosfera, o composto mais comum é o óxido de diazoto¹⁵ cuja principal fonte é a actividade biológica. Este composto reage com um átomo excitado de oxigénio e forma duas moléculas de monóxido de azoto (Reacção 25). O monóxido de azoto vai, por sua vez, reagir com o ozono, o mesmo acontecendo com o dióxido de azoto entretanto produzido (Reacções 26 e 27).



¹⁵ Os óxidos de azoto (NO_x) não ocorrem na estratosfera uma vez que são facilmente eliminados na troposfera.



Reacção 27

Um dos factores antropogénicos de destruição do ozono é a produção de compostos com halogéneos. Tais compostos são designados de CFC's, ou clorofluorocarbonetos, pois possuem na sua composição cloro, flúor e carbono. Altamente prejudiciais, são formados, principalmente, na indústria electrónica, em produtos de refrigeração e em sprays. Uma vez na estratosfera, os CFC's podem sofrer a acção da luz solar e fotodissociarem-se, com a consequente libertação de elementos muito reactivos. O cloro, por exemplo, é libertado pela fotodissociação do triclorofluorometano (CFCl_3), decompondo-se em diclorofluorocarboneto (CFCl_2) e cloro que reage com o ozono destruindo-o (Reacção 28 e 29 e Fig.III.6).

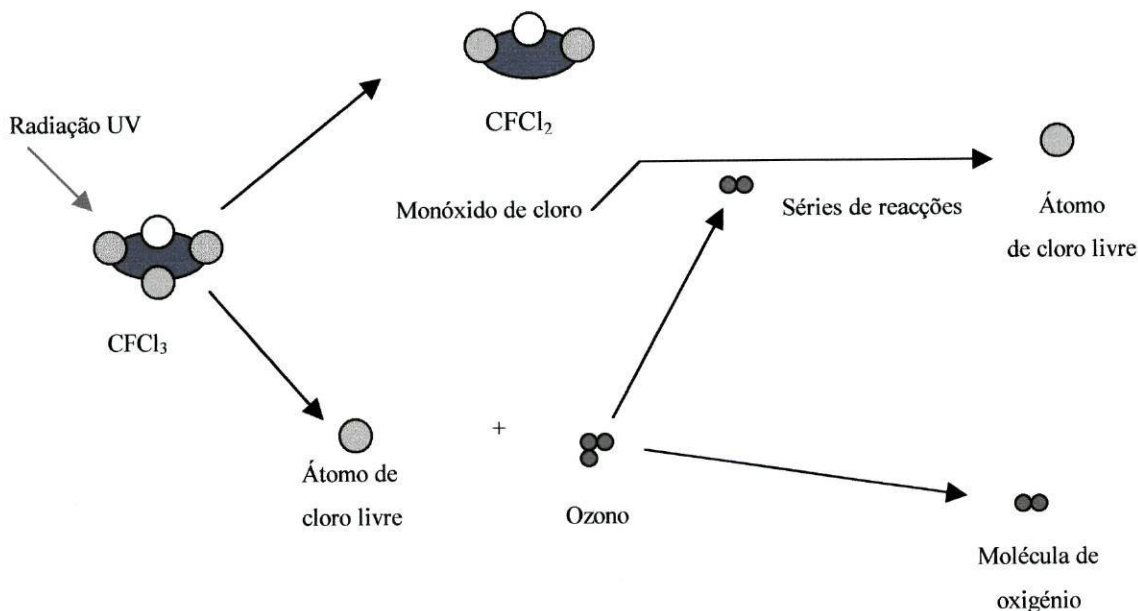
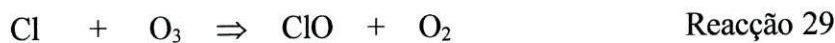


Fig.III.6- Decomposição do ozono iniciada por átomos de cloro, libertados pela fotodissociação do CFC triclorofluorometano (CFCl_3) (adaptado de Pickering e Owen 1997).

Este poder destrutivo do cloro pode ser diminuído quando elementos como o metano e o óxido de azoto intervêm, criando compostos que não reagem com o ozono. São as chamadas espécies de reservatório (Fig.III.7).

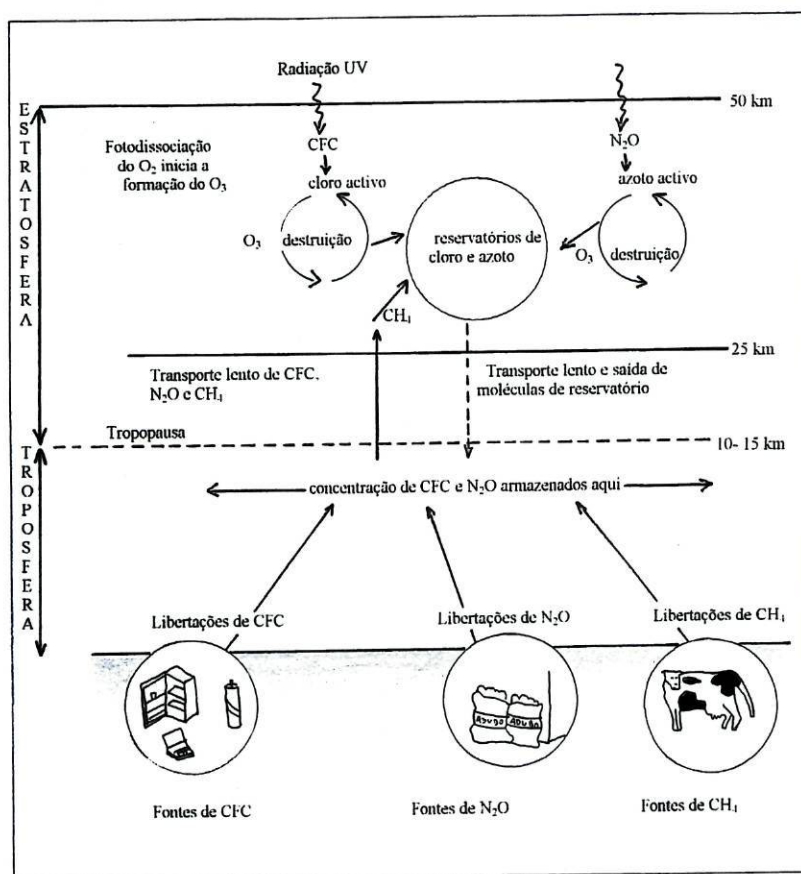
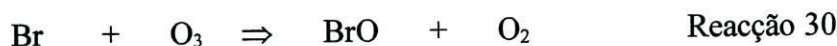


Fig.III.7- Diagrama esquemático das principais fontes de ozônio atmosférico e principais reações da depleção do ozônio estratosférico (adaptado de Pickering e Owen 1997).

A fotoquímica com o bromo é em tudo semelhante à do cloro. O composto que transporta o bromo para a estratosfera é o bromometano (BrCH_3), produzido quer por emissões antropogénicas quer pelos oceanos. Muito do bromometano é destruído na troposfera, mas há quantidades significativas de bromo que passam para a estratosfera e vão reagir com o ozono produzindo monóxido de bromo e oxigénio (Reacção 30).



Neste contexto é de salientar que espécies químicas como o monóxido de cloro e o monóxido de bromo podem destruir o ozono, mesmo na ausência da radiação solar.

As reações até agora descritas, referem-se a espécies altamente reactivas que ao reagir com o ozono, o destroem podendo afectar todos os seres vivos, muito sensíveis aos raios ultravioleta. No entanto, existem espécies que pouco impacto têm na química

estratosférica como, por exemplo, o flúor e o enxofre. O flúor existe numa espécie muito estável e não reactiva, enquanto que o dióxido de enxofre, produzido pelos seres vivos, é destruído na troposfera.

Os principais compostos que transportam o enxofre para a estratosfera são produzidos pelas erupções vulcânicas. A espécie química mais comum nesta camada da atmosfera é o aerossol, ácido sulfúrico. Estas partículas encontram-se essencialmente nos pólos e vão condensar a água em nuvens polares estratosféricas (PSC)¹⁶ formadas a temperaturas abaixo dos -80°C e localizadas no Polo Sul (Antártido). Estas nuvens funcionam como uma superfície onde há reacções entre compostos em diferentes estados físicos que conduzem à destruição do ozono. O chamado “*buraco do ozono*” encontra-se nesta região.

Existem outras nuvens, surgidas aos -72°C , que são igualmente responsáveis pela diminuição do ozono. Nove vezes mais abundantes e com menos agentes reactivos (ácido sulfúrico), encontram-se principalmente no Pólo Norte (Ártico). Tão grande diminuição da concentração do ozono estratosférico nos pólos terrestres tem lugar após os longos meses de inverno polar, em que as temperaturas baixam muito e lentamente começam a receber as primeiras radiações solares (Pickering e Owen 1997, Yuk e DeMore 1998, URL2).

1.2.3- Fotoquímica da mesosfera e da atmosfera superior

A atmosfera acima dos 50 km é dominada por reacções de fotodissociação. A radiação solar é mais directa e não sofre muitos fenómenos de disseminação nem de absorção.

Na mesosfera a quantidade de átomos de oxigénio decresce, tal como a concentração de ozono. O próprio monóxido de azoto perde-se ao longo desta camada por fotodissociação e fotoionização dos seus átomos. Os átomos ionizados de azoto e de hidrogénio iniciam uma série de reacções que envolvem o oxigénio conduzindo à destruição do ozono. Os agentes aceleradores dessas reacções são os radicais hidroxilo e os óxidos de azoto.

Acima dos 80 km de altitude o meio atmosférico é controlado pelo campo magnético terrestre que interage com o vento solar (veja-se Anexo I). Com efeito, a interacção entre o campo magnético do planeta e o vento solar conduz à formação de uma magnetosfera.

Ao longo da magnetosfera ocorrem perdas e ganhos de partículas. É pelo constante afluxo de vento solar e de partículas ionosféricas que as perdas são restabelecidas.

¹⁶ PSC é a abreviação de Polar Stratospheric Cloud Particles.

Os prótons e electrões que entram na atmosfera superior, vão colidir com os átomos e moléculas dos gases atmosféricos, conduzindo-os a altos estados energéticos. Essa energia é libertada sob a forma de fotões de vários comprimentos de onda, produzindo os fenómenos conhecidos como *auroras boreais* e *austrais* (Fig.III.8).



Fig.III.8- Aurora Boreal (in, Kaufmann e Freedman 1998).

Na termosfera (80 a 800 km de altitude) o fluxo da radiação solar é muito intenso e o número de fotodissociações e fotoionizações ocorre em grande escala. Formam-se espécies activas, tais como moléculas de oxigénio ionizadas, oxigénio atómico, azoto atómico ionizado e óxidos de azoto. Todos estes fenómenos têm lugar na ionosfera terrestre.

Estas reacções são exotérmicas de tal modo que os gases adquirem uma grande energia cinética e a temperatura da termosfera sobe.

Os electrões produzem-se em reacções de ionização (também chamados de electrões supertermais). Por outro lado, nas reacções com electrões e nas reacções de fotodissociação formam-se iões responsáveis pela transferência de energia a partículas neutras. Os produtos de fotodissociação transportam grande energia cinética convertida em calor atmosférico por colisões entre os componentes atmosféricos dominantes.

Acima dos 800 km situa-se a exosfera, composta essencialmente por átomos de oxigénio, hidrogénio e hélio. Devido à sua capacidade de disseminação, esta camada é referida como a coroa planetária, interagindo com a radiação solar electromagnética. É esta característica que faz com que as partículas fotodissociem e adquiram uma grande energia cinética, permitindo a sua movimentação ao longo do campo magnético terrestre. Além disso,

os processos de impacto entre os constituintes químicos da exosfera, produzem partículas altamente energéticas.

No caso de haver um componente dominante na coroa planetária, verifica-se uma tendência geral para a interação entre as mesmas espécies químicas. Um gás termal em contacto com átomos iguais neutros, eleva estes últimos a um estado secundário de termalização. Isto pode ser responsável pelo aumento de energia dos elementos mais leves e seu consequente escape, ao longo do tempo, à força magnética do planeta (Encrenaz e Bibring 1985, Marov et al. 1997, Kaufmann e Freedman 1998).

1.3- Interação da atmosfera com outros sistemas

Após a formação da atmosfera terrestre, iniciou-se uma série de interações com os outros sistemas constituintes do nosso planeta. De facto, é a interligação entre a biosfera, a hidrosfera e a litosfera que condiciona definitivamente a nossa atmosfera, tão diferente da dos restantes planetas interiores (Fig.III.9).

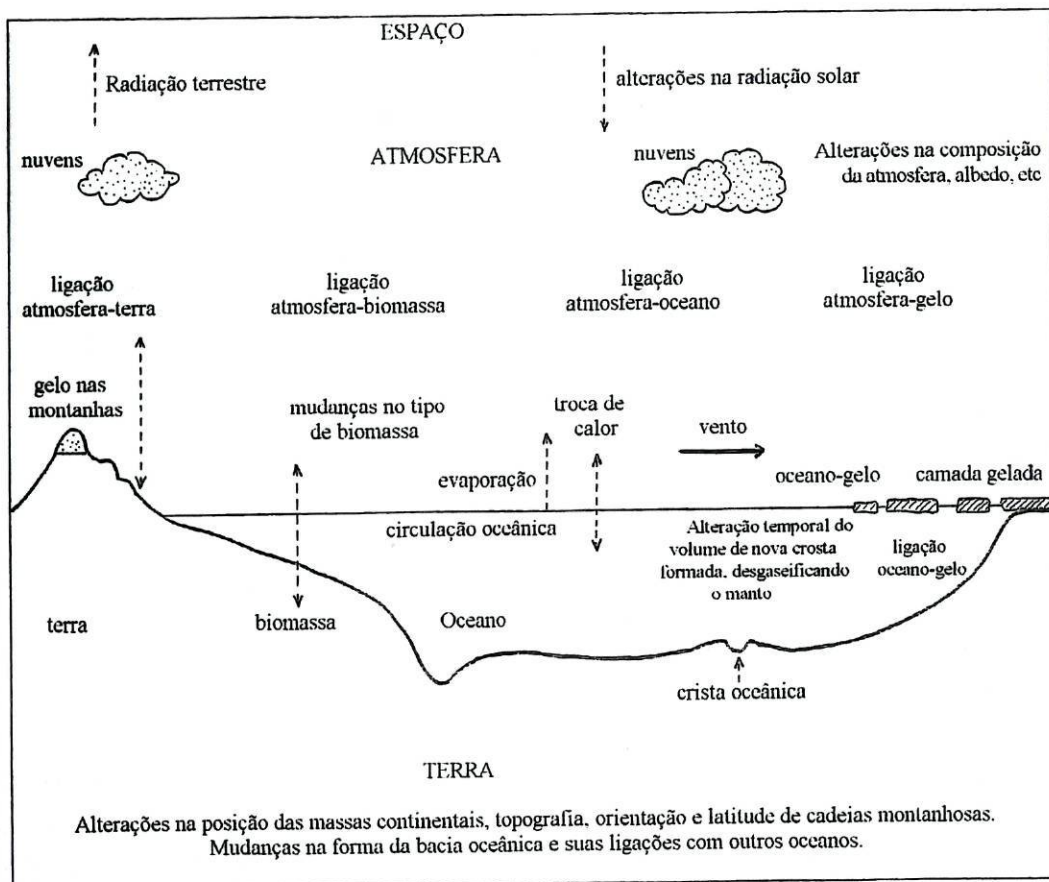


Fig.III.9- Diversas formas de interação da atmosfera com outros sistemas terrestres (adaptado de Pickering e Owen 1997).

1.3.1- A actividade biológica e a atmosfera

Uma das características mais importante do nosso planeta é a de possuir vida. De facto, a presença de seres vivos no nosso planeta é responsável por importantes interacções que se desenrolam há cerca de 4 a 3,5 biliões de anos. Supõe-se que as primeiras formas de vida correspondiam a moléculas orgânicas que, após um longo caminho evolutivo, deram origem às primeiras células vivas capazes de trocas selectivas com o meio exterior. Lentamente, os seres vivos primitivos foram utilizando com maior eficiência a energia, primeiro por fermentação e posteriormente, há cerca de 2,5 biliões de anos, através de processos fotossintéticos que alteraram significativamente, os níveis de oxigénio e dióxido de carbono atmosféricos.

Os seres actualmente existentes no nosso planeta, podem classificar-se em três categorias, de acordo com o modo como obtêm energia. Os que, utilizando a luz solar, sintetizam compostos orgânicos a partir da água e dióxido de carbono, são os seres produtores ou autotróficos, capazes de realizar a fotossíntese. Este grupo inclui as plantas, as algas e as bactérias fotossintéticas. A segunda categoria engloba os seres consumidores, tais como os animais. Estes, ao contrário dos anteriores, produzem matéria orgânica ou inorgânica, a partir de outra matéria orgânica. Os seres decompositores a terceira categoria de seres vivos que transformam em matéria inorgânica, a matéria orgânica contida nos produtos de excreção e nos restos mortos de outros seres.

Os primeiros seres vivos sintetizavam metano, o que conferia à atmosfera um carácter redutor. Actualmente, dentro da produção natural de metano, salientam-se os cerca de 250 000 biliões de térmitas com uma digestão libertadora deste gás. Para além disso, existem ainda as libertações do oceano, a tundra e as nascentes de água termal. Nos últimos 50 anos devido ao crescimento da população mundial verificou-se um aumento significativo de vacarias e da cultura do arroz o que conduziu à subida dos níveis deste composto na atmosfera (Carvalho 1996, Pickering e Owen 1997).

Porém, há cerca de 2,5 biliões de anos, os seres vivos fotossintéticos provocaram um aumento dos níveis de oxigénio na atmosfera do planeta. Com efeito, estes seres capazes de libertar oxigénio, iniciaram a sua existência nos oceanos primitivos, conquistando posteriormente os continentes. Como nos fundos oceânicos não há muita oxigenação, a matéria orgânica dos organismos mortos vai fazer parte dos sedimentos marinhos, enriquecendo-os em carbono. Este facto provocou a uma inevitável subida dos níveis de

oxigênio atmosférico¹⁷, que num passado remoto da história da Terra levou à oxidação de minerais ricos em ferro.

O sulfureto de carbonilo, produzido pela oxidação do fitoplâncton, forma aerossóis que aumentam os núcleos de formação de nuvens¹⁸. Ao reflectirem a luz solar incidente, as nuvens arrefecem a superfície do planeta. No entanto, estas situações são temporárias, devido à grande circulação das massas atmosféricas do nosso planeta. Além disso, a maior parte dos compostos com enxofre têm baixos períodos de permanência atmosférica.

Se o nosso planeta fosse desprovido de biosfera, a sua composição atmosférica seria totalmente diferente (Fig.III.10). Com efeito, a presença de vida implica um equilíbrio químico entre os vários constituintes da atmosfera cujo principal mentor é a fotossíntese (Press e Siever 1998, Yuk e DeMore 1998, URL1).¹⁹

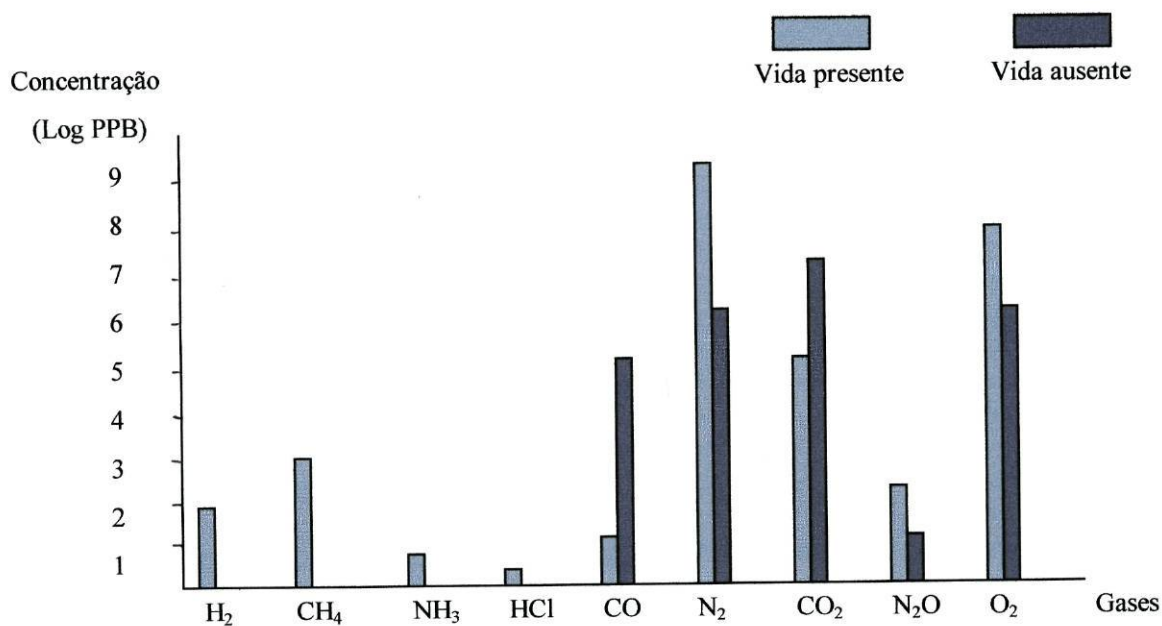


Fig.III.10- Concentração parcial dos gases atmosféricos, na presença e ausência de Vida (adaptado de Yuk e DeMore 1998).

¹⁷ O oxigênio não é muito solúvel em água, contrariamente ao dióxido de carbono. Em proporção existe mais 140 vezes de oxigênio na atmosfera do que nos oceanos. No que respeita ao dióxido de carbono, este existe 50 vezes mais nos oceanos que na atmosfera.

¹⁸ A formação das nuvens terrestres aumenta com a presença de partículas na atmosfera. Estas, funcionam como centros de condensação que atraem as moléculas de vapor de água formando, então as nuvens.

1.3.2- Relação da hidrosfera e litosfera com a atmosfera

À superfície, a presença de água no estado líquido é outra característica importante do nosso planeta. Como substância química, a água é um excelente solvente de diversos componentes presentes na atmosfera, na biosfera, ou na litosfera (Gil e Cardoso 1987b).

A maior ou menor abundância deste líquido vai condicionar as reacções que ocorrem no meio aquoso e que se relacionam directamente com a atmosfera e a litosfera.

A luz solar incidente no nosso planeta vai conduzir a água ao estado de vapor, retornando à superfície ao condensar-se. Quando a água dos oceanos se evapora, muitos dos sais dissolvidos como o ião sódio, cloro, bromo e iodo são levados para a atmosfera, onde funcionam como centros de condensação. Durante os fenómenos de precipitação, os aerossóis, as poeiras e outras espécies solúveis são removidas da atmosfera (Fig.III.11). No entanto, se estes compostos com halogéneos, entrarem na química estratosférica, podem destruir a camada do bom ozono (Pickering e Owen 1997, Yuk e DeMore 1998).

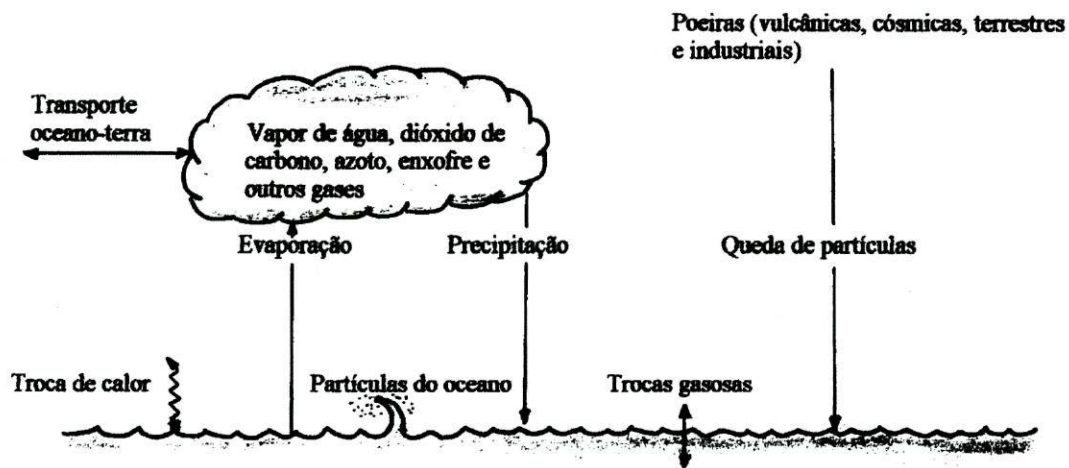


Fig.III.11- Trocas gasosas entre a atmosfera e o oceano (adaptado de Press e Siever 1998).

A circulação atmosférica é então impulsionada pelo ciclo da água e este, condicionado pela topografia das regiões continentais. É sabido que o ar quente tem tendência para subir e o ar frio, para descer. Se os continentes do nosso planeta fossem planos não ocorreriam tantas movimentações atmosféricas, pois não haveria barreiras naturais (as montanhas) que impedissem a progressão das massas gasosas. A própria distribuição das nuvens na troposfera seria mais uniforme e as tempestades totalmente diferentes.

Por sua vez, nos oceanos ocorrem grandes movimentações de massas de água. Estas trazem para a superfície, as águas profundas, frias e salinas, proporcionando trocas de calor com a atmosfera¹⁹ (Fig.III.12).

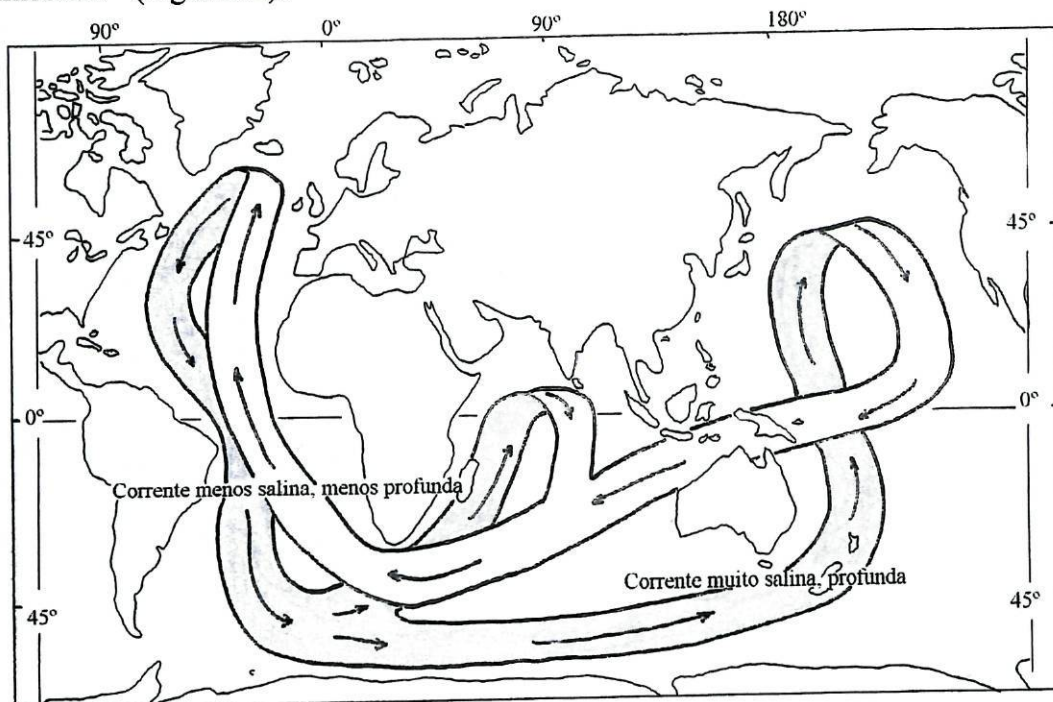
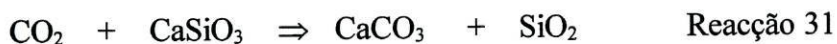


Fig.III.12- Ilustração esquemática da movimentação termosalina das águas nos oceanos (adaptado de Pickering e Owen 1997).

As águas dos oceanos contêm mais carbono do que o total das plantas terrestres, animais e solos. Neste contexto, os oceanos e toda a vida que neles existe, são os principais controladores do dióxido de carbono atmosférico (veja-se Anexo II). A interacção da atmosfera com os oceanos é, ainda, afectada pela temperatura, uma vez que algumas espécies gasosas dissolvidas, tais como o oxigénio e o dióxido de carbono, retornam à atmosfera quando a temperatura aumenta (Gil e Carvalho 1987b, Pickering e Owen 1997).

A água é ainda responsável pela alteração das rochas. De facto, é a dissolução de componentes sólidos das rochas que fornece uma grande gama de minerais para os oceanos. Os níveis de dióxido de carbono atmosféricos são afectados pela dissolução de espécies químicas, como o silicato de cálcio e o silicato de magnésio (Reacções 31 e 32, respectivamente).

¹⁹ Os fenómenos de transferência calorífica podem conduzir a mudanças climáticas, como o conhecido El Niño (Oceano Pacífico), caracterizado por não provocar as movimentações das águas profundas para as zonas mais superficiais.



A reacção do dióxido de carbono com estes compostos, conduz a um decréscimo da sua concentração na atmosfera. Se a temperatura atmosférica aumentar, estas reacções voltam a libertar o dióxido de carbono para a atmosfera.

As trocas térmicas e gasosas entre a atmosfera e os oceanos processam-se, em menos de um ano, ao longo das primeiras centenas de metros de profundidade de um oceano. Esta região é limitada pela termoclina, zona abaixo da qual as referidas transferências decorrem muito mais lentamente, em períodos que podem ir desde os 100 aos 1000 anos.

O dióxido de carbono é um dos principais gases de estufa cujos níveis são controlados pela fotossíntese e respiração dos seres vivos. No entanto, a maior parte do carbono terrestre encontra-se sob a forma de rochas de carbonato de cálcio e/ou magnésio. Além disso, as erupções vulcânicas são responsáveis pela libertação de grandes quantidades de gases, dentro dos quais o dióxido de carbono (Fig.III.13).

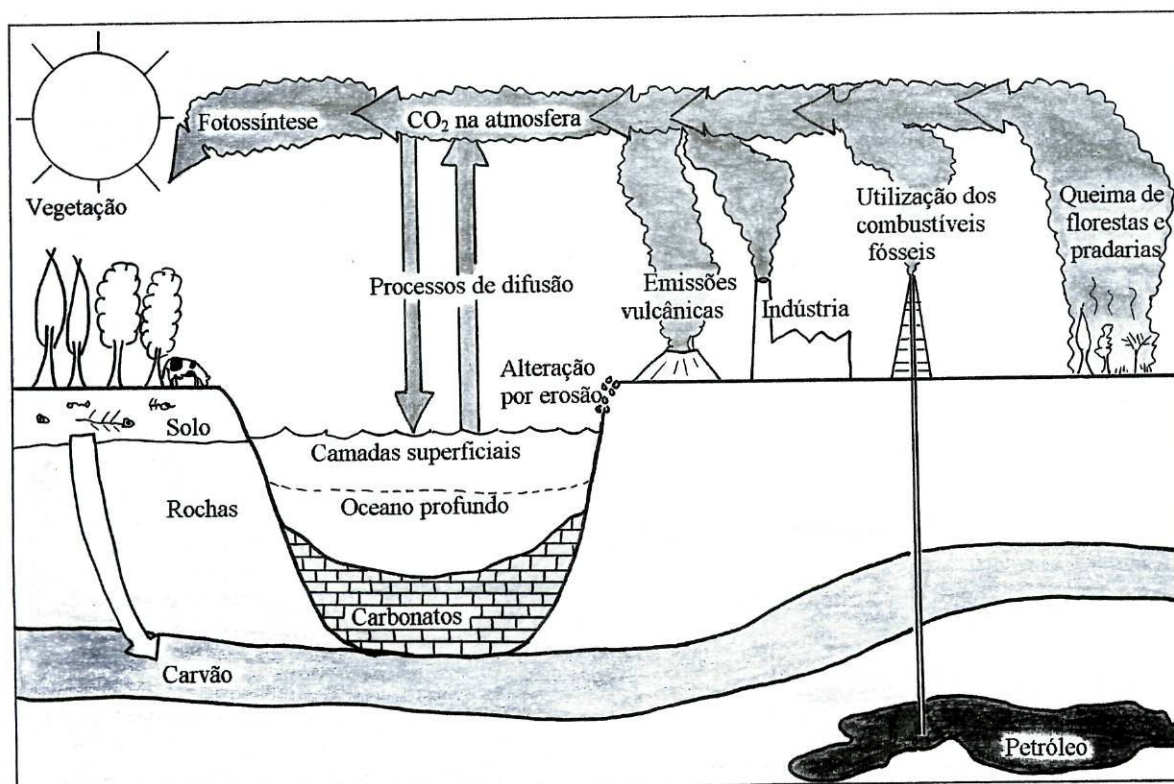


Fig.III.13- Distribuição do carbono na Terra (adaptado de Pickering e Owen 1997).

Com efeito, quando o dióxido de carbono se dissolve na água, forma-se o ácido carbónico que se pode dissociar em ião hidrogenocarbonato e este, por sua vez, em ião carbonato (Reacções 33 a 35).



O ião hidrogenocarbonato em presença de iões como o cálcio proporciona reacções de precipitação com a formação de carbonato de cálcio (Reacção 36). No entanto, se o carbonato de cálcio reagir com o ácido carbónico, o ião cálcio e o ião hidrogenocarbonato são de novo regenerados (Reacção 37) (Atreya et al. 1989, Yuk e DeMore 1998, URL14).



A respiração dos organismos em águas que não se encontram em contacto com a atmosfera, conduzem ao aumento da concentração do dióxido de carbono na água. Este, por conseguinte, ataca as conchas calcárias de moluscos produzindo o hidrogenocarbonato de cálcio, aumentando a dissolução do cálcio. Quando essa água carregada de hidrogenocarbonato de cálcio volta a estar em equilíbrio com a atmosfera liberta parte do dióxido de carbono provocando a precipitação de calcite. Uma vez chegadas a profundidades abissais, a calcite dissolvida pode permanecer nos oceanos e eventualmente fazer trocas com a atmosfera. Por outro lado pode ser incorporada nos sedimentos que irão formar as rochas carbonatadas, ou ainda, voltar para o interior da terra por subducção, sendo aí reciclado.

Os mais importantes gases de estufa interagem com os sistemas terrestres de formas distintas. É, pois, esta dinâmica que proporciona a Terra em que vivemos. No entanto, a evolução Humana e o crescente desenvolvimento tecnológico, têm afectado, em especial nos últimos 50 anos, a atmosfera terrestre. Com efeito, num cenário de uma crescente concentração de dióxido de carbono atmosférico, pode surgir uma estabilização dos oceanos, com a redução da circulação das massas de água que o compõem. Tão grandes mudanças

poderiam colocar em risco a própria sobrevivência da espécie Humana. A actual acção internacional na luta contra a poluição atmosférica, tem trabalhado no sentido de evitar a depleção do ozono estratosférico e reduzir as emissões antropogénicas de gases de estufa (veja-se Figura III.13). Apesar dos esforços, a depleção da camada de ozono estratosférico tem vindo a aumentar. Talvez agora já não esteja nas mãos do homem controlar os erros cometidos num passado muito recente.

1.4- Evolução da atmosfera Terrestre

A atmosfera é, sem dúvida, uma estrutura muito importante, estando em permanente interacção com todos os outros sistemas terrestres. Desde os primórdios da sua formação até hoje, a atmosfera terrestre sofreu muitas alterações, devidas não só à sua posição relativamente ao Sol, mas a outros factores intrínsecos, nomeadamente ao aparecimento da vida.

Na Terra há grandes diferenças de temperatura, que condicionam a existência de água em qualquer dos seus estados. Com efeito, as temperaturas são mantidas pelo efeito de estufa, devido aos gases da atmosfera. Se a atmosfera for muito rarefeita, como em Marte, as temperaturas superficiais do planeta oscilarão consoante a incidência da radiação solar. Se houver luz directa, a superfície aquece e à noite e as temperaturas baixam abruptamente. No caso de Vénus, com uma atmosfera muito densa, a variação das temperaturas superficiais é quase nula, uma vez que a grande quantidade de gases exerce um efeito de estufa muito superior ao da Terra.

Não se pense, no entanto, que as temperaturas superficiais apenas são controladas pela incidência da radiação solar e pelo efeito de estufa. A deslocação das massas atmosféricas, quentes e frias, assim como a inclinação do eixo do planeta (que no caso da Terra é de 23,5°), têm um papel preponderante nas variações regionais das temperaturas. Neste contexto, as massas de ar quente e saturado de vapor de água têm tendência para subir e arrefecer, ao contrário das frias que descem e se tornam mais quentes. A subida e consequente arrefecimento das massas de ar quente, condensa o vapor de água na formação de nuvens que impedem um arrefecimento, ainda maior, da troposfera (Beatty et al 1999, URL11).

A deslocação das massas atmosféricas na Terra processa-se em zonas chamadas *células de Hadley* onde o ar quente e pouco denso ascende e o ar frio e mais denso se afunda, numa espécie de ciclo (Fig.III.14), permitindo a distribuição do calor ao longo do planeta. Os

movimentos de ar quente e de ar frio são ainda controlados pelo movimento de rotação terrestre, que também condiciona os ventos que assolam a troposfera, ao desviarem-nos das trajetórias que seguiriam se a Terra não possuísse movimento de rotação. Os ventos regulares encontram-se orientados de Oeste para Este, das menores para as maiores latitudes, tendo em consideração que a rotação Terrestre se processa no sentido contrário à dos ponteiros do relógio. A esta força imaginária que desloca a direcção das nuvens, ventos ou até de mísseis, dá-se o nome de *Efeito de Coriolis*.

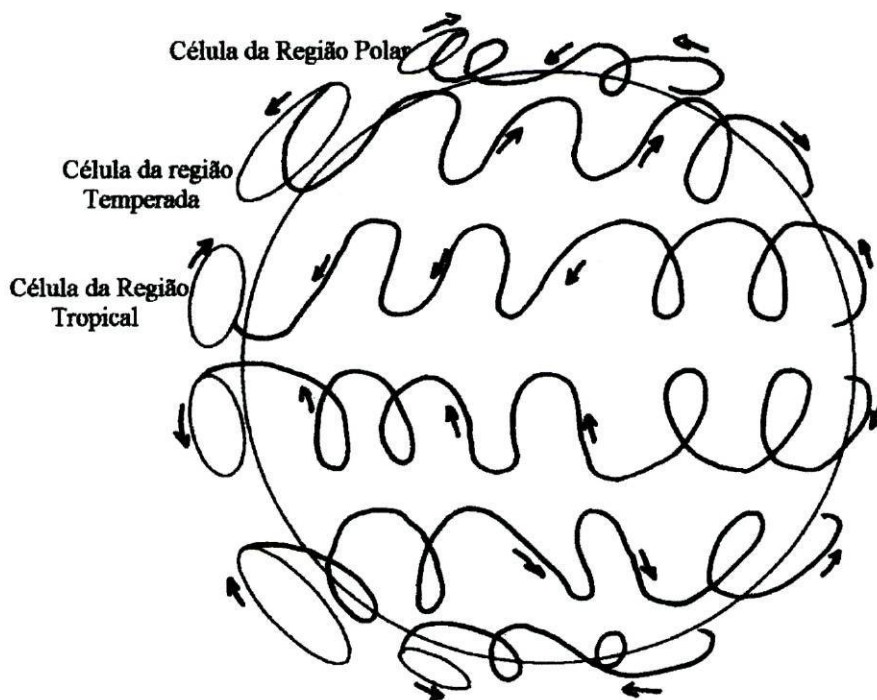


Fig.III.14- Ventos zonais e células de Hadley, resultado do Efeito de Coriolis (adaptado de Kaufmann e Freedman 1998).

A primeira atmosfera da Terra pode ter-se formado há 4,6 bilhões de anos, durante os fenômenos accrecionais. A colisão entre planetesimais libertava grandes quantidades de elementos gasosos que passaram a constituir uma atmosfera muito instável e temporária, essencialmente composta por hidrogénio, metano e amónia. Essas colisões processadas a velocidades na ordem dos 20 a 40 km/s, geravam grandes quantidades de energia cinética, rapidamente convertida em calor. Uma Terra formada por materiais parcialmente fundidos, libertava elementos gasosos. Tais gases, como o vapor de água, o dióxido de carbono, o azoto,

o árgon, o monóxido de carbono, os óxidos de enxofre, o ácido clorídrico, o ácido sulfídrico e o ácido fluorídrico que passaram a fazer parte da atmosfera. Com o abrandamento das colisões o planeta iniciou um processo de arrefecimento, responsável pela condensação da água (Atreya et al. 1989).

Durante o processo de arrefecimento global com conseqüente *diferenciação química*, ocorreu a libertação de elementos gasosos, como o árgon e o potássio. Por sua vez, a dinâmica do planeta conduziu a fenómenos vulcânicos que, tal como os de hoje, adicionam uma grande variedade de substâncias gasosas para a atmosfera. A interacção da atmosfera com as rochas e os minerais da crosta primitiva permitiu que, progressivamente, os seus elementos e compostos constituintes (água, carbono, oxigénio, potássio, sódio, cálcio) passassem a fazer parte da sua composição (Carvalho 1996, Press e Siever 1998).

As colisões eram ainda a fonte de adição de mais componentes voláteis para a nossa atmosfera, uma vez que, quando se dá o choque de um corpo extraterrestre com a superfície, há a vaporização do corpo e o aquecimento da região de contacto. Assim, libertaram-se elementos que começaram a fazer parte da atmosfera e, posteriormente, das rochas.

A quantidade de água que o planeta possui hoje, pode também ter sido adicionada pelo impacto de cometas. Curiosamente, fotografias ultravioleta do nosso planeta revelam que pequenos cometas chocam frequentemente com a atmosfera superior, providenciando novas fontes de água (Fig.III.15). Actualmente, a Terra é bombardeada com meteoróides que se vaporizam ao entrar na atmosfera, enriquecendo-a, em elementos por eles transportados (URL9, URL18).

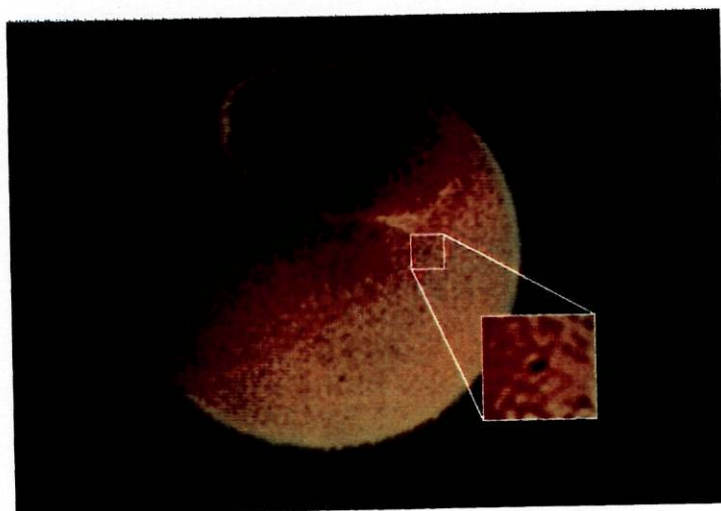


Fig.III.15- Visão ultravioleta da atmosfera terrestre que apresenta pontos negros relativos ao impacto de pequenos cometas (in, Beatty et al. 1999).

O grande impulsionador do Sistema Solar é o Sol. No entanto, a sua luminosidade, no início da formação do Sistema Solar, era inferior em cerca de 30% à luminosidade actual o que teve como consequência uma menor temperatura na superfície da Terra nas suas fases iniciais de evolução. As temperaturas superficiais dos planetas são mantidas graças ao efeito de estufa, devido à presença de gases atmosféricos como o dióxido de carbono e a água (Yuk e DeMore 1998). Numa atmosfera inicial a quantidade de dióxido de carbono deve ter sido 1000 vezes superior à actual, pois a actividade vulcânica era maior. Os impactos de meteoritos e de cometas trouxeram outros compostos (como por exemplo a água) que passaram a fazer parte da atmosfera. Graças ao enorme efeito de estufa e ao crescente aumento da energia solar, a água condensou-se. A sua presença é confirmada pelas rochas mais antigas que se conhecem (3,5 a 3,9 biliões de anos) uma vez que possuem minerais hidratados. A diminuição das elevadas concentrações de dióxido de carbono está intimamente relacionada com a água líquida que permite o desenrolar do ciclo do carbono, responsável pelo equilíbrio das concentrações atmosféricas deste gás de estufa, ao reincorporá-lo nas rochas carbonatadas (veja-se Anexo II).

O aparecimento da vida implicou, igualmente, a presença de água líquida e, contrariamente ao dióxido de carbono, o oxigénio atmosférico aumentou há cerca de 2,5 biliões de anos, graças à fotossíntese (Fig.III.16). Desde essa altura que os mecanismos de auto-regulação do nosso planeta, têm mantido um clima estável, principalmente o ciclo geoquímico sílico-carbonatado. Numa outra perspectiva, o albedo proporcionado pelas nuvens, tem um papel importante na estabilização do clima global. Com efeito, um valor mais elevado de albedo implica uma menor percentagem de radiação solar a chegar à superfície do planeta, afectando a actividade dos seres vivos. Quando a biomassa é afectada, a relação oceano-atmosfera sofre oscilações que se traduzem em alterações do clima (Yuk e DeMore 1998, Beatty et al. 1999).

A evolução biológica do nosso planeta processou-se em grande parte, nos oceanos primitivos e, posteriormente, conquistou a terra. A hidrosfera antiga possuía muito do oxigénio que progressivamente se foi escapando para a atmosfera, aumentando o seu poder oxidante. Deste modo, foram encontradas formações rochosas com ferro oxidado. Umas datam de há cerca de 3,5 biliões de anos e são constituídas por finos leitos alternantes de sílica e hematite, designadas de “formações de ferro bandado”. As outras, datadas de 2,5 biliões de anos,

reveladoras da actividade biológica fotossintética na terra, chamam-se “formações vermelhas continentais” (Carvalho 1996, Press e Siever 1998).

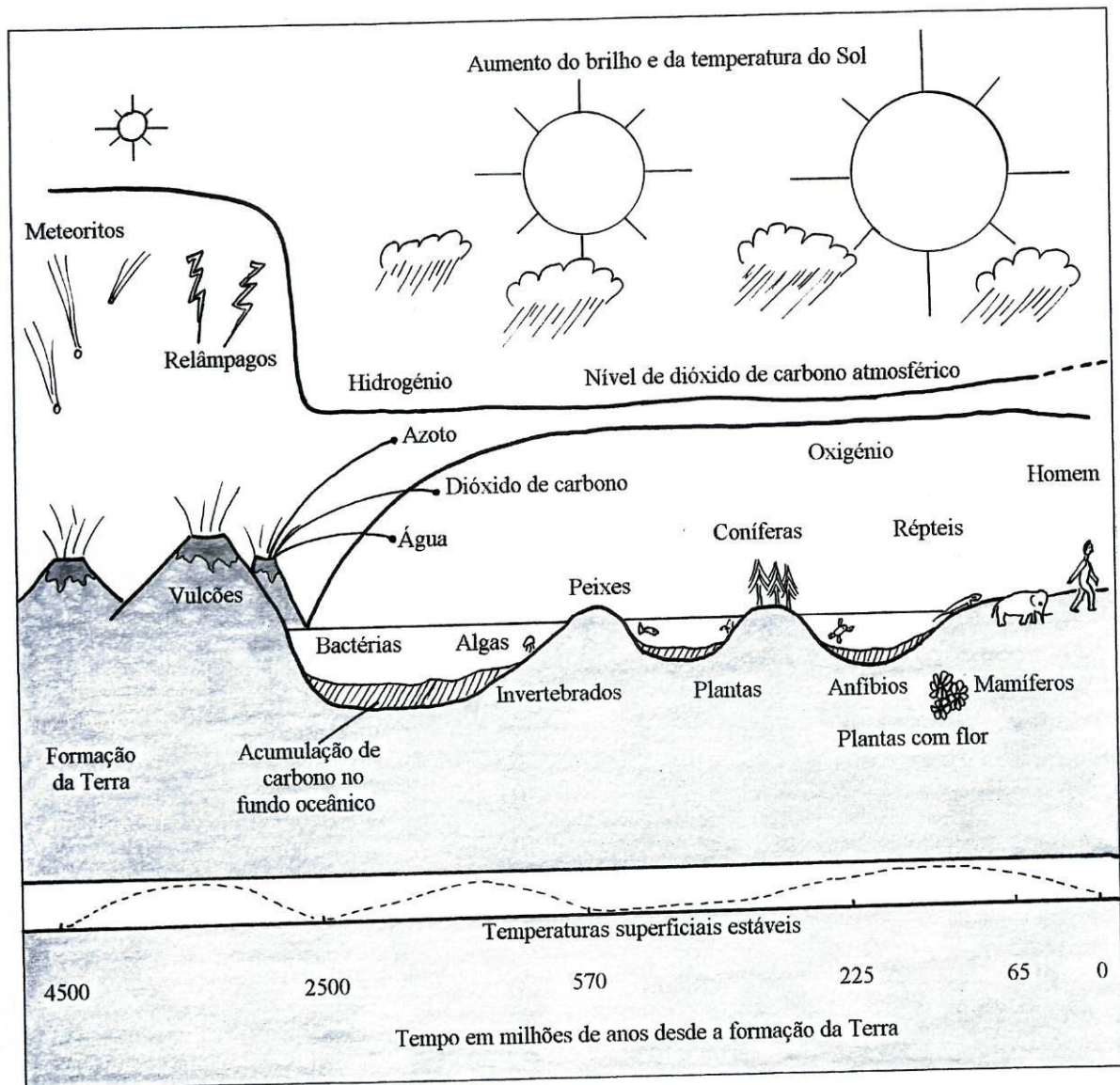


Fig.III.16- Desenvolvimento esquemático da atmosfera da Terra e da vida, com a variabilidade da luminosidade do Sol e da temperatura (adaptado de Pickering e Owen 1997).

A estabilidade e evolução da atmosfera e do clima na Terra também está relacionada com a tectónica de placas. Além disso, os processos erosivos libertam para a atmosfera constituintes dos minerais das rochas, que voltarão a integrar o ciclo litológico. Modificações regionais, causadas pelo lento deslocar das placas litosféricas, há cinco milhões de anos causaram o fecho da região do estreito de Gibraltar. Em resultado disso, as águas do Atlântico ficaram separadas das do Mediterrâneo que evaporou totalmente, alterando o clima para condições áridas. Isto conduziu a variações locais e as

transferências entre o sistema oceano-atmosfera, poderão também ter exercido outros efeitos a nível global, como a distribuição das chuvas e concentrações do dióxido de carbono atmosférico.

Estas alterações de chuvas e concentrações de dióxido de carbono atmosférico alteraram o clima global e com ele, devem ter-se extinguido várias espécies de seres vivos²⁰. A nossa espécie ao longo dos últimos milhões de anos tem vindo a alterar dramaticamente a atmosfera do planeta em que vivemos, com a emissão desmesurada de gases que alteram o seu equilíbrio natural. As causas para o crescente desequilíbrio são muitas e têm a ver com a sociedade actual. É notório o aumento da população mundial, e com ele a necessidade de alimentação. Como é sabido, a base da alimentação Humana são os cereais. Estes, por sua vez, desenvolvem-se em solo fértil. Assim, a excessiva exploração dos solos conduz ao empobrecimento em sais minerais e água. Para aumentar a produtividade utilizam-se fertilizantes que, usados em excesso, contaminam os lençóis freáticos e libertam substâncias para a atmosfera. Quando um solo já não produz mais, dá-se o início da desertificação e os processos erosivos aumentam. Tudo isto afecta a atmosfera, pois a vegetação desaparece e o equilíbrio entre o dióxido de carbono e o oxigénio deixa de existir.

Para agravar ainda mais o problema, surge a crescente industrialização implicando a prospecção de combustíveis fósseis que, uma vez utilizados, libertam mais dióxido de carbono para a atmosfera. Se a temperatura global do planeta aumentar ou diminuir 1 ou 2°C, as consequências serão inúmeras, como por exemplo a fusão parcial ou total das calotes polares, o desaparecimento de espécies vivas e o aumento de tempestades (Myers 1993, Karl et al. 1997, Pickering e Owen 1997).

²⁰ Uma das maiores extinções, que inclui a dos dinossaúros, terá ocorrido entre o período Cretácico e Terciário (consultar Anexo III), provavelmente causada pelo impacto de um asteróide de aproximadamente 10 a 15 km de diâmetro.

2- ATMOSFERA DE VÊNUS

Conhecido como o planeta irmão da Terra, Vénus é, no entanto, um planeta completamente diferente, nomeadamente no que respeita à sua atmosfera. Presume-se que os dois planetas se tenham gerado em condições idênticas chegando mesmo a ter atmosferas similares. Porém o aparecimento da Vida na Terra e as placas tectónicas condicionaram o invólucro gasoso do nosso planeta. Por outro lado, Vénus ao estar mais próximo do Sol e por isso recebendo mais radiação solar, adquiriu temperaturas elevadas na superfície, factor que também limitou um percurso semelhante ao da Terra.

Vénus é conhecido como a “*estrela da noite*” ou a “*estrela da manhã*”, porque possui um elevado valor de albedo e é visível durante o início da noite e ao amanhecer. Os primeiros estudos efectuados ao planeta revelaram a presença de um halo mais escuro, que só posteriormente se veio a confirmar ser a densa atmosfera venusiana.

A pesquisa espacial a Vénus iniciou-se em 1962 com a sonda *Mariner 2*, seguida, em 1967, pela *Venera 4* e *Mariner 5*. Só em 1970 é que a sonda *Venera 7* conseguiu pousar na superfície e analisar a composição atmosférica antes de ser destruída pelas elevadas temperaturas e pressões. Em 1972 a sonda *Venera 8*, ao chegar à superfície, mediu, por espectroscopia de raios gamma, grandes quantidades de potássio nas rochas. A sonda *Mariner 10*, sobrevoou o planeta de modo a obter o máximo de informações sobre o vento solar e a sua interacção com a atmosfera de Vénus. As sondas *Venera 9* e a *Venera 10*, em 1975, chegaram mesmo a fotografar a superfície a preto e branco, analisando ainda as rochas superficiais que se assemelhavam a basaltos toleíticos da Terra.

Como a curiosidade e o interesse em estudar o planeta não paravam de crescer, em 1978 foram enviadas duas sondas orbitais designadas por *Pioneer Vénus 1* e *Pioneer Vénus 2*. Estas analisaram a composição da atmosfera, a influência do vento solar na atmosfera superior, as nuvens, as emissões infravermelhas, o campo magnético (que se revelou inexistente), a ionosfera e iniciaram o mapeamento da superfície. Este foi feito com radares de alta resolução e prosseguiu em 1983 com as sondas *Venera 15* e *Venera 16*, continuando em 1989 e 1990 com as sondas *Magalhães* que conseguiram mapear 98% da sua superfície (Fig.III.17), utilizando radares equipados com altímetros (fig.III.18).

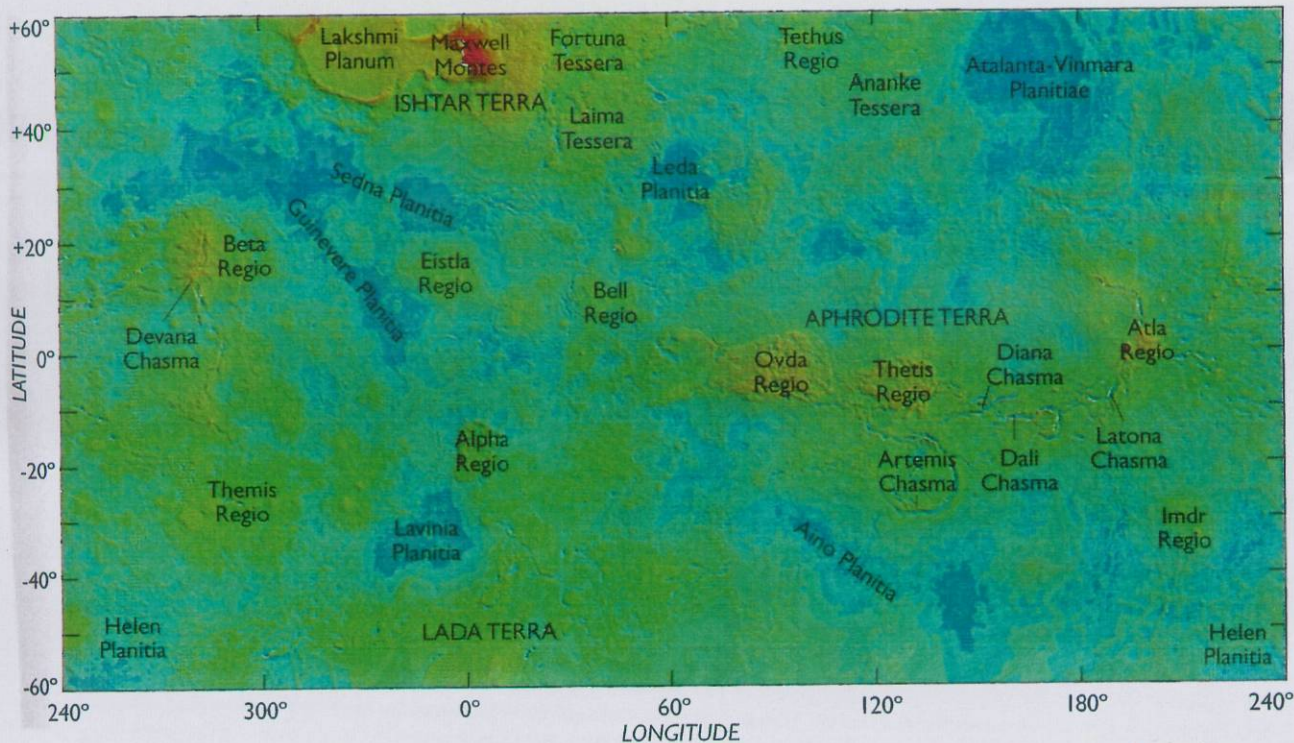


Fig.III.17- Imagem referente ao resultado do mapeamento de Vénus por radar, figurando o nome das regiões que o constituem (in, Beatty et al. 1999).

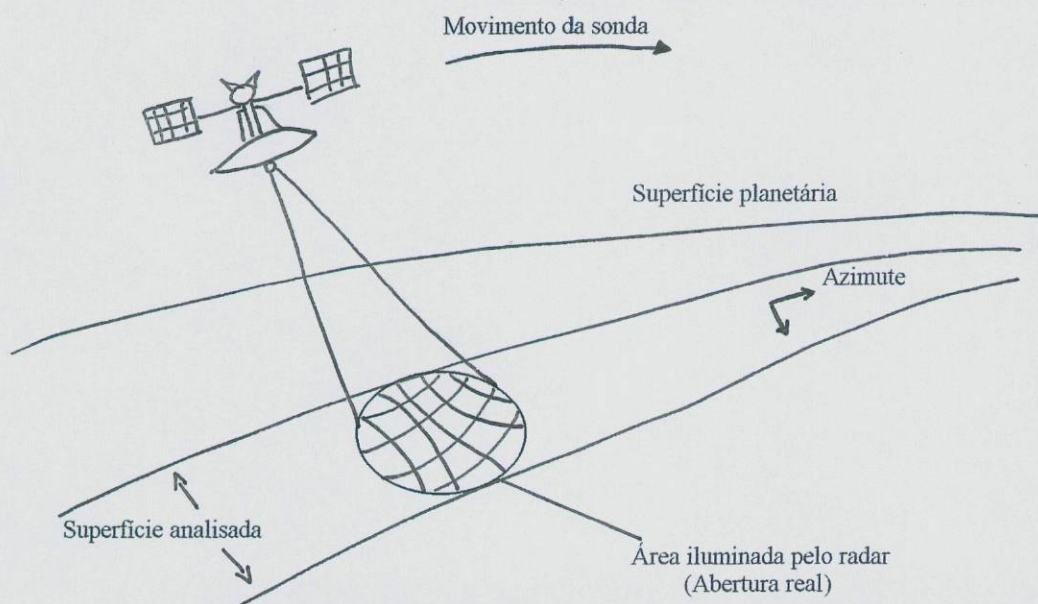


Fig.III.18- Funcionamento do radar da sonda Magalhães de mapeamento superficial de Vénus (adaptado de Tanaka 1999).

As sondas *Venera 13* e *14*, lançadas em 1982, fotografaram, com êxito e a cores, a superfície venusiana. Ao analisar as rochas superficiais chegaram à conclusão de que cerca de 7 a 10% dos minerais são ricos em cálcio e 1 a 5% ricos em sulfatos (Uchupi e Emery 1993, Frankel 1996, Tanaka 1999, URL11). A maior quantidade de dados obtidos sobre a composição e propriedades da atmosfera deveu-se às sondas *Vega 1* e *Vega 2* lançadas em

1985. Equipadas com balões mas sem câmaras fotográficas, conseguiram sobrevoar a atmosfera de Vénus durante 2 dias a uma altitude de 50 km.

A composição química da atmosfera foi detectada não só com o envio de sondas, mas também com detecção remota. Esta, no entanto, revelou-se algo ineficiente, visto as condições exactas da detecção serem desconhecidas. É por isso que o envio de sondas para o local específico de estudo é muito importante. Como transportam equipamentos que detectam as variações locais do ambiente circundante, a interpretação dos novos dados obtidos é facilitada para a construção do modelo das condições atmosféricas (Grinspoon 1997, URL6).

2.1- Estrutura da atmosfera

Uma vez que a temperatura superficial dos planetas é condicionada pela radiação solar, seria natural que o planeta mais quente fosse Mercúrio. Porém, Vénus é o mais quente (cerca de 480°C à superfície) devido ao grande efeito de estufa proporcionado pela densa atmosfera, composta essencialmente por dióxido de carbono (96 %) e azoto (3,5 %) (Beatty et al. 1999).

Tal como na Terra, a atmosfera venusiana deve ter surgido há cerca de 4,6 biliões de anos, evoluindo, porém, num sentido completamente diferente, a começar pela sua composição. As enormes pressões superficiais que se fazem sentir no planeta são cerca de 92 vezes superiores às existentes na Terra, correspondendo à pressão exercida a 1 km de profundidade num oceano terrestre. Esta foi uma das causas que contribuíram para o fracasso das primeiras missões de sondas enviadas a Vénus. As aparelhagens não estavam preparadas para tão grandes pressões e temperaturas, de modo que eram destruídas ao entrar na atmosfera. De referir ainda que tanto as pressões como as temperaturas decrescem de forma contínua ao longo da atmosfera de Vénus (Yuk e DeMore 1998, Kaufmann e Freedman 1998).

Embora Vénus esteja completamente coberto por uma camada de nuvens com mais de 20 km de espessura que reflectem cerca de 76% a radiação solar incidente, a restante radiação passa por entre essa camada e chega à superfície, sendo absorvida e de novo emitida nos comprimentos de onda do infravermelho. Por outro lado, as nuvens impedem a saída da maior parte da energia térmica, mantendo a atmosfera e a superfície a elevadas temperaturas (Fig.III.19).

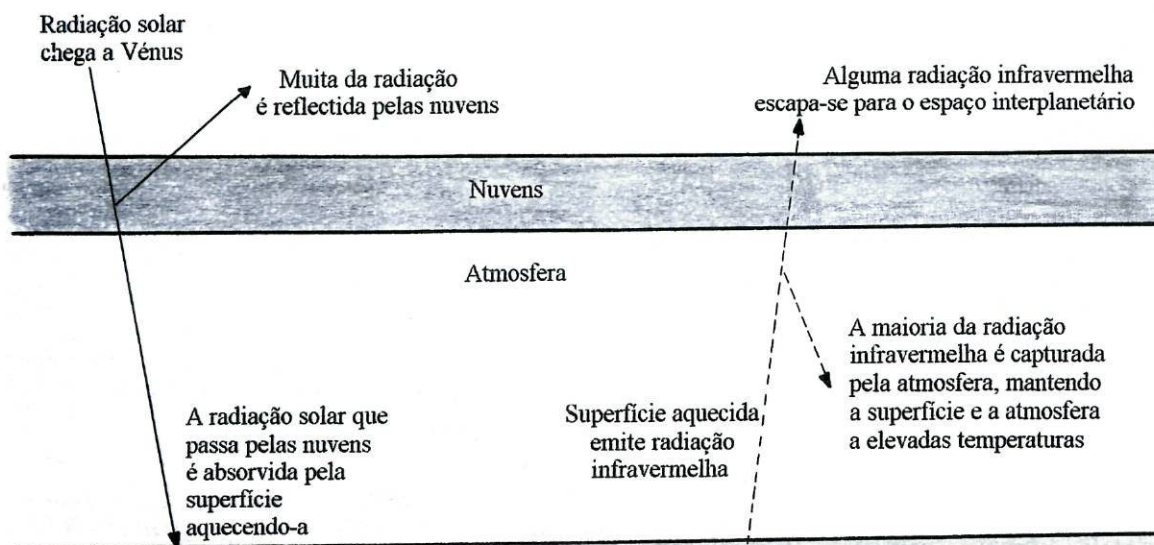


Fig.III.19- Funcionamento do efeito de estufa em Vénus, proporcionado pelas densas nuvens (adaptado de Kaufmann e Freedman 1998).

As nuvens que cobrem parcialmente a Terra encontram-se na troposfera. Em Vénus o panorama é diferente (Fig.III.20). A sua *troposfera*, também chamada de *baixa atmosfera*, compreende os primeiros 69 km de altitude, e é onde se encontra cerca de 99,9% do total da atmosfera. A densa camada de nuvens presente na troposfera, situa-se entre os 48 e 69 km e é composta essencialmente por ácido sulfúrico (Encrenaz e Bibring 1985, Morrison 1993, Grinspoon 1997, Beatty et al. 1999).

A camada de ozono estratosférico presente no nosso planeta é responsável pela subida da temperatura aos 25 km de altitude. Como em Vénus não existe esse gás, as temperaturas decrescem ao longo da *estratosfera* que vai dos 69 a aproximadamente 80 km. A *mesosfera* é a camada seguinte, prolongando-se até cerca dos 100 km, sendo este valor variável na face nocturna e diurna. Assim, na parte exposta à radiação solar, o limite superior da mesosfera é cerca de 100 km, enquanto que no lado sem luz se prolonga até aos 160 km, aproximadamente. As duas camadas, estratosfera e mesosfera, além de constituírem a *atmosfera média* de Vénus, são ainda designadas, em conjunto, por *estratomesosfera*.

A *termosfera* de Vénus é uma camada atmosférica onde se verificam diferenças de temperatura na superfície de dia e de noite. Neste contexto, o lado diurno, é detentor de uma termosfera mais quente que o lado nocturno. O limite inferior desta camada prolonga-se, em geral, entre os 100 km (durante a fase luminosa) e 160 km de altitude, desaparecendo quase totalmente na fase de escuridão. A partir do 160 km existe a *exosfera* ou *coroa planetária*, que

em conjunto com a termosfera forma a *atmosfera superior* ou *criosfera* de Vénus, podendo estender-se para lá dos 600 km (Marov et al. 1997, Yuk e DeMore 1998).

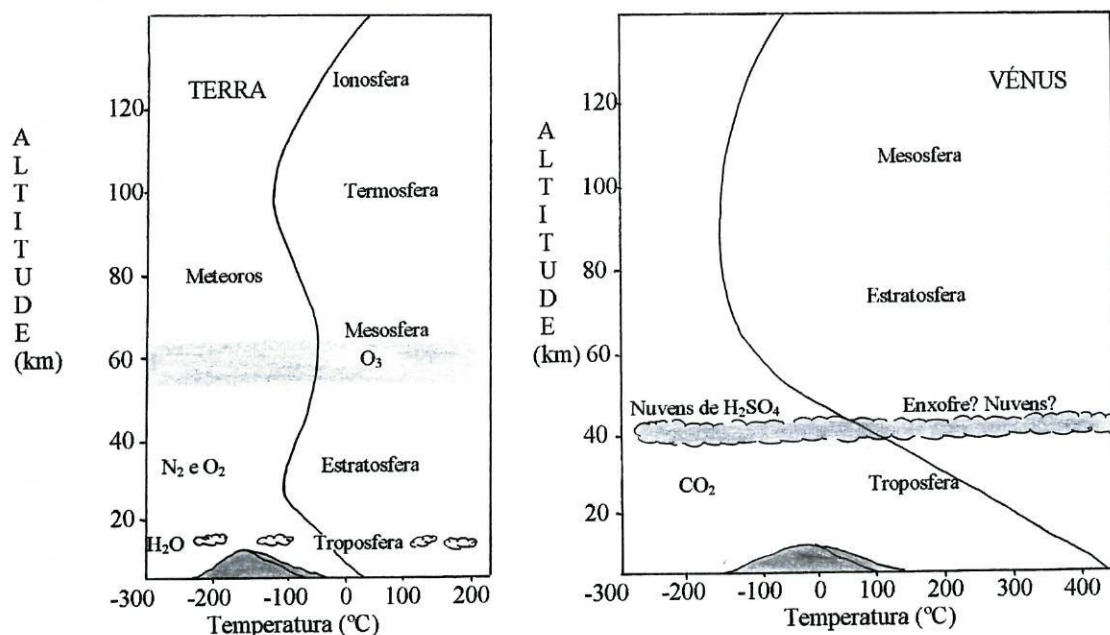


Fig.III.20- Perfil de variação da temperatura na atmosfera de Vénus e da Terra (adaptado de Morrison 1993).

Segundo dados obtidos pela sonda *Pioneer Venus*, a atmosfera superior de Vénus tem uma rotação muito rápida, tal como a camada superior de nuvens (100 m por segundo), e contém espécies gasosas neutras como o hélio, dióxido de carbono, azoto molecular e oxigénio atómico. Este último é um dos principais constituintes da *termosfera* e *exosfera*, contrariamente ao dióxido de carbono que abunda na baixa atmosfera (Beatty et al. 1999).

2.2- Ionosfera de Vénus

Ao longo das várias missões espaciais enviadas para o estudo de Vénus não foi detectado qualquer campo magnético em Vénus. Daí que as partículas do vento solar interagem directamente com a densa atmosfera venusiana. Na verdade, é a densa atmosfera que impede o contacto das partículas de alta velocidade com a superfície, sendo desviadas pela *ionosfera* planetária. De acordo com os resultados obtidos pelas sondas supracitadas, os iões que existem em maior abundância na ionosfera de Vénus são, por ordem decrescente, o oxigénio, o dióxido de carbono, monóxido de azoto e o oxigénio. Os iões de oxigénio atómico dominam acima dos 160 km na face escura e acima dos 200 km na face iluminada.

Quando o vento solar colide com a atmosfera superior de Vénus, as suas partículas constituintes desaceleram abruptamente numa fronteira designada de *onda de choque* (Fig.III.21). Atrás desta encontra-se a *ionopausa* que separa as partículas do vento solar desaceleradas, dos iões da atmosfera planetária, revelando-se ainda pouco permeável ao campo magnético interplanetário. Esta fronteira surge no lado voltado para o Sol a altitudes entre os 300 e os 500 km. Os iões termais que lhe pertencem, podem estender-se até aos 3000 km de altitude. A *ionosfera* é, pois, encontrada por detrás da ionopausa e situa-se entre os 120 e os 400 km de altitude constituída por iões, que são constantemente levados pelo vento solar. Esta perda é, contudo, restabelecida pelo constante afluxo de vento solar (Atreya et al. 1989, Yuk e DeMore 1998, Beatty et al. 1999).

A ionopausa prende o campo magnético interplanetário formando uma região de baixa densidade designada de *cauda magnética* que surge na face voltada contra o Sol. De notar que tal como os iões termais, as altas temperaturas (entre os 1000 e 5000 K) vão variando, deslocando-se para o lado da cauda magnética, onde continua o transporte horizontal dos processos de ionização. Como já foi referido antes, o fluxo do vento solar é variável, fazendo com que a altitude da ionopausa aumente ou diminua. Assim, quando a pressão do vento solar aumenta, a ionopausa diminui a sua altitude. Daí que as colisões entre as partículas neutras da exosfera aumentem favorecendo a difusão do plasma e do campo magnético com a altitude (Marov et al. 1997).

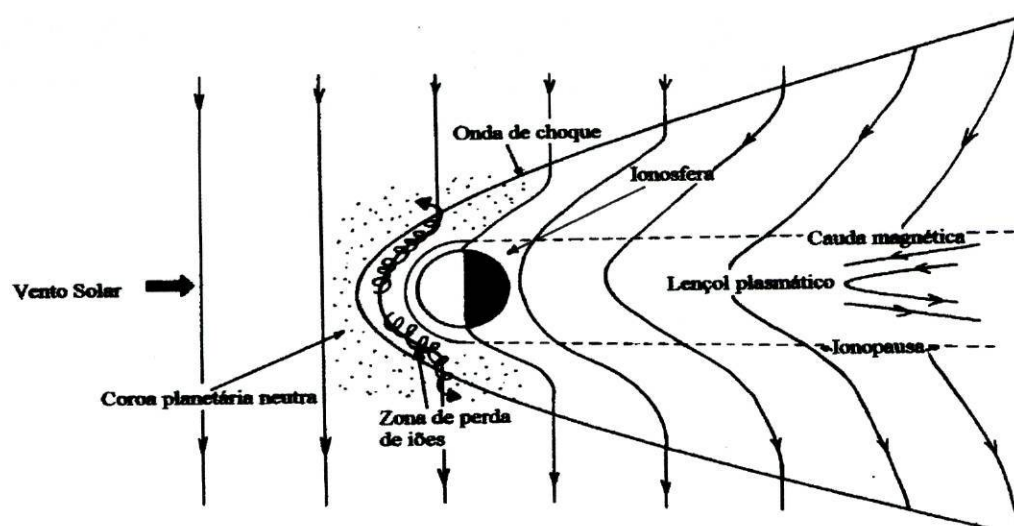


Fig.III.21- Representação da interacção do vento solar com a atmosfera superior de Vénus, um corpo não magnetizado (adaptado de Beatty et al. 1999).

Nos estudos da atmosfera de Vénus, as sondas *Venera 11* e *12* registaram ainda fenómenos electromagnéticos. A altitudes próximas dos 30 km os sensores apontaram para a existência de relâmpagos que ocorriam várias vezes por segundo, no lado escuro do planeta. Após várias hipóteses, há uma mais aceite e aponta para interacções entre o forte vento solar e as partículas da ionosfera (Frankel 1996, Grinspoon 1997).

2.3- Química da atmosfera de Vénus

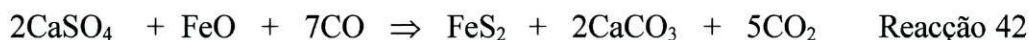
Vénus não possui hidrosfera como a Terra, o que proporciona, inevitavelmente, uma atmosfera diferente. No nosso planeta grande parte da água encontra-se no estado líquido e nela estão dissolvidos vários elementos, como os iões de enxofre, cloro e sódio. Estes, em Vénus fazem parte da atmosfera, juntamente com uma grande quantidade de dióxido de carbono.

A baixa atmosfera de Vénus inclui os primeiros 69 km de altitude, e pertence à camada chamada troposfera. Aqui, a fotoquímica não existe, uma vez que os raios ultravioleta são absorvidos pelas espessas nuvens, pelo dióxido de carbono e pelos aerossóis. As altíssimas temperaturas que se fazem sentir nesta região atmosférica, são responsáveis pela indução das reacções químicas.

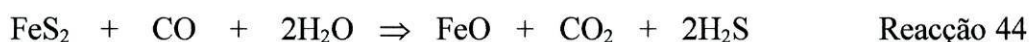
Na troposfera as espécies mais importantes, são o dióxido de carbono, o dióxido de enxofre, a água e o sulfureto de carbonilo. Os compostos como a água e o trióxido de enxofre, formaram-se na baixa atmosfera, a partir da dissociação do ácido sulfúrico, que chega constantemente da atmosfera média (Reacção 38). O monóxido de carbono é oxidado quer pelo trióxido de enxofre (Reacção 39), quer pelo ácido sulfúrico (Reacção 40). Estas reacções demonstram como há uma contínua circulação de elementos que condicionam uma atmosfera extremamente rica em dióxido de carbono.



Mais à superfície, a sonda Magalhães detectou a presença de pirite, cuja formação pode estar relacionada com a reacção do dióxido de enxofre com as rochas carbonatadas da superfície (Reacções 41 e 42).



Da reacção da pirite com o monóxido e dióxido de carbono resulta a formação de sulfureto de carbonilo (Reacção 43). Se, por outro lado, a pirite reagir com água e monóxido de carbono forma-se sulfureto de hidrogénio, dióxido de carbono e monóxido de ferro (Reacção 44). O aporte de átomos de enxofre resultantes da fotodissociação de polisulfuretos (S_x) na alta atmosfera, vai proporcionar reacções entre esses átomos e as moléculas de monóxido de carbono conduzindo à formação de mais sulfureto de carbonilo (Reacção 45).

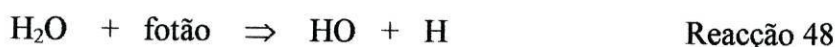


Está pois, bem patente, a presença de uma baixa atmosfera de condições químicas extremamente hostis para a vida, tal qual a conhecemos.

Na atmosfera de Vénus existem também moléculas de diazoto, que são pouco reactivas. No entanto, quando se encontram na alta atmosfera, essas ligações são quebradas pela acção da radiação solar e os átomos de azoto ficam mais reactivos (Reacção 46). Os átomos excitados de azoto, chegados à baixa atmosfera, reagem com o dióxido de carbono produzindo monóxido de carbono e monóxido de azoto (Reacção 47). Se o monóxido de azoto reagir com o radical peróxido²¹, liberta-se dióxido de azoto e o radical hidroxilo. Porém, se a água existente na alta atmosfera sofrer fotodissociação, vai constituir uma fonte de radicais hidroxilo, que podem ser transportados para a baixa atmosfera (Reacção 48). Ao

²¹ O radical peróxido resulta da reacção do hidrogénio com o oxigénio molecular (veja-se Reacções 6 e 7, Capítulo III).

reagir com o radical hidroxilo, o monóxido de carbono é oxidado (veja-se Reacção 5, Capítulo III).

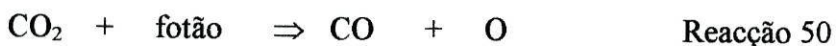
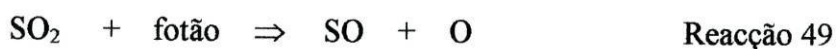


É então claro, que na baixa atmosfera todas as reacções ocorridas envolvem a formação e destruição do dióxido de carbono, numa espécie de ciclo que permite a manutenção das altas concentrações deste composto. Ao invés, as nuvens compostas de ácido sulfúrico contribuem para o progressivo empobrecimento do planeta em água, uma vez que, para a sua formação, é necessária a presença de moléculas de água.

A estratosfera e a mesosfera de Vénus, também designadas de atmosfera média, ocupam cerca de quatro dezenas de quilómetros em altitude. Estendem-se aproximadamente, dos 69 aos 100 ou até 160 km, sendo ainda designadas de atmosfera média. É nesta região situada acima da espessa camada de nuvens, que os seus principais compostos são produzidos.

As reacções que produzem o ácido sulfúrico são várias, envolvendo espécies como o dióxido de carbono, o dióxido de enxofre e a água.

O dióxido de enxofre é o composto de enxofre mais abundante na atmosfera média de Vénus e tal como o dióxido de carbono, sofre fotodissociação (Reacções 49 e 50). O restabelecimento destes dois compostos na atmosfera média é feito através de uma série de reacções que envolvem radicais livres.

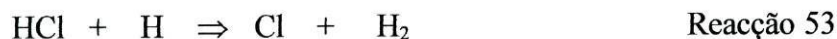


A reacção do dióxido de carbono com o dióxido de enxofre e a água produz o principal constituinte das nuvens de Vénus, o ácido sulfúrico (Reacção 51). Este ácido, por sua vez, será transportado para a troposfera, primeiro como aerosol na formação das nuvens, depois para entrar nas reacções que decorrem nessa região atmosférica. Acima dos 80 km de altitude o

monóxido de carbono e o oxigénio existem em maior abundância em parte devido à fotodissociação do dióxido de carbono (veja-se Reacção 50).



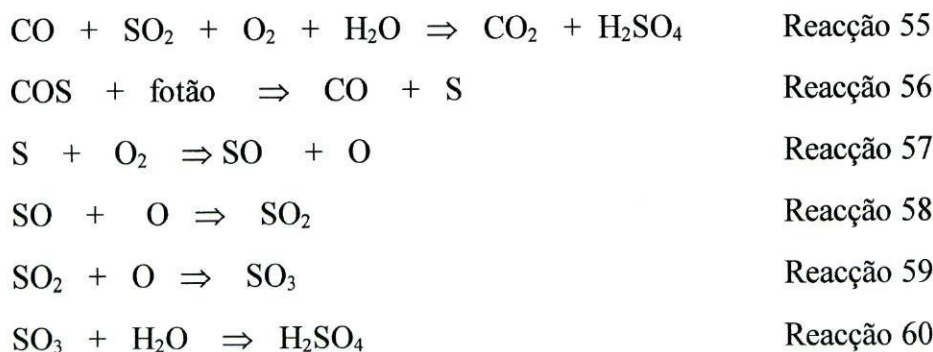
O cloro também desempenha um papel importante na química da baixa atmosfera de Vénus, ao reagir com o hidrogénio na produção de ácido clorídrico, composto destruído pelo hidrogénio na atmosfera média (Reacção 52 e 53). Uma vez que o hidrogénio é um composto leve, facilmente chega à termosfera onde é fotodissociado (Reacção 54), e os átomos de hidrogénio escapam-se à força gravítica do planeta. As fotodissociações provocam um constante empobrecimento do planeta em água, devido ao escape dos átomos de hidrogénio.



A partir dos 100 km de altitude, encontra-se a atmosfera superior de Vénus, estendendo-se para lá dos 300 km.

Nesta região a acção dos fotões solares sobre as espécies atmosféricas induz processos químicos de dissociação. É ainda frequente a oxidação simultânea do monóxido de carbono e do dióxido de enxofre em dióxido de carbono e em ácido sulfúrico (Reacção 55). O oxigénio responsável por esta oxidação resulta da fotodissociação do dióxido de carbono (veja-se Reacção 50).

O sulfureto de carbonilo produzido na atmosfera média sofre fotodissociação na atmosfera superior, resultando uma molécula de monóxido de carbono e um átomo excitado de enxofre que pode ser oxidado (Reacções 56 e 57). Após sucessivos processos de oxidação forma-se o trióxido de enxofre (Reacção 58 e 59) que ao reagir com a água origina o ácido sulfúrico (Reacção 60). Na alta atmosfera o monóxido e o dióxido de enxofre são facilmente fotodissociados o que proporciona a formação, por exemplo de polisulfuretos que absorvem a radiação ultravioleta na alta atmosfera.



Quando a abundância de oxigénio é relativamente elevada, formam-se óxidos de enxofre até ao aparecimento de ácido sulfúrico. Se a abundância de oxigénio é baixa surgem os polisulfuretos.

A tão grandes altitudes os átomos e as moléculas de oxigénio atómico, oxigénio molecular, dióxido de carbono e óxido de azoto presentes, são termalizados e ionizados pelos fotões solares e a partir dos 120 km passam a fazer parte da ionosfera planetária (Grinspoon 1997, Marov 1997, Yuk e DeMore 1998, URL1).

2.4- Circulação da atmosfera de Vénus

No nosso planeta a circulação atmosférica desloca as nuvens troposféricas e permite a distribuição das temperaturas à superfície. Na atmosfera de Vénus, a troposfera alonga-se até cerca dos 69 km de altitude. As densas nuvens deste planeta estão situadas entre os 48 e os 69 km de altitude e podem ser divididas em três camadas, de acordo com a sua densidade e massa. Assim, as nuvens mais densas e opacas situam-se entre os 48 e 51 km, a camada média, entre os 51 e 56 km, com nuvens densas e opacas à radiação solar. Dos 56 aos 69 km de altitude as nuvens já são menos densas. Foram ainda registados nevoeiros acima dos 69 km e abaixo dos 48 km numa espessura que ronda os 20 km (Kaufmann e Freedman 1998).

Ao longo dos primeiros 32 km a partir da superfície, a atmosfera apresenta-se límpida, no entanto, e devido à sua grande densidade e temperatura, ocorre um efeito do tipo miragem, com difusão da radiação solar.

Tal como na Terra, a atmosfera de Vénus movimenta-se, transferindo o calor ao longo do planeta. Porém, as temperaturas superficiais até cerca dos 69 km de altitude não sofrem grandes variações. A maior parte da energia solar é absorvida aos 50 km de altitude pelas densas nuvens, daí que o planeta não apresente variações de temperatura do equador para os

pólos. Além disso, o eixo axial de Vénus é pouco inclinado ($3,4^\circ$), o que impede a existência de estações. A lenta rotação aliada à translação proporcionam um dia com a duração de 116 dias terrestres, o que faz com que a circulação atmosférica em Vénus seja muito mais simples do que na Terra.

Com efeito, os pólos recebem menos radiação solar e o equador mais. O ar quente da região equatorial é menos denso, por isso eleva-se e desloca-se para os pólos, sendo esta movimentação geral da atmosfera de Vénus feita por apenas duas grandes células de Hadley (Fig.III.22) (Frankel 1996, Grinspoon 1997).

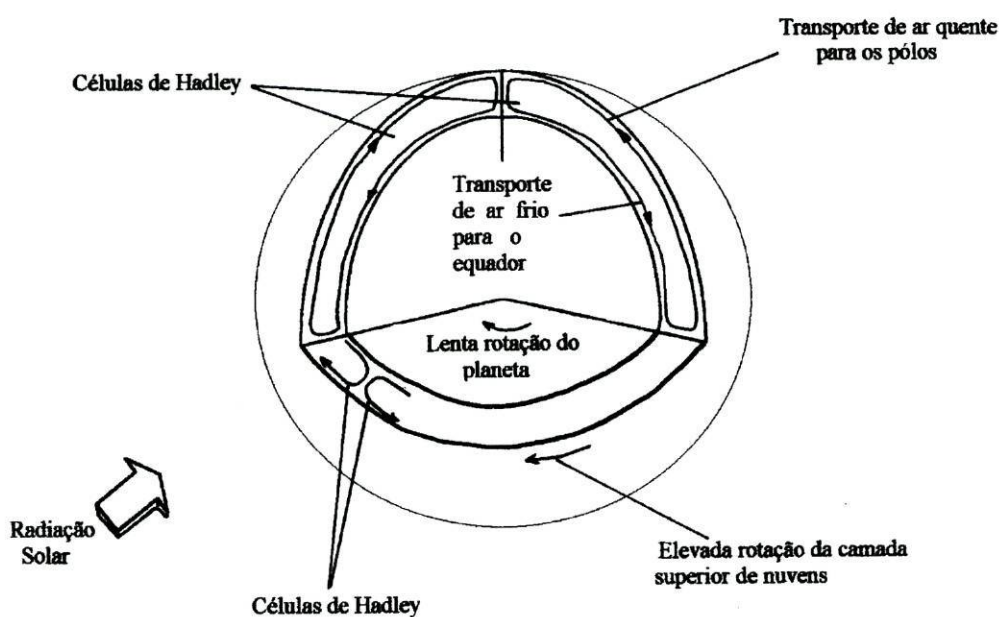


Fig.III.22- Representação esquemática da movimentação das massas atmosféricas em Vénus (adaptado de Beatty et al. 1999).

As forças de maré exercidas pelo Sol na superfície de Vénus, induzem a rotação planetária, e um aquecimento lento. A ausência de campo magnético, aliado a estes factores provoca ventos superficiais muito baixos. Além do mais, a própria fricção da densa atmosfera com a superfície do planeta não permite a formação de correntes atmosféricas com velocidade superior a 1 m/s, ocorrendo pouca erosão e estruturas eólicas. As grandes células entre os pólos e o equador impedem qualquer variação de temperatura superficial, donde se conclui que as temperaturas ao longo de toda a superfície planetária sejam idênticas.

No registo das imagens obtidas pela sonda *Pioneer Venus*, as nuvens das camadas superiores movem-se no mesmo sentido da rotação retrógrada de Vénus e a velocidades na ordem dos 100 m/s (Fig.III.23) (Encrenaz e Bibring 1985, Morrison 1993).

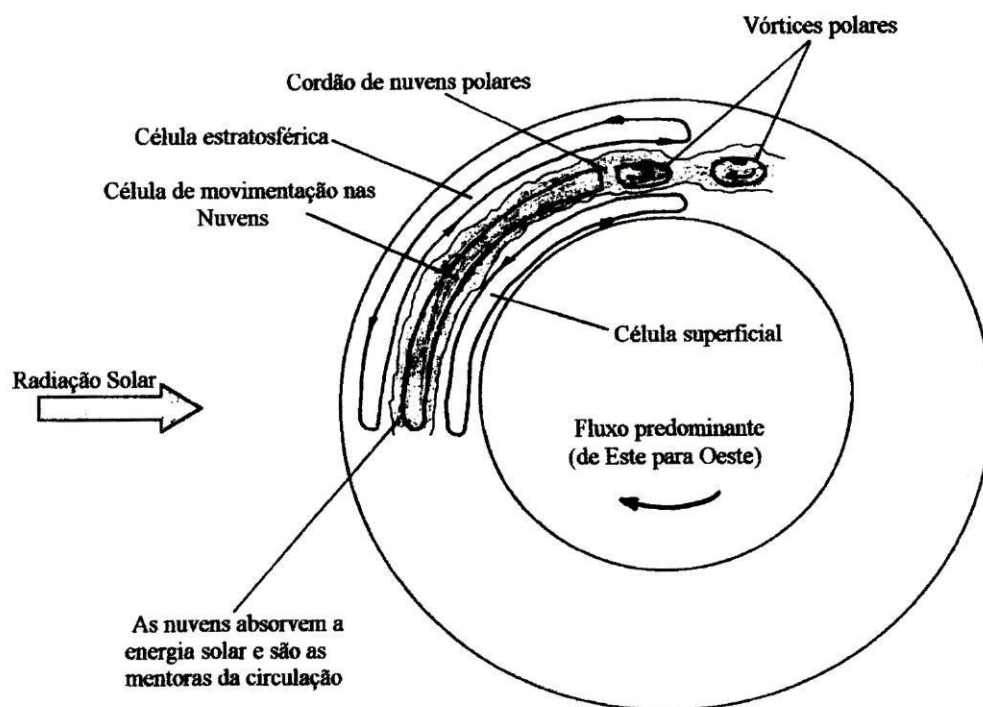


Fig.III.23- A circulação da atmosfera de Vénus (adaptado de Kaufmann e Freedman 1998).

2.5- Evolução da atmosfera de Vénus

Os planetas interiores tiveram origens semelhantes e com eles a formação das suas atmosferas primitivas. No entanto, a Terra e Vénus apresentam hoje atmosferas que implicam caminhos evolutivos divergentes. Vénus é desprovido de água, enquanto que a Terra a tem em abundância e em vários estados físicos, para além de ser rica em oxigénio, fruto da actividade biológica.

Há 4,6 biliões de anos atrás, Vénus era detentor de uma atmosfera primitiva, já rica em dióxido de carbono e mais densa do que a da Terra. O aporte de água à superfície era feito quer por fenómenos vulcânicos e de desidratação de minerais, quer pelo impacto de cometas (Beatty et al. 1999, URL9).

Em virtude da radiação solar ter sido menor no passado, a água na superfície de Vénus condensou-se em oceanos que podem ter atingido uma profundidade global de 3

m (Beatty et al. 1999). A interação destes com a atmosfera, rica em dióxido de carbono, facilitou as reacções responsáveis pela formação de minerais carbonatados. Deste facto, resultou um progressivo decréscimo na concentração de dióxido de carbono atmosférico. Porém, o aumento da intensidade da radiação solar, conduziu à subida das temperaturas superficiais que terão atingido valores superiores aos 100°C.

Ao fim de alguns milhões de anos, toda a água foi evaporada e passou a fazer parte da atmosfera condensada em nuvens. O dióxido de carbono foi libertado das rochas carbonatadas e, sendo um gás de efeito de estufa, tal como a água, a superfície planetária aqueceu. As densas nuvens proporcionaram a progressiva estabilização das temperaturas, até ao valor actual dos cerca de 480°C.

De notar que, o vapor de água atmosférico ao ser fotodissociado, empobreceu a atmosfera num dos seus constituintes mais leves, o hidrogénio. Uma vez que o seu isótopo, o deutério, é duas vezes mais pesado, não se escapa facilmente, aumentando a sua percentagem, comparativamente ao hidrogénio. Os valores da relação D/H, são bem mais elevados do que os encontrados na atmosfera terrestre, revelando que Vénus poderá ter tido água. O oxigénio, resultante da fotodissociação do vapor de água atmosférico, combinava-se facilmente com outros compostos das rochas e da atmosfera de Vénus (veja-se Capítulo III, 2.3) (Bullock e Grinspoon 1999, Glover et al. 2000, URL1).

Para que as concentrações de dióxido de enxofre e dióxido de carbono se mantivessem até aos nossos dias, o vulcanismo deve ter ocupado um lugar importante, pelo menos durante os últimos 30 milhões de anos. É por isso que as espessas nuvens estão presentes, não se sabendo ao certo se ainda há actividade vulcânica (Fig.III.24). No entanto, o vulcanismo em Vénus deverá seguir diferentes padrões dos vulcões terrestres, devido às enormes pressões que existem na sua atmosfera.

Embora não restem grandes dúvidas de que Vénus já teve fenómenos vulcânicos, a interrogação sobre a existência de placas tectónicas subsiste. Tendo como exemplo a Terra, a tectónica de placas é, para além da biosfera, um regulador da concentração de dióxido de carbono atmosférico.

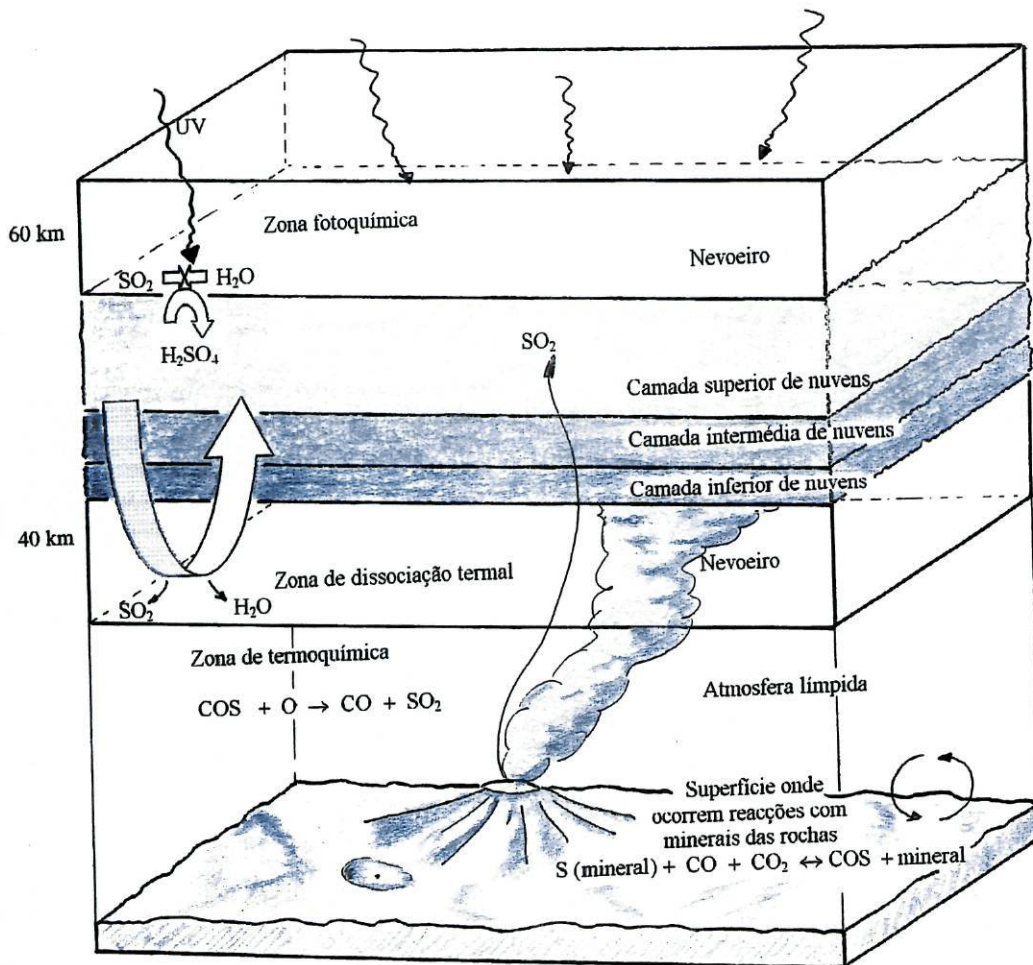


Fig.III.24- Atmosfera de Vénus (adaptado de Bullock e Grinspoon 1999).

Em Vénus não há evidências geológicas que permitam chegar a conclusões concretas sobre o funcionamento interno do planeta. Porém, as estruturas tectónicas em Vénus, sugerem uma reciclagem vertical dos materiais crustais, com ascensões magmáticas e descidas mantélicas que resultam em estruturas compressivas (ver Anexo IV) (Fig.III.25) (Kargel 1997, Beatty et al. 1999).

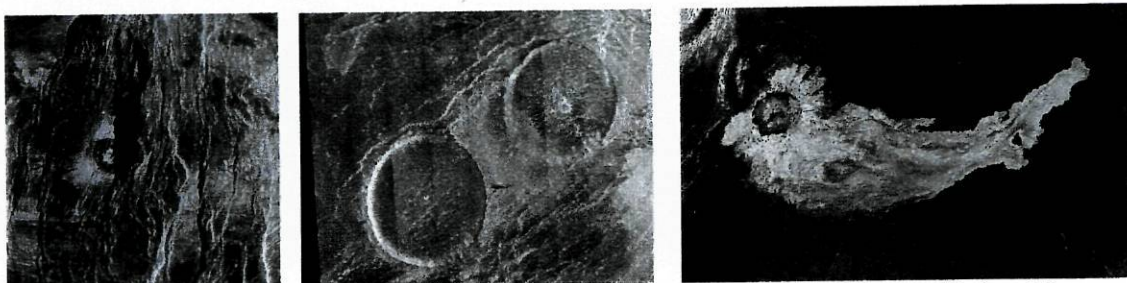


Fig.III.25- Estruturas tectónicas na superfície de Vénus (in URL13). Da esquerda para a direita: falha a cortar uma cratera de impacto; estrutura vulcânica denominada *dome*; vulcão com fluxo de lava.

Deste modo, o dióxido de carbono atmosférico não segue os mesmos parâmetros da Terra (Fig.III.26).

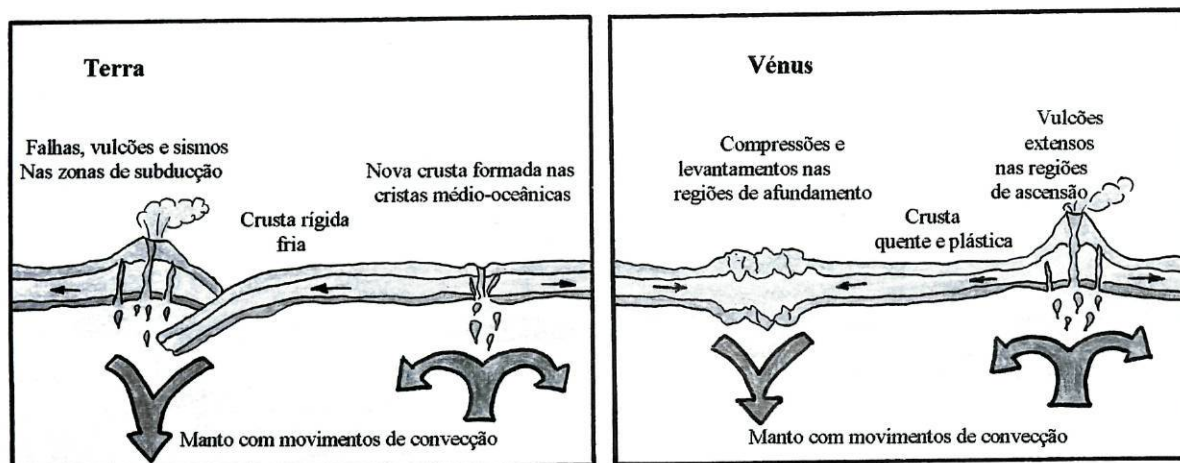


Fig.III.26- Figura que contrasta a Tectônica de placas na Terra e o processo de convecção mantélica com subidas e descidas crustais em Vênus (Beatty et al. 1999).

Supõe-se que as superfícies de Vênus e da Terra sejam relativamente recentes devido à existência de pequena quantidade de crateras de impacto, o que revela erosão e um ressuperficiamento por actividade geológica recente que as terá apagado.

Os mecanismos geológicos relacionam-se com a atmosfera e esta é o reflexo da actividade de um planeta. Na presença de tão grande efeito de estufa, a atmosfera de Vênus pode ter tido maior presença de água, o que influenciou, para além da actividade interna do planeta e da maior proximidade ao Sol, a sua evolução até ao presente estado (Uchupi e Emery 1993, Beatty et al. 1999, URL7, URL13).

3- ATMOSFERA DE MARTE

Marte é conhecido por "*planeta vermelho*". É o último dos planetas interiores e está a uma distância do Sol de 227,94 milhões de km (1,524 UA), recebendo, por isso, menos radiação solar. A cor avermelhada da sua superfície deve-se a um estado oxidado dos minerais das rochas que a compõem. No século XVII, chegaram a construir-se mapas da superfície, com uma complexa rede de canais, supostamente elaborados por seres vivos dotados de inteligência. As observações do planeta, que permitiram tais conclusões, foram feitas através

de telescópios com baixa resolução. Os arrojados mapas de Marte só recolheram aos arquivos quando se iniciaram as explorações espaciais (Jaroff 1996, Szelechowski 2000).

Os astrónomos confirmaram em 1964 que Marte não possuía vida inteligente. Isso aconteceu quando a sonda *Mariner 4* analisou a atmosfera do planeta e fotografou a sua superfície. Outros dados foram obtidos com o envio das sondas *Mariner 6* e *Mariner 9*, em 1969 e 1971, respectivamente. Estas revelaram a presença de grandes elevações, principalmente no hemisfério Sul e vastas planícies no hemisfério Norte. Mas só em 1976, quando as sondas *Viking 1* e *2* pousaram na superfície, é que se pôde estudar com mais pormenor o solo marciano. Aí foi testada a possibilidade da existência de formas de vida e determinada a composição atmosférica. As missões *Viking* ainda fotografaram durante vários anos a superfície, enviando 1400 imagens do planeta (a *Viking 2*, até 1980 e a *Viking 1* até 1982). Uma outra sonda importante para o estudo da atmosfera e clima de Marte foi a *Mars Observer*, lançada em 1993. Três anos mais tarde, em 1996, foi enviada mais uma sonda, a *Mars Global Surveyor*, com o intuito de estudar a composição e a estrutura atmosféricas. A chegada da sonda ao planeta só ocorreu dez meses mais tarde, procedendo ao estudo das primaveras do pólo Sul, e do pólo Norte.

Pathfinder foi a missão mais ousada e espectacular, pousando em Marte no ano de 1997. Esta sonda transportava um veículo de seis rodas, o *Sojourner* (Fig.III.27) que ao circular pela superfície procedeu à análise do solo e das rochas. No local analisado, as rochas assemelhavam-se aos basaltos que constituem os fundos oceânicos da Terra (Morrison 1993, Petersen 1997, Parker 1998, Rafal e Lopez 2000).

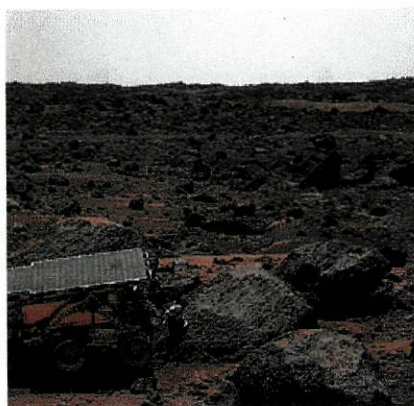


Fig.III.27- Imagem da superfície de Marte onde é visível o veículo *Sojourner*, da missão *Pathfinder* (in, URL12).

Para além dos estudos efectuados a partir da Terra, as investigações espaciais do planeta permitiram a obtenção de uma série de dados que possibilitam a sua caracterização. Trata-se de um planeta cuja inclinação axial (25,2°) ligeiramente superior à da Terra (23,5°) lhe permite a existência de estações do ano. Porém, a excentricidade da sua órbita proporciona diferenças sazonais que não se verificam no nosso planeta. Com um diâmetro de 6786 km, quase metade do da Terra, e, com uma massa inferior (11% da massa da Terra), apresenta um menor campo gravítico, para além de quase não ter campo magnético mensurável. Estes dados podem ser responsáveis por uma atmosfera rarefeita, correspondendo a cerca de 1% da atmosfera terrestre.

Ao estabelecer uma comparação com os outros dois planetas interiores, a composição atmosférica de Marte aproxima-se da de Vénus, uma vez que o seu principal constituinte é o dióxido de carbono, seguido de azoto molecular (Tabela III).

Com uma atmosfera rarefeita, as temperaturas da superfície de Marte são relativamente baixas (valor médio -63°C), variando entre 20°C e -140°C, temperatura à qual o dióxido de carbono pode solidificar na forma de gelos que se acumulam nas regiões polares (Kaufmann e Freedman 1998, URL3, URL15).

Tabela III- Composição das atmosferas de Marte, Terra e Vénus (em percentagem) (adaptado de Beatty et al. 1999).

<i>Planeta</i>	<i>Molécula</i>	<i>Percentagem (%)</i>
<i>Vénus</i>	CO ₂	96
	N ₂	3,5
	H ₂ O	0,1
<i>Terra</i>	N ₂	77
	O ₂	21
	H ₂ O	1
	CO ₂	0,35
<i>Marte</i>	CO ₂	95
	N ₂	2,7
	H ₂ O	0,06

3.1- Estrutura da atmosfera e ionosfera de Marte

Apesar da atmosfera de Marte se estender para lá dos 135 km de altitude, não há variações de temperatura tão grandes como na Terra ou até mesmo como em Vénus (Fig.III.28).

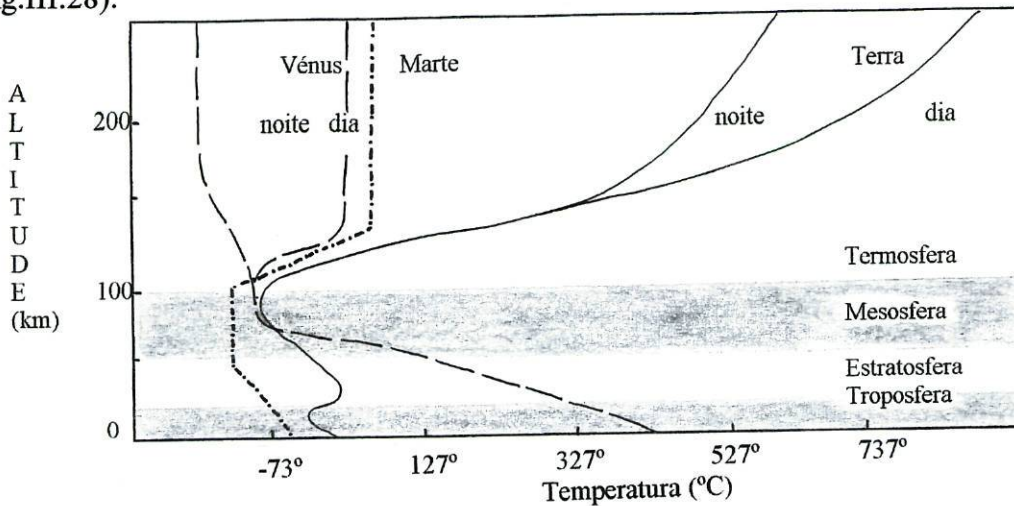


Fig.III.28- Perfil da variação térmica nas atmosferas de Marte, Terra e Vénus (adaptado de Beatty et al. 1999).

É por isso que não se estabelece uma estratificação atmosférica tão marcada como nos outros planetas interiores. Até aos 50 km de altitude, considera-se a *baixa atmosfera*, acima da qual se situa a *atmosfera média* (até cerca de 100 km) e a *alta atmosfera* que pode chegar a atingir os 300 km (URL5). Nas altitudes de 200 e 250 km domina a fotoquímica, com consequente dissociação do dióxido de carbono em oxigénio e monóxido de carbono. Para além destas altitudes, o hélio e o hidrogénio atómicos são os elementos principais da atmosfera, tal como sucede na Terra e em Vénus.

A quase ausência de campo magnético faz com que o vento solar interaja, directamente, com a alta atmosfera na formação da ionosfera planetária. Esta surge acima dos 135 km de altitude e é constituída, essencialmente, pelo ião oxigénio, apresentando uma interacção em tudo semelhante à existente em Vénus. A onda de choque forma-se a uma altitude média de 1500 km e há evidências que sugerem a perda de iões de oxigénio, no lado oposto ao do sol (Marov 1997, Yuk e DeMore 1998, Beatty et al. 1999).

3.2- Fotoquímica da atmosfera de Marte

Numa atmosfera como a de Marte, rarefeita e com pouca pressão, a acção dos fotões solares nas espécies químicas atmosféricas é predominante.

Sendo o dióxido de carbono a espécie mais abundante na atmosfera de Marte, a sua dissociação produz monóxido de carbono e oxigénio. Esta reacção é rapidamente revertida, o que conduz a uma grande estabilidade do gás.

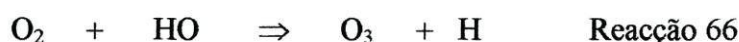
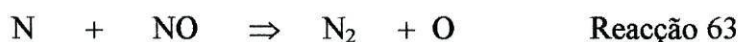
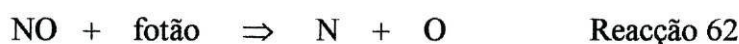
Por outro lado, o monóxido de carbono é oxidado ao reagir com os radicais hidroxilo resultantes da fotodissociação da água. Embora a atmosfera de Marte tenha uma pequena percentagem de água, esta pode desempenhar um papel importante na produção de radicais hidroxilo.

O monóxido de carbono para além de ser oxidado pelo radical hidroxilo, também pode ser convertido em dióxido de carbono pelo monóxido de azoto, proveniente da fotodissociação do diazoto (veja-se Reacção 46 e Reacção 61).



Na alta atmosfera, o monóxido de azoto pode ser fotodissociado (Reacção 62), onde o átomo resultante de azoto, reagindo com uma molécula de monóxido de azoto produz novamente diazoto (Reacção 63). Se não ocorrer a Reacção 63, o azoto vai para a baixa atmosfera, onde é progressivamente oxidado (veja-se Reacção 7, Capítulo III e Reacções 64 e 65).

O ozono existente na atmosfera de Marte, provém, na sua maioria da reacção ocorrida entre uma molécula de oxigénio e um átomo excitado de oxigénio (veja-se Reacção 2, Capítulo III). Apesar disso, este também pode surgir da reacção entre o oxigénio e o radical hidroxilo (Reacção 66). Muito do hidrogénio que existe na atmosfera de Marte, provém da água. O seu desaparecimento ocorre na baixa atmosfera ao reagir com o oxigénio ou com o radical hidroxilo (Reacções 67 e 68).





Ao elevar-se para a alta atmosfera, a molécula de hidrogénio é decomposta em átomos e estes, na ionosfera, podem difundir-se para a base da coroa planetária (exobase a 200 km) e escapar-se do planeta. O hidrogénio resulta da decomposição da água e a sua perda torna a atmosfera mais rica em oxigénio. Porém, se não houvesse igualmente perda de oxigénio, a concentração de água seria muito superior à que realmente existe.

Embora os átomos de oxigénio sejam mais pesados que os de hidrogénio, estes podem escapar-se do planeta quando se encontram na coroa planetária. Neste local da atmosfera de Marte, os átomos de oxigénio sofrem a incidência do vento solar sendo então, retirados da atmosfera. Marte está, pois, a perder constantemente água e provavelmente, a maior quantidade deste composto permanece nos pólos ou no subsolo permanentemente gelado (ou permafrost) (Yuk e DeMore 1998, URL16).

3.3- Dinâmica da atmosfera de Marte

As várias investigações efectuadas sobre Marte permitiram chegar à conclusão de que este é um planeta com estações do ano, onde ocorrem tempestades de poeira que podem aumentar o obscurecimento atmosférico, bem como formar ténues nuvens de composição variada. Estas encontram-se a altitudes próximas dos 15 km e deslocam-se a uma velocidade média de 25 km/h. Acima deste patamar, as deslocações das massas gasosas processam-se a velocidades de 9 m/s (Fig.III.29) (Uchupi e Emery 1993, Beatty et al. 1999).



Fig.III.29- Imagem das ténues nuvens da atmosfera de Marte (in, URL17).

Na atmosfera de Marte, considera-se que existem três tipos de nuvens de composição bem diferente das existentes na Terra. Estas fazem com que a pressão atmosférica e a temperatura à superfície variem com frequência.

Algumas delas são constituídas por poeiras finas e contribuem para a opacidade da superfície de Marte, além de lhe conferirem uma tonalidade amarelada. A ausência de um oceano faz com que a interação superfície/atmosfera proporcione o surgimento de ventos fortes responsáveis por estas tempestades de poeiras. Uma vez em suspensão e devido à ausência de pluviosidade, as poeiras podem atingir os 30 km de altitude, podendo permanecer na atmosfera por várias semanas (Sheehan 1996). Essas nuvens são responsáveis pelo aumento da temperatura na atmosfera ao absorverem a radiação solar. Como há menos radiação solar a chegar à superfície, a sua temperatura diminui. A circulação atmosférica, bastante semelhante à da Terra vai provocar fortes movimentações das massas gasosas nas células de Hadley que redistribuem o calor e transportam as poeiras para altitudes superiores. Desta dinâmica resulta uma uniformização das temperaturas ao longo de toda a atmosfera, deixando de se verificar a tendência para a convecção entre os gases mais quentes e mais frios. O abrandamento das deslocamentos das massas atmosféricas faz com que as poeiras baixem novamente para a superfície. Os ventos responsáveis por estas tempestades de poeira atingem velocidades da ordem dos 30 a 60 m/s, consideradas na Terra, como valores elevados.

Outras nuvens são constituídas por água. A baixa percentagem de água na atmosfera de Marte faz com que este tipo de nuvens não seja muito frequente. Porém, essa água, vai funcionar como um centro de condensação do terceiro tipo de nuvens, que se forma quando a temperatura atmosférica atinge -125°C . Com temperaturas tão baixas, as partículas de água associadas com as poeiras em suspensão, funcionam como centros de condensação do dióxido de carbono. Deste modo, o composto é removido da atmosfera fazendo baixar a pressão e a temperatura. É por este processo que se formam, no inverno, partículas de dióxido de carbono gelado nas regiões polares (McSween 1995, Petersen 1997, Beatty et al. 1999).

À semelhança do que acontece na Terra, as estações do ano em Marte são causadas pela inclinação do eixo axial do planeta. Devido à maior inclinação axial em Marte os invernos e os verões são diferentes em cada um dos hemisférios. Isto faz com que no hemisfério Sul os invernos sejam mais longos e os verões mais curtos do que no polo oposto. Esta diferença é ainda mais acentuada devido ao facto da órbita de Marte em torno do Sol ser bastante elíptica,

o que implica que o verão do hemisfério Norte seja de intensidade solar menor porque o planeta está mais afastado do Sol.

Quando num dos hemisférios é inverno, as temperaturas baixam o suficiente para a formação de capas polares compostas por dióxido de carbono. A chegada da primavera a esse hemisfério vai implicar a rápida passagem do gelo ao estado de vapor com consequente aumento da pressão atmosférica. No outro hemisfério inicia-se o inverno, com a formação de dióxido de carbono gelado e descida da pressão atmosférica (Fig.III.30).

A variação da pressão atmosférica está relacionada com a distribuição periódica das capas polares de Inverno, de um hemisfério para o outro, induzido pelas células de Hadley. Estas, em Marte, são influenciadas pelas forças de maré que se fazem sentir no planeta e são diferentes das que ocorrem nos modelos de circulação atmosférica terrestre. Isto deve-se essencialmente à topografia de Marte, que provoca a formação de células de Hadley longitudinalmente assimétricas.

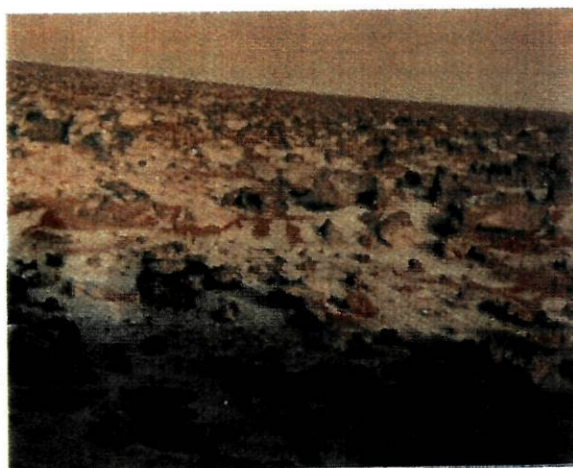


Fig.III.30- Inverno no hemisfério Norte de Marte. É visível a fina camada de dióxido de carbono condensado (in, Kaufmann e Freedman 1998).

No que respeita à dinâmica da estação do verão, esta pode considerar-se muito particular. Apesar de nesta estação o hemisfério Norte receber menos radiação solar, as temperaturas são superiores às verificadas na região Sul. Sucede que, durante o verão do hemisfério Sul, o Sol aquece a região polar que ainda mantém a capa gelada. A subida de temperatura provoca o aumento da pressão atmosférica causado pela subida da concentração de dióxido de carbono atmosférico proveniente das calotes polares. Aliado às diferenças de temperaturas, iniciam-se as deslocação das massas atmosféricas sob a forma de ventos que

levantam as poeiras e provocam as tempestades atrás descritas. Uma atmosfera nestas condições, impede que a luz solar penetre até à superfície, conduzindo a que uma parte da capa polar Sul permaneça, mesmo durante o verão. O conjunto de todos estes fenómenos dá origem a verões mais frios, em comparação com os do hemisfério Norte. Quando neste hemisfério se inicia a estação fria, ocorre a deposição das capas polares. Estas, apresentam uma tonalidade mais escura relativamente às capas polares do hemisfério Sul, uma vez que na altura da sua formação, pairavam poeiras pela atmosfera. De notar ainda a presença de dunas e de outras estruturas resultantes da acção eólica próximo das calotes polares.

No entanto, as diferenças térmicas entre as capas polares do Norte e as temperaturas médias do ar não provocam as tempestades de poeira como sucede no Sul. Assim, as capas polares do Norte, compostas não só de dióxido de carbono como de água, desaparecem totalmente no verão, ao contrário das capas polares do Sul, essencialmente compostas de dióxido de carbono que, durante o verão, só perdem uma pequena parte (Fig.III.31) (Sheehan 1996, Kaufmann e Freedman 1998, URL4, URL5).



Fig.III.31- Capa polar do Norte (in, URL17).

3.4- Evolução da atmosfera de Marte

A relação Deutério/Hidrogénio, fornece-nos dados que permitem deduzir, aproximadamente, a quantidade de água que já esteve presente num planeta. A radiação solar ao dissociar a água, leva à formação de oxigénio e hidrogénio. Os valores da relação D/H são superiores aos encontrados na Terra, indicando que Marte já possuiu quantidades razoáveis de água.

Apesar de Marte se ter formado a partir da accreção de planetesimais, os processos de desgaseificação poderão ter-se iniciado mais cedo do que nos outros planetas. Porém, há cerca de 4,6 biliões de anos, Marte foi detentor de um campo magnético, comparável ao da Terra, que impediu o escape de toda a atmosfera primitiva (de composição semelhante à da Terra). O

desaparecimento desse campo magnético poderá ter sido um dos responsáveis pela progressiva perda da atmosfera (Kaufmann e Freedman 1998, Glover et al. 2000, URL3).

No planeta recém formado, os fenômenos vulcânicos introduziram na atmosfera grande quantidade de gases de efeito de estufa, tais como o dióxido de carbono e a água. Estes, aliados ao crescente aumento da radiação solar, provocaram um aumento das temperaturas médias uma vez que sendo maior a energia solar recebida, maior era a radiação infravermelha emitida pela superfície e conseqüentemente absorvida pelos referidos gases de estufa. Com efeito, estes factores provavelmente permitiram a presença de água líquida na superfície de Marte. Há estruturas superficiais que sugerem a presença de cursos de água em Marte.

Há cerca de 3,5 bilhões de anos, o estado do planeta permitiu a formação de rochas carbonatadas, resultantes da interação de uma atmosfera rica em dióxido de carbono com a água no estado líquido. Porém, o progressivo empobrecimento da atmosfera neste composto, levou a que as temperaturas atmosféricas baixassem novamente, e que o clima relativamente quente e húmido, evoluísse para um clima mais frio e seco (Fig.III.32).

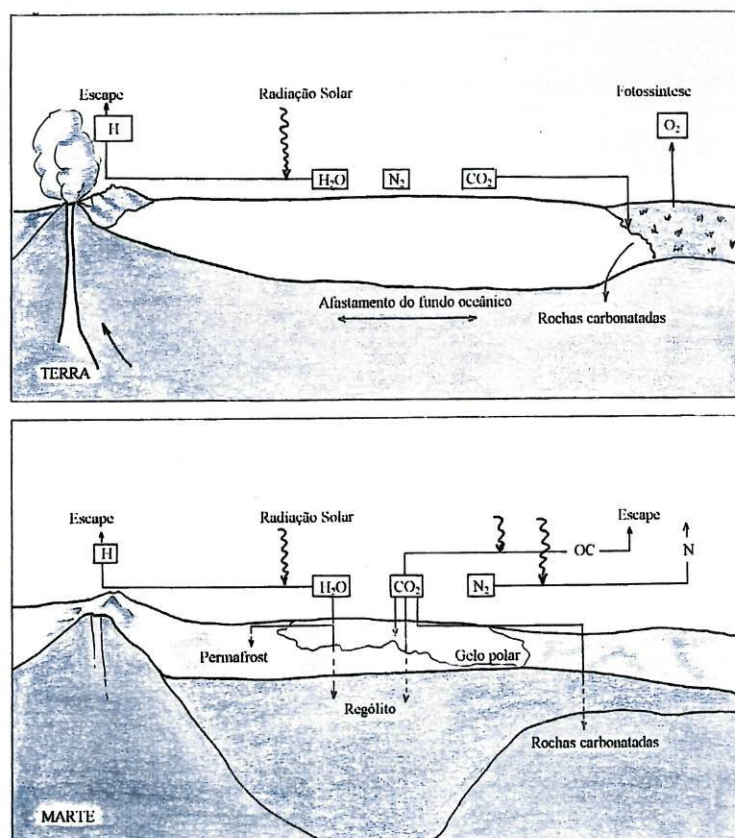


Fig.III.32- Comparação da atmosfera de Marte e da Terra (adaptado de Kaufmann e Freedman 1998).

A atmosfera primordial de Marte foi desaparecendo devido a vários factores. Por um lado, a ausência de placas tectónicas, responsáveis pela reciclagem do dióxido de carbono (veja-se Capítulo III 1.) conduziu a uma diminuição deste gás na atmosfera com consequente descida da temperatura.

Por outro lado, durante os processos colisionais, os impactos foram tão violento que podem ter conduzido à perda de cerca de 50 a 80% da atmosfera primitiva. Um terceiro factor que está relacionado com a interacção da atmosfera superior de Marte com o vento solar. Com efeito, as moléculas de azoto, água e dióxido de carbono da atmosfera superior ao sofrerem a acção da radiação ultravioleta, fotodissociaram-se em átomos de hidrogénio, oxigénio, carbono e azoto libertando-se os mais leves da acção gravítica do planeta. Apesar dos átomos de oxigénio terem permanecido na atmosfera, vieram a combinar-se com minerais da superfície ricos em ferro, levando-os a um estado oxidado, responsável pela coloração avermelhada da superfície do planeta.

Estes três processos de perda de densidade conduziram ao estado actual da atmosfera de Marte e tiveram grande influência no seu clima. As mudanças climáticas periódicas que ocorreram em Marte, ficaram bem vincadas na morfologia superficial do planeta. Este aspecto está intimamente relacionado com a variação da inclinação do eixo axial do planeta, devido não só à força gravítica de Júpiter, mas também às duas luas de Marte de pequenas dimensões que não são capazes de manter o eixo estável. Com efeito, as referidas tendências alteram significativamente o clima de Marte e, com isto, a atmosfera também. Um aumento nas temperaturas, permitiu a libertação de elementos gasosos não só das capas polares, como também do subsolo permanentemente gelado. Consequentemente, a densidade atmosférica aumentou, criando um efeito de estufa superior e, ao elevar-se a temperatura, criaram-se condições para a presença de água líquida na superfície. Num meio tipicamente aquoso, as rochas carbonatadas formaram-se, diminuindo de novo a densidade atmosférica, conduzindo a um novo arrefecimento.

As oscilações quase periódicas do clima em Marte são visíveis nos depósitos de gelo e de poeiras na sua superfície. As estruturas reveladoras das deslocações de água e poeiras ao longo de Marte, implicam que muito material foi removido das regiões polares recentemente. A análise da possível evolução da atmosfera de Marte, revela semelhanças com a Terra. Porém, o facto de Marte ser o planeta telúrico mais distante do Sol, com menos massa e

reduzido campo gravítico não permitiu a manutenção de um efeito de estufa suficiente para que a água líquida se mantivesse até aos nossos dias (Goldman 1997, Beatty et al. 1999, Hénarejos 1999, Lopez 2000).

CAPÍTULO IV- ORGANIZAÇÃO DE UM WORKSHOP

O Professor é um profissional que actualiza constantemente o seu conhecimento científico. Reflecte sobre a sua forma de ensinar e evita a rotina na prática docente.

O presente trabalho tem como finalidade a Formação Contínua de Professores, no âmbito da Geologia do Sistema Solar. O aprofundamento científico, como um elemento estruturador das actividades propostas na sala de aula, é indispensável a uma melhor valorização, para se alcançar uma melhoria significativa da qualidade de ensino. Neste sentido procedeu-se, no âmbito deste trabalho, à estruturação de um workshop com vista a fornecer aos professores das áreas de Ciências Naturais (Grupo 11ºB) material científico e didáctico, que fundamente a sua prática pedagógica. Com efeito, no 7º ano do Ensino Básico são leccionados os conteúdos da constituição do Sistema Solar. No 10º ano do Ensino Secundário os conteúdos são mais abrangentes indo mesmo ao pormenor das teorias da formação do Universo, da constituição do Sistema Solar, da formação da Lua, da classificação dos asteróides e meteoritos e da comparação das atmosferas planetárias. Os docentes licenciados em Biologia e/ou Geologia são os principais interessados, uma vez que, em termos gerais, o *curriculum* universitário não abordou estes assuntos com a devida e necessária profundidade.

Tendo em conta que aquilo que o professor sabe, influencia a conduta dentro da sala de aula, uma formação deficiente num determinado tema vai condicionar as estratégias adoptadas. O que se verifica, muitas vezes, é a utilização quase mecânica do manual escolar, numa tentativa de evitar intervenções dos alunos, que se poderiam revelar um pouco constrangedoras. Torna-se, então, necessária uma formação mais sólida dentro destas áreas do saber, permitindo ao professor, enquanto comunicador, seleccionar criativamente partes do conhecimento científico e combiná-las com métodos de comunicação didáctica. O resultado final será um alargamento dos horizontes intelectuais dos alunos.

Tomando em consideração que um workshop é uma “loja de trabalho”, a sua apresentação consta de duas partes cujos objectivos são aumentar o conhecimento científico dos participantes e fornecer materiais de trabalho. Sendo assim, a primeira parte terá um carácter teórico focando os principais aspectos do Sistema Solar, tema incluído nos conteúdos programáticos das disciplinas de Ciências Naturais do 7º ano, e de Ciências da Terra e da Vida do 10º ano de escolaridade. A segunda parte será desenvolvida no sentido da aplicação prática dos conceitos teóricos abordados na primeira parte e constará de um conjunto de

exercícios que servirão de base para uma reflexão sobre os factos e consequente cimentação dos conceitos teóricos.

Apesar do público alvo deste workshop ser constituído por professores habituados ao estudo, à pesquisa e à reflexão, não será desprezada a representação iconográfica. A utilização da imagem na transmissão de uma determinada ideia, chama mais a atenção e facilita a compreensão. Ao longo da apresentação do workshop, serão visualizadas diversas imagens de diapositivos e/ou de esquemas em transparências e utilizados materiais que facilitem a aprendizagem. Trata-se de uma estratégia que conduz mais facilmente ao diálogo entre os presentes, para além de os ajudar a organizar e a desenvolver as representações da realidade. Na Formação de Professores, estes têm de tomar consciência que não dominam completamente os conteúdos e as formas de ensinar devendo, por isso, haver uma procura constante destes dois parâmetros. Contudo, para os interligar, o professor utiliza imagens reais e mentais que desempenham o papel de uma porta aberta para a reflexão e, consequentemente, aperfeiçoam a prática lectiva. Ao tomarem consciência das suas próprias condutas de aprendizagem, os professores compreendem melhor a forma de pensar dos alunos.

No início da sua apresentação a contextualização do workshop, permitirá aos participantes compreender a organização de uma forma clara, e a pertinência do mesmo. Neste sentido, o desenrolar da primeira parte abrange a Origem e Constituição do Sistema Solar, seguido da Estrutura e Evolução da Atmosfera no planeta Terra. Ainda dentro desta abordagem teórica, será desenvolvido um pouco a Estrutura e Evolução das Atmosferas nos planetas Vénus e Marte, no intuito de as comparar com a do nosso planeta. A utilização de material didáctico para esta primeira parte, contará com o apoio de imagens dos corpos constituintes do Sistema Solar em diapositivos. Para além destes, serão utilizadas transparências não só com esquemas de reacções químicas, ocorridas na atmosfera de cada um dos planetas interiores estudados, como também da estrutura e evolução da atmosfera. Tem sentido sublinhar que a informação teórica da primeira parte do workshop consta já com maior detalhe nos capítulos anteriores.

A segunda parte do workshop, com carácter prático, aborda questões ligadas à dinâmica dos corpos pertencentes ao Sistema Solar. Relaciona assuntos como o *Efeito de Coriolis*, o *Sistema de Tempestades*, as *Estruturas Geológicas de Vénus*, a *Energia Solar e Estações* e a *Gravidade e Pressão Atmosféricas*, com o que foi referido durante a

apresentação da primeira parte. O que os participantes vão enfrentar é a realização de diversos exercícios relacionados com os tópicos atrás referidos. Antes de cada exercício haverá uma explicação teórica que o justifique e enquadre. Uma actividade deste género pressupõe, pois, que todos os participantes possuam documentos onde conste essa informação teórica, para além dos exercícios e actividades a desenvolver (veja-se Anexo V).

O primeiro exercício, realizado por um dos participantes, tem como finalidade verificar que o movimento de rotação dos corpos afecta a deslocação latitudinal de objectos ao longo da sua superfície e da atmosfera (*Efeito de Coriolis*). Serão utilizados os seguintes materiais:

- uma mesa rotativa com capacidade rotativa para os dois lados;
- uma folha de papel que preencha a totalidade do tampo da mesa;
- marcadores de várias cores;
- uma imagem da superfície de Marte;

Num segundo exercício, será focado o *Sistema de Tempestades* nos três planetas interiores, Vénus, Terra e Marte, e também de Júpiter, um planeta gasoso. Desta vez, o material necessário são apenas fotografias das camadas superiores de nuvens nos planetas acima referidos. A sua observação facilmente demonstra os fundamentos da circulação atmosférica em cada um deles. A análise atenta dos respectivos padrões de nuvens permite concluir relativamente à velocidade e direcção do movimento de rotação do planeta, para além de confirmar a existência da Força de Coriolis.

O exercício referente às *Estruturas Geológicas de Vénus* tem como finalidade conhecer as estruturas da superfície do planeta e interpretar imagens obtidas por radar. Para uma boa execução desta etapa, são necessárias imagens da superfície de Vénus obtidas por radar. Os Professores participantes irão verificar que se trata de um planeta com de várias estruturas de impacto, para além de outras, indicadoras de actividade geológica que, de forma directa ou indirecta, condicionam o estado actual da atmosfera do planeta.

Os seguintes exercícios terão como finalidade explorar a dinâmica da atmosfera dos planetas Terra e Marte. Os participantes serão confrontados com factos e questões que os ajudarão a reflectir sobre a actividade da atmosfera destes planetas. Para dar sequência à tarefa que proponho será necessário o seguinte material:

- uma lanterna;
- um quadro com papel branco e negro;

- um globo terrestre com inclinação axial;
- uma proveta graduada;
- líquidos com diferentes densidades e corados artificialmente;

Assim sendo, no que respeita a testar a intensidade de *Energia Solar* recebida e reflectida, será utilizado a lanterna e o quadro com o papel branco e o papel negro. Poder-se-á concluir-se que o albedo de um planeta, bem como o efeito de estufa proporcionado pelas nuvens, influenciam a temperatura da sua superfície.

No contexto das *Estações*, utilizar-se-á o globo terrestre e a lanterna, com a finalidade de demonstrar a incidência da radiação solar em cada um dos hemisférios durante um período de translação. No exercício onde será focada a *Gravidade* dos planetas, os participantes farão cálculos do peso de uma pessoa em Marte (onde a gravidade superficial é de apenas 38% da terrestre). Para compreender por que razão é que os gases de uma atmosfera se escapam ao planeta, far-se-á um exercício com referência à velocidade de escape no planeta Terra. Este exercício relaciona conceitos abordados na primeira parte do workshop, que ajudará a compreender os motivos que conduziram ao estado actual das atmosferas nos planetas interiores.

O último exercício, dirá respeito à *Densidade* dos gases e à *Pressão* que os mesmos exercem numa superfície planetária. Apesar da atmosfera não ser um fluido, comporta-se como tal, uma vez que os gases que a compõem se encontram todos misturados. Quando os fluidos não se encontram misturados, os mais densos afundam-se e os menos densos permanecem numa região superior. Para tentar demonstrar a influência da densidade nos líquidos, utilizar-se-á a proveta graduada e líquidos de diferentes densidades corados artificialmente.

O método adoptado para a prossecução dos objectivos, inicialmente propostos para este workshop, foi provavelmente aquele que estimulou a participação activa, a discussão de ideias e a consequente reflexão, tão fundamental para um Professor.

CONCLUSÕES

O tema desta tese de Mestrado foi, sem dúvida, o veículo mentor da sua concretização, ao partir de uma ideia, que progressivamente se foi tornando num projecto exequível e depois concretizado. A actual situação das ciências exigiu que, nesta tese de Mestrado em Geologia para o Ensino, fosse contemplada a Formação de Professores. Tratando-se de uma tese mais voltada para a vertente científica patente na revisão bibliográfica, a vertente didáctica, por sua vez, articula vários pontos nomeadamente a revisão científica do tema com a exigência de dá-la a conhecer aos professores.

A metodologia seguida na vertente científica do trabalho foi, em linhas gerais, a comumente utilizada num estudo monográfico. A escolha do tema das atmosferas teve por base a necessidade de aprofundar os conhecimentos sobre um assunto que está relacionado com a actividade profissional dos docentes licenciados em Biologia e/ou Geologia. São necessárias bases sólidas sobre o Sistema Solar para que se consiga atingir os propósitos do ensino. Com efeito, o estudo comparativo da evolução das atmosferas nos planetas interiores, pressupõe conhecimentos base sobre a génese das estrelas e do Sistema Solar, uma vez que, as primeiras atmosferas planetárias tiveram origem há cerca de 4,6 biliões de anos, aquando da formação do Sistema Solar. Assim, o estudo das estrelas, das galáxias, do Sistema Solar e da evolução da atmosfera nos planetas interiores, foi feito nos três primeiros capítulos deste trabalho.

A vertente didáctica ao tratar-se de um workshop, implicou uma certa investigação e reflexão, por parte dos que nele participaram. Nesta linha de pensamento, e visto que o professor também deve ser um investigador, não só de conhecimentos científicos, como também de estratégias didácticas, este trabalho revelou-se, muito proveitoso.

Naturalmente que a função dos professores, neste caso de professores de Ciências Naturais do 7º ano do Ensino Básico e de Ciências da Terra e da Vida do 10º ano do Ensino Secundário, não é a de orientar as suas estratégias para a formação de jovens especialistas. Os professores pretendem contribuir, decisivamente, para o desenvolvimento dos seus alunos como cidadãos informados, sobre a natureza daquilo que os envolve e que situa no universo. É desejável, de certa forma, que o professor compreenda satisfatoriamente a evolução do seu próprio conhecimento para que seja bem sucedido no processo ensino/aprendizagem. Aliás, é de referir que deve incluir nas suas estratégias, um espaço para a reflexão que facilite um ensino com mais sentido.

Mas para a concretização destes propósitos o professor tem de possuir um vasto conhecimento para poder conduzir convenientemente a sua prática lectiva. Foi neste sentido que a apresentação do workshop desenvolvido neste trabalho contribuiu para a concretização destes objectivos. Para assistir à sua apresentação, que teve lugar no dia 29 de Novembro de 2000, na Escola Básica Integrada de Vila Cova – Barcelos, foram convidados onze professores do Grupo 11ºB. O workshop decorreu conforme estava planeado. O contexto deste trabalho limitava um pouco a presença de outros grupos disciplinares, uma vez que se iriam utilizar conceitos e termos bastante diversificados não só de Geologia, como também de Química e de Física. Apesar destas barreiras, estiveram presentes ainda dois professores de Ciências da Natureza do 2º Ciclo do Ensino Básico. Estes, ao longo da primeira parte do workshop sentiram algumas dificuldades em acompanhar os termos específicos e as fórmulas químicas apresentadas. Contudo, na parte prática, realizaram com desenvoltura as tarefas propostas. Sobretudo, o que é fundamental é que estes professores também tenham ampliado os seus horizontes do conhecimento.

Duma forma geral, parece haver lacunas nestes conteúdos devido à falta de apoio universitário. Assim, tendo em mente os objectivos do workshop, as dúvidas desvaneceram-se e abriram-se caminhos à consideração de novas abordagens ao tema no decorrer das actividades lectivas dos professores.

Muito embora o público alvo do workshop possuísse conhecimentos de Geologia, Química e Física, foi notória a vontade dos assistentes possuírem documentos com a informação científica apresentada. Dentro deste âmbito, o CD-ROM onde se encontra parte da vertente científica e mesmo a segunda parte prática, servirá como veículo de estudo em qualquer momento. No que respeita à actividade prática do workshop, há a referir o empenho dos participantes. Foi notória a evolução e o cimentar dos novos conceitos, em muito facilitados com o material didáctico utilizado. Dentro deste, há a salientar, de modo especial, a mesa rotativa, utilizada no exercício número um, que tão bem conduziu à explicação da Força de Coriolis. No desenrolar desta segunda parte, houve, pois, a ligação de uns conteúdos para os outros por forma a não haver lacunas, que poderiam revelar-se inoportunas na concretização dos objectivos inicialmente propostos.

Uma palestra, em geral, não surte tanto efeito como um workshop, uma vez que neste há um trabalho desenvolvido pelos participantes. Este facto permitiu uma extrapolação dos conceitos, abordados na primeira parte mais teórica e expositiva, para a segunda parte prática.

A apresentação do workshop implicou, por isso, a presença de um reduzido número (cerca de doze) de participantes. Este pormenor conduziu a uma maior ligação entre o prelector e os convidados, permitindo o diálogo esclarecedor e de reflexão, tão importante para a evolução do conhecimento.

Numa perspectiva de futuro, os actuais professores que leccionam conteúdos programáticos relativos ao Sistema Solar, deveriam participar noutras apresentações deste ou de outros workshops, num sentido de enriquecimento profissional. Nessa “loja de trabalho” seria feita uma caminhada, desde o confronto com aquilo que se sabe e o que se devia saber para fomentar um ensino de qualidade.

Após a sua participação no workshop, Dr.^a Cristina Cláudia Silva afirmou que este workshop lhe foi muito benéfico *“respondendo a algumas (...) dúvidas que já me tinham surgido e para as quais ainda não tinha obtido resposta...”*. Esta é uma realidade com que os Professores se defrontam numa sala de aula repleta de alunos, perante os quais se sentem obrigados a ensinar com qualidade. Os jovens, sendo sempre muito curiosos por temas que abrangem assuntos tão mediáticos e de difícil compreensão, gostam de respostas concretas e satisfatórias para as suas dúvidas.

Por outro lado, e no sentido de abordar o problema de uma forma mais profunda, seria necessária a introdução de uma ou mais disciplinas desta natureza nos *curricula* universitários. Partindo do pressuposto que no decorrer da sua vida profissional, os estudantes dos Cursos de Ensino de Biologia e/ou Geologia, vão necessitar destes conhecimentos científicos, porque não iniciar com umas bases científicas sólidas logo na Universidade? Vislumbra-se aqui, a obrigação dos Departamentos Curriculares dos Cursos Via Ensino, de analisar os conteúdos programáticos estipulados pelo Ministério da Educação, para o ensino básico e secundário. Só assim se poderão ajustar as disciplinas dos cursos à realidade com que os professores se deparam, que tal como Dr.^a Cristina Ferreira disse *“seria pertinente introduzir uma disciplina na universidade, que englobasse estes conteúdos”*.

Não há fórmulas mágicas nem tão pouco receitas infalíveis na eficaz gestão do processo ensino/aprendizagem. Quando se trata de assuntos ligados à Educação não existe lugar para verdades irrefutáveis. Há simplesmente perspectivas no que respeita à atitude do Professor em construir o seu conhecimento, uma vez que pela sua natureza é uma tarefa inacabada. Penso que deste modo os Professores serão mais intencionais, mais eficazes e mais objectivos na sua prática docente.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ATREYA, S.K, POLLACK, J.B., MATTHEWS, M.S., (Eds) (1989)- Origin and Evolution of Planetary and Satellite Atmospheres- The University of Arizona Press, Tuscon (1989).
- BAKER, R. H.(1971)- Astronomia. Fundação Calouste Gulbenkian, imp. 1971.
- BEATTY, J.K, PETERSEN, C. C., CHAIKIN, A. (Eds) (1999). The New Solar System: 4ª Edição. Cambridge University Press (1999).
- BOURDIAL, I., GUILLEMOT, H. (1999), La face caché du soleil. Science & Vie, nº 984 (Septembre 1999) (p. 10).
- BULLOCK, M. A., GRINSPOON, D. H. (1999), Global Climate Change on Venus. Scientific American (March 1999) (p. 34 a 41).
- CARVALHO, A.M. G. De, Geologia, morfogénese e sedimentogénese. Universidade Aberta, 1996.
- DOROZYNSKI, A. (1997), Où est passée la lumière ?. Science & Vie, nº 956 (Mai 1997) (p. 58 a 61).
- ENCRENAZ, T., BIBRING, J.P. (1985), The Solar System: 2nd ed. Berlin. Springer-Verlag, cop.1985.
- FÈVRE, O. (1999), Les trois âges d'un soleil. Science & Vie Junior, Dossier Hors-Série : Les étoiles, nº 37 (Juillet 1999) (p. 52 a 65).
- FRANKEL, C. (1996), Volcanoes of the solar system. Frankel. Cambridge University Press 1996.
- GIL, V.M.S., CARDOSO, A.C. (1987a), Química, 1º volume, Fundamentos da estrutura e propriedades da matéria. Composto e impresso na Gráfica de Coimbra: 3ª edição revista, 1987.
- GIL, V.M.S., CARDOSO, A.C. (1987b), Química, 2º volume, Dinâmica química e transformações da matéria. Composto e impresso na Gráfica de Coimbra: 3ª edição revista, 1987.
- GLOVER, É., LOPEZ, J., VOIZEUX, O. (2000), Les fausses soeurs. Science & Vie, Junior, Dossier Hors Série, nº 40 (Mars/Avril 2000) (p. 24 a 33).

- GOLDMAN, S. (1997), A sol in the life of Pathfinder. *Sky & Telescope*, (November 1997) (p. 32 a 34).
- GREFFOZ, V. (2000a), Avant le Big-Bang. *Science & Vie*, n° 988 (Janvier 2000) (p. 33 a 46).
- GREFFOZ, V. (2000b) Le nouveau Big-Bang. *Science & Vie*, n°993, (Juin 2000) (p. 77 a 88).
- GRINSPOON, D.H. (1997), Venus Revealed: A new look below the clouds of our mysterious twin planet. Parseus Books, 1997.
- GUILLEMOT, H. (1996), Ils ont créé des anti-atomes. *Science & Vie*, n° 942 (Mars 1996) (p. 58 a 61).
- GUILLEMOT, H. (2000), Le temps sens dessus dessous. *Science & Vie*, n°991 (Avril 2000) (p. 98 a 102).
- HÉNAREJOS, P. (1998), A la poursuite des nouvelles planètes. *Science & Vie*, n°969 (Juin 1998) (p. 54 a 59).
- HÉNAREJOS, P. (1999), Sur les sommets de Mars. *Science & Vie*, n° 984 (Septembre 1999) (p. 60 a 65).
- ILLINGWORTH, V. (Eds) (1994), *The facts on File of Astronomy: Third Edition* 1994.
- IKONICOFF, R. (1996), Pourquoi le monde a vaincu l'antimonde. *Science & Vie*, n° 942 (Mars 1996) (p. 62 a 71).
- IKONICOFF, R. (2000), Nuage de quarks sur le CERN. *Science & Vie*, n° 991 (Avril 2000) (p. 72, 73).
- KARL, T., NICHOLLS, N., GREGORY, J. (1997), The coming climate. *Scientific American* (May 1997) (p. 54 a 59).
- KARGEL, J.S. (1997), The rivers of Venus. *Sky & Telescope* (August 1997) (p. 32 a 37).
- KAUFMANN, W.J., FREEDMAN, R.A. (1998), *Universe: 5th ed.*. W.H. Freeman and Company, New York 1998.
- KHALATBARI, A. (1999), Où sont passées les premières étoiles ?. *Science & Vie Junior*, Dossier Hors-Série : Les étoiles, n° 37 (Juillet 1999) (p. 44 a 51).
- JAKOSKY, B. (1998), Searching for life in our Solar System. *Scientific American*, Quarterly, Volume 9, Number 1 (Display Until May 1998) (p. 22 a 25).

- JAROFF, L. (1996), Life on Mars. Time (August 19, 1996) (p. 42 a 49).
- LANG, K. (1998), SOHO reveals the secrets of the sun. Scientific American, Quarterly, Volume 9, Number 1 (Display Until May 1998) (p. 50 a 55).
- LASCAR, O. (2000), Flash Météo. Science & Vie Junior, Dossier Hors Série n°40 (Mars/Avril 2000) (p. 95 a 101).
- LOPEZ, J. (2000), Martionautes dans le grand Nord. Science & Vie, Junior, Dossier Hors Série, n° 40 (Mars/Avril 2000) (p. 34 a 43).
- LOPEZ, J., DE GRANRUT, C. (1999), Comment les étoiles avouent. Science & Vie Junior, Dossier Hors-Série : Les étoiles, n° 37 (Juillet 1999) (p. 26 a 41).
- MAROV, M.Y., SHEMATOVICH, V.I., BISIKALO, D.V., GÉRARD, J.C. (1997), Nonequilibrium Processes in the Planetary and Cometary Atmospheres: Theory and Applications. Kluwer Academic Publishers 1997.
- MARTINEZ, A.P. (Eds) (1987), Planetary and Proto-Planetary Nebulae: From IRAS to ISO. Astrophysics and Space Science Library. Proceedings 1987.
- McSWEEN Jr., H.Y. (1995), Not any drop to drink. Sky & Telescope (December 1995) (p. 18 a 23).
- MORRISON, D. (1993), Exploring Planetary Worlds. Scientific American Library, 1993.
- MYERS, Dr. N. (1993), GAIA, an atlas of planet management. Gaia books limited. Anchor Books, Doubleday. New York, London, Sydney, Auckland 1993.
- PARKER, S. (1998), Mars Global Surveyor: you ain't seen nothin' yet. Sky & Telescope (January 1998) (p. 32 a 34).
- PEEBLES P.J., SCHRAMM, D., TURNER, E., KRON, R. (1998), The evolution of the universe. Scientific American, Quarterly, Volume 9, Number 1 (Display Until May 1998) (p. 86 a 91).
- PETERSEN, C.C. (1997), Welcome to Mars!. Sky & Telescope (October 1997) (p. 34 a 39).
- PICKERING, K.T., OWEN, L. (1997), An introduction to global environmental issues. Routledge, London and New York 1997.
- PITTS JR., B., N., J. (1986), Atmospheric chemistry: fundamentals and experimental techniques. Barbara J. Finlayson-Pitts and James N. Pitts, Jr.. New York: John Wiley, 1986: XXVII. "A Wiley-Interscience publication".

- POTTASCH, S.R. (1984), Planetary Nebulae; A study of stages of stellar evolution. Astrophysics and Space Science Library; D. Reidel Publishing Company; Dordrecht/ Boston/ Lancaster 1984.

- PRESS, F., SIEVER, R. (1998), Understanding Earth: Second Edition. W.H. Freeman and Company, New York, 1998.

- RAFAL, O., LOPEZ, J. (2000), L'odysée des sondes. Science & Vie, Junior, Dossier Hors Série n° 40 (Mars/Avril 2000) (p. 66 a 76).

- RAVALLEC, C. (2000), La vie, ici comme ailleurs ?. Science et Vie, n°994 (Juillet 2000) (p. 60 a 65).

- REYRAUD, C. (2000), Système solaire: la genèse selon Eros. Science & Vie, n° 996 (Septembre 2000) (p. 66 a 73).

- SHEEHAN, W. (1996), The Planet Mars, a history of observation & discovery. The University of Arizona Press 1996.

- SZELECHOWSKI, P. (2000), Ces Martiens que nous avons tant aimés. Science & Vie, Junior, Dossier Hors Série, n°40 (Mars/Avril 2000) (p. 48 a 57).

- TANAKA, K.L. (1999), The Venus Geologic Mapper's Handbook. U.S. Department of the Interior. U.S. Geological Survey 1999.

- UCHUPI, E., EMERY, K.O. (1993), Morphology of the Rocky Members of the Solar System. Berlin: Springer-Verlag, cop.1993.

- VEILLEUX, S., CECIL, G., HAWTHORN, J. (1998), Colossal Galactic Explosions. Scientific American, Quarterly, Volume 9, Number 1 (Display Until May 1998) (p. 74 a79).

- YANOVITSKIJ, E.G. (1997), Light Scatering in Inhomogeneous Atmospheres. Springer 1997.

- YUK, Y.L., DeMORE, W.B. (1998), Photochemistry of Planetary Atmospheres. Oxford 1998.

URL1- <http://astrobiology.arc.nasa.gov/workshops/1996/palebluedot/index.html> 2001

URL2- http://daac.gsfc.nasa.gov/CAMPAIGN_DOCS/ATM_CHEM/ac_outline.html 2001

URL3- <http://mars.jpl.nasa.gov/> 2001

URL4- <http://nova.stanford.edu/projects/mgs/> 2001

URL5- <http://nova.stanford.edu/projects/mod/> 2001

URL6- <http://nssdc.gsfc.nasa.gov/planetary/> 2001

URL7- <http://pds.jpl.nasa.gov/mgddf/> 2001

URL8- <http://physics.technion.ac.il/~cran/tmp/nineplanets/venus.html> 2000

URL9- <http://smallcomets.physics.uiowa.edu/lecture/> 2000

URL10- <http://sohowwww.nascom.nasa.gov> 2001

URL11-

<http://spacelink.nasa.gov/Instrucional.Materials/NASA.Educational.Products/Planetary.Geology/Planetary.Geology.pdf> 2000

URL12- http://volcano.und.nodak.edu/vwdocs/planet_volcano/ 2001

URL13- http://www.earthspace.net/solar_system/venus.html/ 2001

URL14- <http://www.ghcc.msfc.nasa.gov/> 2001

URL15- <http://www.hawastsoc.org/solar/> 2000

URL16- <http://www.sciam.com/> 2001

URL17- http://www.soest.hawaii.edu/SPACEGRANT/class_acts/ 2001

URL18- <http://www.skypub.com/> 2001

ANEXOS

ANEXO I

MAGNETOSFERA TERRESTRE

A génese da magnetosfera inicia-se quando as partículas do vento solar encontram o campo magnético terrestre e desaceleram numa fronteira chamada *onda de choque*, atrás da qual se desenvolve um lençol magnético que termina na *magnetopausa*. Esta constitui uma fronteira cuja posição varia da Terra conforme se aproxima ou afasta dela. O limite externo da magnetosfera é, pois, dependente da energia cinética do vento solar e do campo magnético interplanetário. A magnetosfera do lado voltado para o Sol comprime-se quando a magnetopausa se desloca para a Terra (devido à desaceleração do vento solar), aumentando aí as forças magnéticas que conduzem ao início da tempestade magnética (Fig. A).

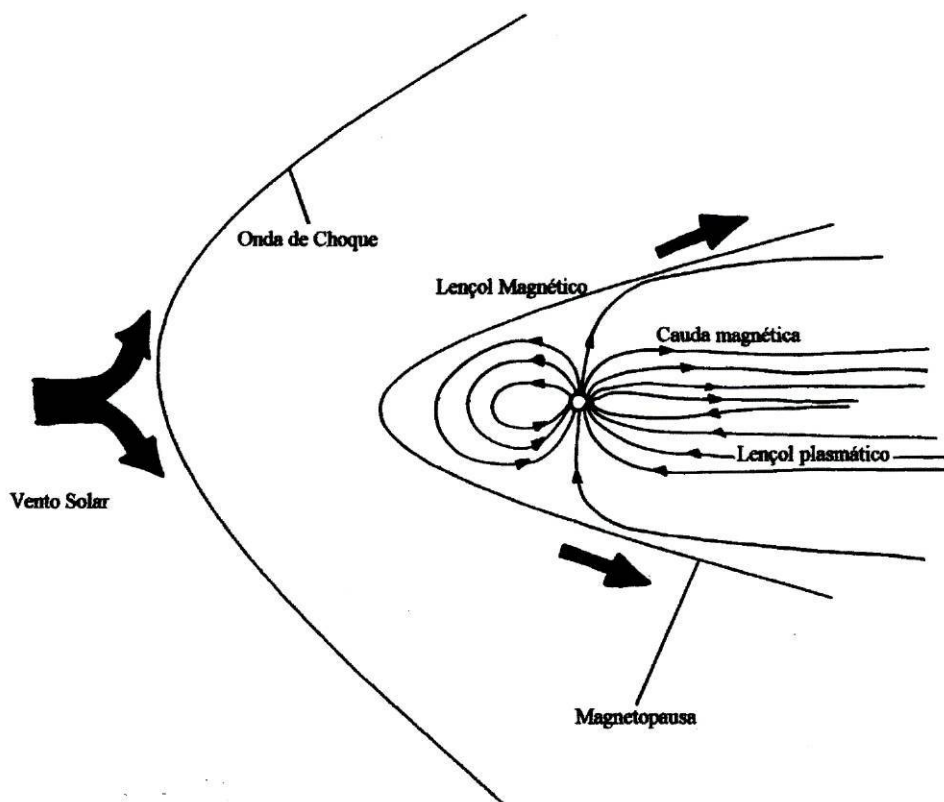


Fig. A- Esquema da magnetosfera terrestre (adaptado de Encrenaz e Bibring 1985, Kaufmann e Freedman 1998).

As próprias correntes eléctricas geradas no interior da Terra, deformam a magnetopausa que se vai alongar do lado oposto ao Sol. O fluxo do vento solar vai conduzir o plasma para baixo nas zonas equatoriais, ficando aí concentrado no lençol plasmático durante a fase escura. Mudanças nas características do vento solar podem

desestabilizá-lo e provocar igualmente fluxos plasmáticos (tempestade magnética) ao longo da cauda magnética.

A magnetosfera pode ainda ser dividida em duas regiões, de acordo com as propriedades do plasma. Uma delas, a *plasmaesfera* (situada entre 25 000 a 40 000 km de distância da Terra), é a mais interior e contém plasma de baixa temperatura (a 2000 k) e alta densidade, relacionando-se com a ionosfera. A outra é a *magnetosfera exterior*, contendo plasma de alta e de baixa temperatura. Vindo o primeiro da injeção plasmática do lado virado para o Sol, o segundo tem a ver com perdas da ionosfera, principalmente de iões de hidrogénio. Estas perdas de iões têm sido verificadas a nível das regiões polares, constituindo o vento polar (Marov et al. 1997, Kaufmann e Freedman 1998, Beatty et al. 1999).

ANEXO II

CICLO GERAL DO CARBONO

O ciclo do carbono está intimamente relacionado com a fotossíntese e a respiração dos seres vivos. As principais espécies químicas relacionadas com este ciclo são o dióxido de carbono atmosférico e carbono orgânico e mineral. A circulação do carbono na superfície do nosso planeta faz-se em primeiro lugar através da atmosfera sendo libertado por três formas distintas, a primeira das quais relacionada com as erupções vulcânicas. Outro processo de libertação relaciona-se com dissolução do carbonato de cálcio e o último quando os minerais carbonatados são substituídos pelos minerais silicatados, durante os processos de metamorfismo. Por outro lado, o carbono é incorporado na crosta terrestre na forma de sedimentos marinhos carbonatados nas zonas de subucção, onde posteriormente fará parte dos produtos de emissão vulcânica (Fig. B) (Press e Siever 1998).

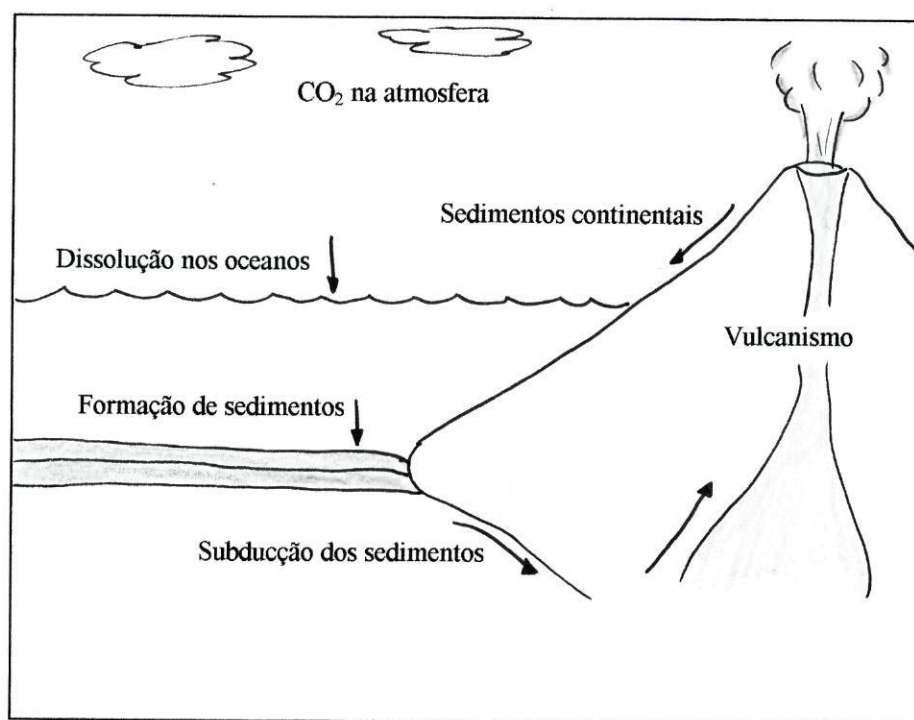
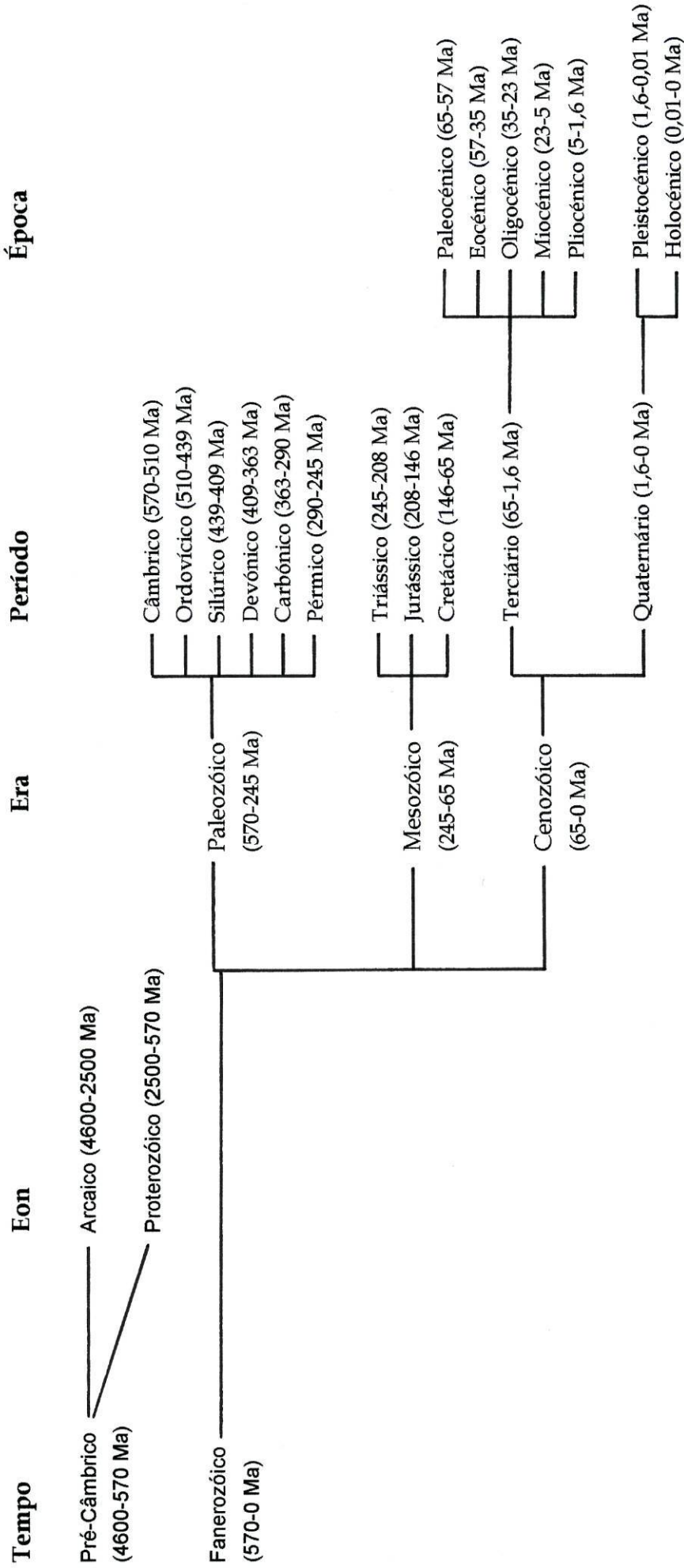


Fig. B- Ciclo do dióxido de carbono no planeta (adaptado de Beatty et al. 1999).

ANEXO III

Escala do Tempo Geológico

(adaptado de Press e Siever 1998)



ANEXO IV

ESTRUTURAS DA SUPERFÍCIE DE VÊNUS

A- Crateras de impacto

As crateras de impacto em Vénus podem ser classificadas em seis tipos:

- crateras com anéis múltiplos (crateras maiores que 100 km de diâmetro)
- crateras de anel duplo (a maioria das crateras tem 40 km de diâmetro)
- crateras com pico central
- crateras sem estruturas no chão
- crateras irregulares (representam as crateras menores que 16 km de diâmetro)
- crateras múltiplas (têm duas ou mais crateras produzidas por projecteis que caíram muito próximas umas das outras)

B- Estruturas vulcânicas

De acordo com a sua expressão geomorfológica, as estruturas vulcânicas agrupam-se da seguinte forma:

- planícies vulcânicas (cobrem uma grande parte das terras baixas, sendo separadas por montanhas ou cinturões de cristas, estendendo-se por cerca de 85 % da superfície)
- fluxos lávicos
- canais lávicos
- pequenos vulcões (com menos de 20 km de diâmetro) classificados em:
 - a) pequenos escudos (com menos de 10 km de diâmetro)
 - b) cones (estruturas circulares com declives em patamares)
- vulcões intermédios (com diâmetros entre os 20 e 100 km) classificados em:
 - a) domos
 - b) ticks (domos circulares de dimensão média, cerca de 25 km de diâmetro, com cristas e fossas radiais por onde sai lava)

- c) pancakes (domos com estrutura concêntrica e radial parecendo estar associados a lavas mais ácidas, ocorrendo geralmente em grupo)
- d) anémonas (escoadas lávicas emitidas a partir de uma fissura)
- e) estruturas de colapso
- vulcões grandes (com diâmetros entre os 100 e os 600 km), classificados em:
 - a) *mons* (montanhas de natureza vulcânica)
 - b) *patera* (semelhantes às caldeiras de origem vulcânica existentes na superfície da Terra)

C- Estruturas tectónicas

Estas classificam-se em três tipos, de acordo com a sua possível origem:

- estruturas de origem extensiva, onde se incluem:
 - a) *vallis* (formas semelhantes às dos vales terrestres, podendo corresponder a processos genéticos distintos como corrente fluviais, escoadas lávicas ou fossas tectónicas)
 - b) *chasma* (estruturas lineares correspondentes a fossas ou vales com escarpas)
- estruturas de origem compressiva, sendo incluídos:
 - a) *mons* (cadeias de montanhas)
 - b) *dorsum* (zonas elevadas e alongadas semelhantes às cristas terrestres)
- estruturas de origem complexa ou indeterminada, com:
 - a) *tessera* (terrenos caóticos com duas ou mais direcções de cristas ou fossas anastomosadas)
 - b) *corona* (estruturas circulares de grandes dimensões, cerca de 250 km de diâmetro, rodeadas por um anel de cristas e fossas concêntricas, internamente ocupada por materiais vulcânicos e externamente com estruturas radiais de tipo graben)
 - c) aracnóides (estruturas circulares a elípticas com uma depressão central, rodeadas por fracturas radiais e lineares)

D- Processos de modificação superficial

As estruturas eólicas fornecem evidências de uma interação da atmosfera com a superfície. Estas, podem ser agrupadas do seguinte modo:

- estruturas eólicas, que se podem classificar em
 - a) linhas eólicas (relacionadas com obstáculos topográficos, podendo ser em forma de leque, linear, transversal ou delgadas)
 - b) dunas
 - c) yardangs (montes alinhados paralelamente aos ventos dominantes e são produzidos por erosão de rochas ou sedimentos suaves)
 - d) depósitos provenientes de crateras (depósitos parabólicos grandes e escuros ao radar associados a crateras de impacto)
- modificações superficiais dos fluxos de lava (as alterações químicas e mecânicas são os mecanismos dominantes que degradam as planícies vulcânicas)
- modificações superficiais nas grandes elevações (ocorrem alterações químicas nas grandes elevações)
- movimentos de massas, incluindo:
 - a) deslizamento de rochas
 - b) avalanches de rochas e detritos
 - c) fluxos de detritos

ANEXO V



EVOLUÇÃO DA ATMOSFERA NOS PLANETAS INTERIORES

WORKSHOP REALIZADO EM 29/11/2000

A realização dos exercícios a seguir apresentados pressupõem os seguintes conceitos teóricos:

- Efeito de Coriolis, Capítulo II
- Circulação de massas atmosféricas e rotação planetária, Capítulo II e III
- Funcionamento de radares e superfícies dos planetas, Capítulo III
- Radiação solar e seu efeito na temperatura da superfície de um planeta, Capítulo I e II
- Força gravítica dos planetas, velocidade de escape, comportamento dos gases, Capítulo I e II

Exercício nº1: *Efeito de Coriolis*

O objectivo deste exercício é estudar a influência do movimento de rotação de um corpo na deslocação longitudinal de objectos que tentem seguir uma trajectória rectilínea. O *Efeito de Coriolis* é causado por uma força imaginária que actua no movimento das massas atmosféricas dos planetas. Estas deslocam as nuvens e conferem-lhes padrões característicos que, em conjunto com outros factores, são responsáveis pelo clima das diferentes regiões planetárias.

O planeta Terra tem um movimento de rotação no sentido contrário ao dos ponteiros do relógio, visto do polo Norte. Os objectos são desviados para o lado direito no hemisfério Norte e para o lado esquerdo no hemisfério Sul. É esta força que, aliada a efeitos de pressão, provoca as tempestades, os tornados e ainda as correntes oceânicas.

No sentido de demonstrar este efeito, será utilizada uma mesa redonda com capacidade rotativa em ambos os sentidos. Além deste material, é necessário um papel

para cobrir a área da mesa, marcadores de diferentes cores, e imagens de satélite da superfície de Marte (Fig.1).

No início deste exercício cobre-se a mesa rotativa com um papel branco e com um marcador faz-se uma linha recta ao longo de toda a superfície, demonstrando como um objecto se move num planeta sem rotação.

1- A linha desenhada é recta ou curva?

2- O que falta nesta demonstração para que represente correctamente o planeta Terra?

De seguida, gira-se a mesa no sentido contrário aos ponteiros do relógio, sentido em que o nosso planeta gira, visto do polo Norte. Tendo em conta que esta etapa do Exercício nº1 se refere apenas ao polo Norte, vai desenharse uma linha, com um marcador de outra cor, enquanto que a mesa gira a uma velocidade constante.

3- Colocando o início da linha virado para si, diga em que sentido é que a linha foi deslocada, direita ou esquerda?

4- Em que direcção é que a linha se desloca, no sentido dos ponteiros do relógio, ou em sentido contrário?

5- Se uma pessoa viajasse de avião e fosse da Ponta de Sagres para Paris, o avião deslocar-se-ia para a direita ou para a esquerda?

No seguimento do exercício, gira-se a mesa rotativa no sentido dos ponteiros do relógio, que corresponde ao movimento da Terra quando visto do polo Sul. Com um marcador de cor diferente, vai desenharse uma linha à medida que a mesa gira a uma velocidade constante.

6- Com o início da linha voltado para si, em que sentido é que se verificou a deslocação, esquerda ou direita?

7- Qual é a direcção em que a linha foi deslocada, sentido dos ponteiros do relógio ou em sentido contrário?

8- Se uma pessoa viajasse num cruzeiro da Cidade do Cabo (África do Sul) para o Rio de Janeiro (Brasil), o barco seria desviado para a direita ou para a esquerda?

9- Que diferença existe entre a deslocação dos objectos no hemisfério Norte e no hemisfério Sul?

A Fig. 1, refere-se a uma porção superficial de Marte onde são visíveis estruturas claras que poderão ser indicadoras da direcção dos ventos que assolam a superfície do planeta. Estas estruturas formadas de poeiras estão associadas a crateras de impacto e surgem no sentido dos ventos dominantes.

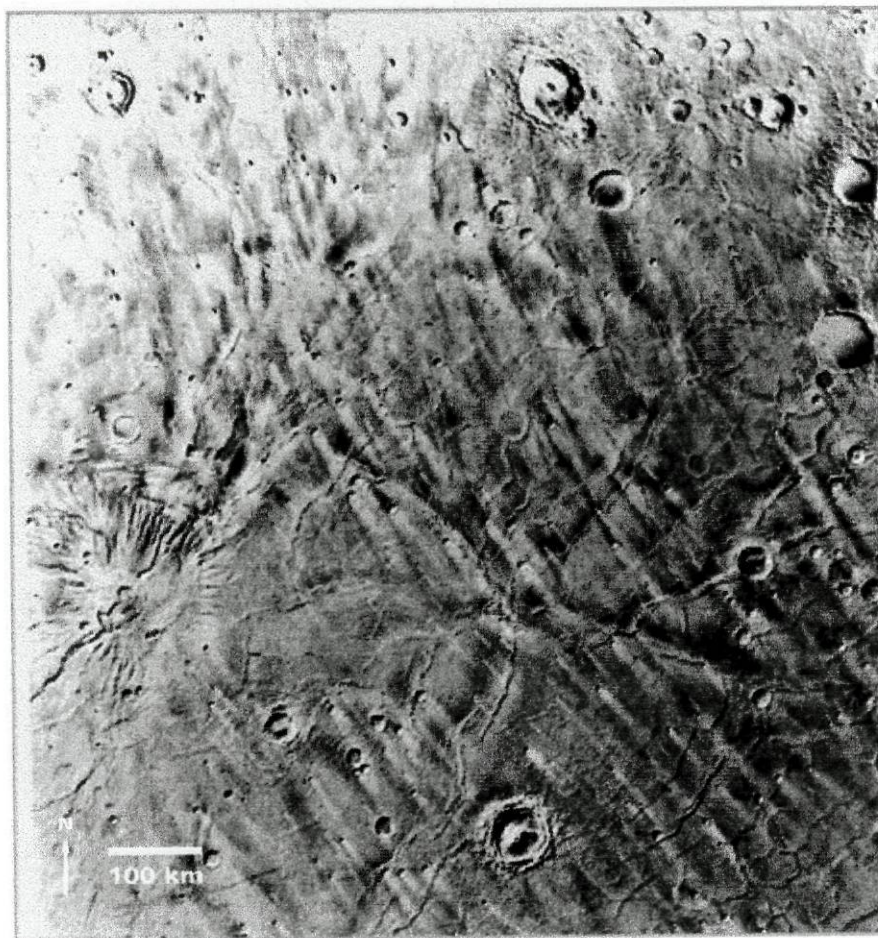


Fig.1- Região de Marte (Hesperia Planum) onde é visível uma grande actividade eólica. As estruturas superficiais são indicadoras da direcção dos ventos (in, URL15 2000).

- 10- Que padrão forma o conjunto de estruturas, linear ou curvo?
- 11- O que sugere o padrão de estruturas superficiais de Marte, acerca do *Efeito de Coriolis*?
- 12- Será que Marte tem movimento de rotação? Explique.
- 13- Qual era o sentido do vento quando as estruturas visíveis na Fig.1 se formaram?
- 14- Imagine que se encontrava no local da Fig.1 e de costas voltadas para o vento. Para que lado o vento seria desviado, direita ou esquerda?
- 15- Se Marte tem o movimento de rotação como o da Terra (de Oeste para Este), esta imagem é referente ao hemisfério Norte ou Sul?



Exercício nº2: Sistema de Tempestades

Este segundo exercício tem como objectivo estudar a circulação das massas atmosféricas, não só na Terra como também noutros planetas. Essas massas movem-se das zonas de alta para as zonas de baixa pressão. As células de Hadley são as responsáveis pela redistribuição do calor num planeta. Vénus, por exemplo, é um planeta cujo movimento de rotação é lento, possui um menor número de células de Hadley (Fig.2) do que as existentes num planeta cuja rotação é mais elevada. Este facto é responsável pelos sistemas de ciclones e de tempestades. Ao comparar os padrões de nuvens da Terra com os de Marte, Vénus e Júpiter, podem tirar-se conclusões acerca do movimento de rotação e do *Efeito de Coriolis* em cada um destes planetas.

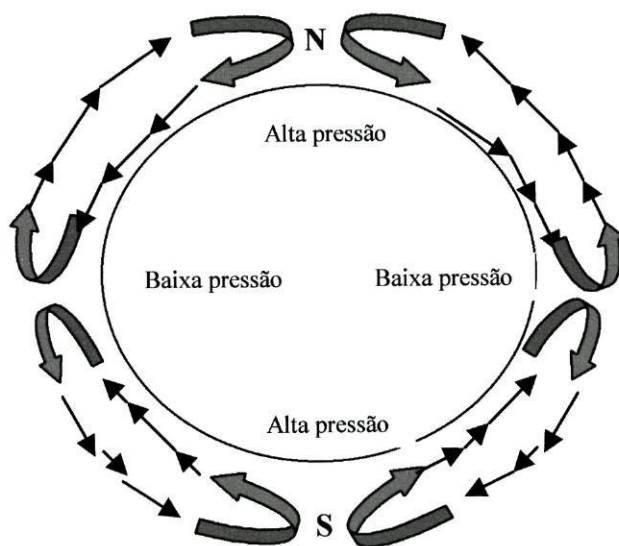


Fig.2- Esquema do funcionamento das células de Hadley em Vénus (adaptado de URL15 2000).

De facto, o efeito de Coriolis, aliado ao movimento de rotação de um planeta, provoca o seu padrão característico de nuvens. Num planeta com rotação semelhante à da Terra (de Oeste para Este), as nuvens do hemisfério Norte são desviadas para a direita, com ventos a deslocarem-se no sentido contrário ao dos ponteiros do relógio. No hemisfério Sul, passa-se o contrário (Fig.3).

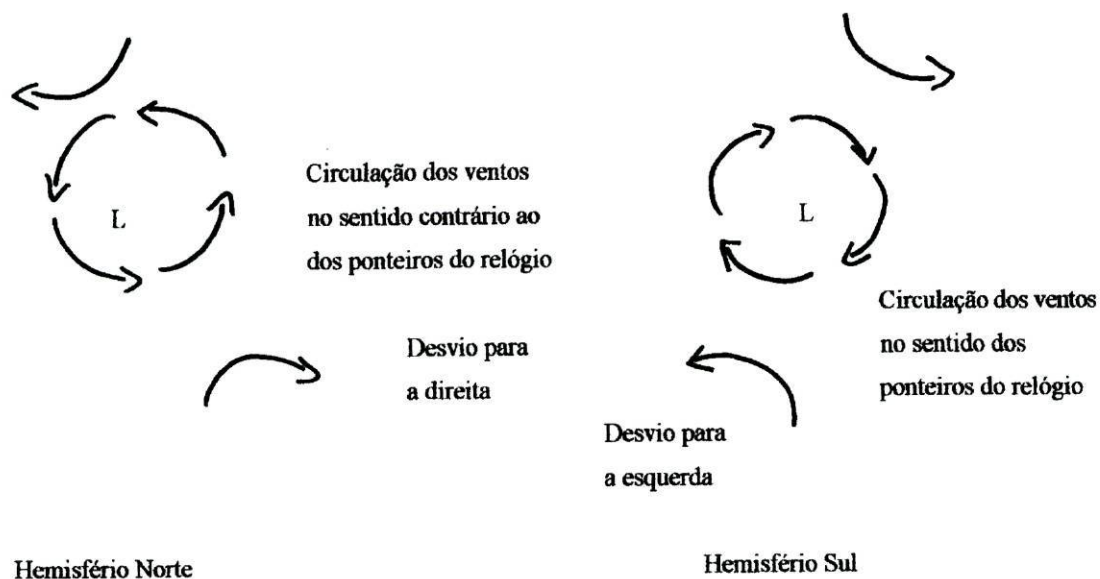


Fig.3- Ilustração simplificada da deslocação das parcelas de ar em cada um dos hemisférios do planeta Terra (adaptado de URL15 2000).

Vénus difere do planeta Terra e de Marte. O seu lento movimento de rotação não exerce efeito de Coriolis. Júpiter é um planeta gasoso que possui um rápido movimento de rotação, além de ser detentor de uma grande fonte de calor interno. Estes factores condicionam os ventos que originam padrões de nuvens extremamente turbulentos que alteram frequentemente a sua direcção. Porém, uma excepção é a Grande Mancha Vermelha, existente há mais de 300 anos.

Na resolução deste problema serão necessárias várias imagens das nuvens da Terra (Fig.4), de Vénus (Fig.5), de Marte (Fig.6) e de Júpiter (Fig.7 e Fig.8).

Analisando a Figura 4:



Fig. 4- Vista da Terra (GOES-7) em Setembro de 1994. O polo Norte é na região superior (in, URL15 2000).

1- A imagem ilustra um padrão de nuvens da Terra, onde é visível uma espiral bem definida na península de Baja, no México.

Perguntas:

a) Em que direcção se desloca a espiral, no sentido dos ponteiros do relógio ou em sentido contrário?

b) Justifique a sua resposta.

2- Examine as espirais de nuvens do Sul do Oceano Pacífico.

a) Em que direcção se deslocam as espirais, no sentido dos ponteiros do relógio ou em sentido contrário?

b) Justifique a sua resposta.

3- Repare nas nuvens do Sul do Oceano Pacífico. Que tipo de clima está associado a este tipo de padrão de nuvens?

4- A Figura 5 é referente a Marte que, tal como a Terra, possui movimento de rotação de Oeste para Este.

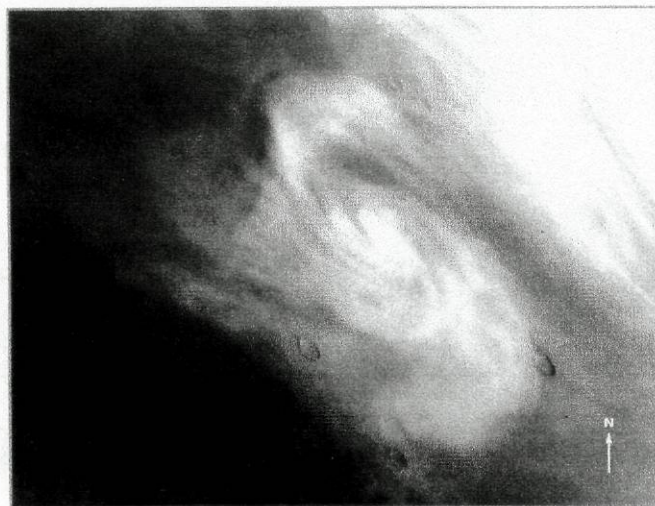


Fig.5- Imagem de Marte obtida pela sonda Viking, ilustrando um padrão de nuvens geladas compostas de água. O Norte é para cima (in, URL15 2000).

a) Em que hemisfério foi formada esta estrutura? Explique.

5- Examine a Figura 6, que ilustra o padrão de nuvens de Vénus.

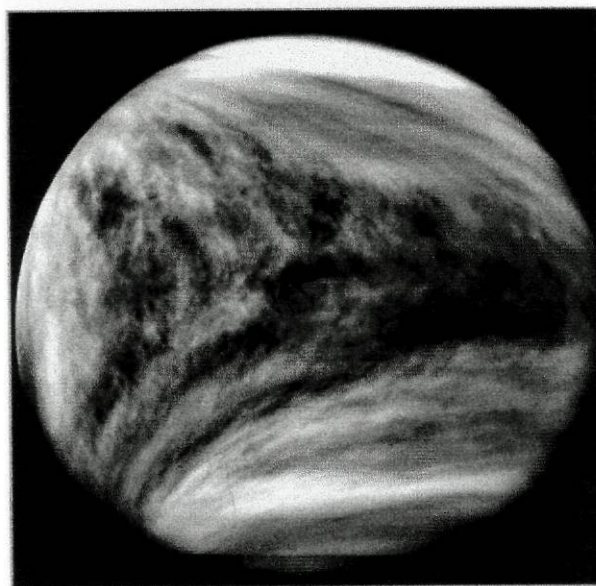


Fig.6- Imagem ultravioleta obtida pela sonda Pioneer Venus, que ilustra o padrão da movimentação das nuvens de Vénus, cuja rotação é de Este para Oeste. O Norte é para cima (in, URL15 2000).

a) Consegue identificar algum padrão espiralado de nuvens, causado pelo *Efeito de Coriolis*?

b) Compare a Fig. 4 da Terra e a Fig. 6 de Vénus. O que pode dizer acerca das células de *Hadley* em Vénus? A circulação atmosférica é mais simples ou mais complexa do que a da Terra?

Júpiter, o planeta gasoso ilustrado nas Figuras 7 e 8, é essencialmente composto de Hidrogénio e Hélio, possuindo nuvens de amónia, água e hidrogenossulfido de amónia.



Fig.7- Imagem do planeta Júpiter obtida pela sonda Voyager 1. A Grande Mancha Vermelha é uma ampla tempestade atmosférica, situada abaixo do centro planetário. O Norte é para cima (in, URL15 2000).



Fig.8- Imagem pormenorizada da Grande Mancha Vermelha (in, URL15 2000).

6- Júpiter é um planeta com alta rotação? Justifique a sua resposta.

7- Em que hemisfério se encontra a Grande Mancha Vermelha, Norte ou Sul?

8- Em que direcção circulam os ventos na Grande Mancha Vermelha?

9- Será que a Grande Mancha Vermelha é uma tempestade induzida pelo *Efeito de Coriolis*? Justifique a sua resposta.

10- Em Júpiter, os ventos circulam em sentidos opostos, em bandas vizinhas. O que significa que, se numa banda os ventos se deslocam para Este, a banda adjacente desloca-se para Oeste. Estas movimentações opostas geram as tempestades frequentes na atmosfera deste planeta. Faça um esquema da circulação dos ventos a Norte e Sul da Grande Mancha Vermelha.



Exercício nº3: Estruturas Geológicas de Vénus

Neste exercício é introduzida a análise de estruturas da superfície de Vénus. As imagens que vão ser visionadas foram obtidas por radares que mapearam a maioria da superfície deste planeta. A energia electromagnética interage com os objectos e superfícies planetárias, sendo absorvida, transmitida ou reflectida. Para uma correcta análise das imagens obtidas por radar, há necessidade de uma explicação prévia. Quanto mais energia for reflectida para a antena receptora da sonda, mais clara é a imagem resultante (Fig.9). Geralmente as superfícies mais suaves aparecem escuras e as mais rugosas, mais claras.

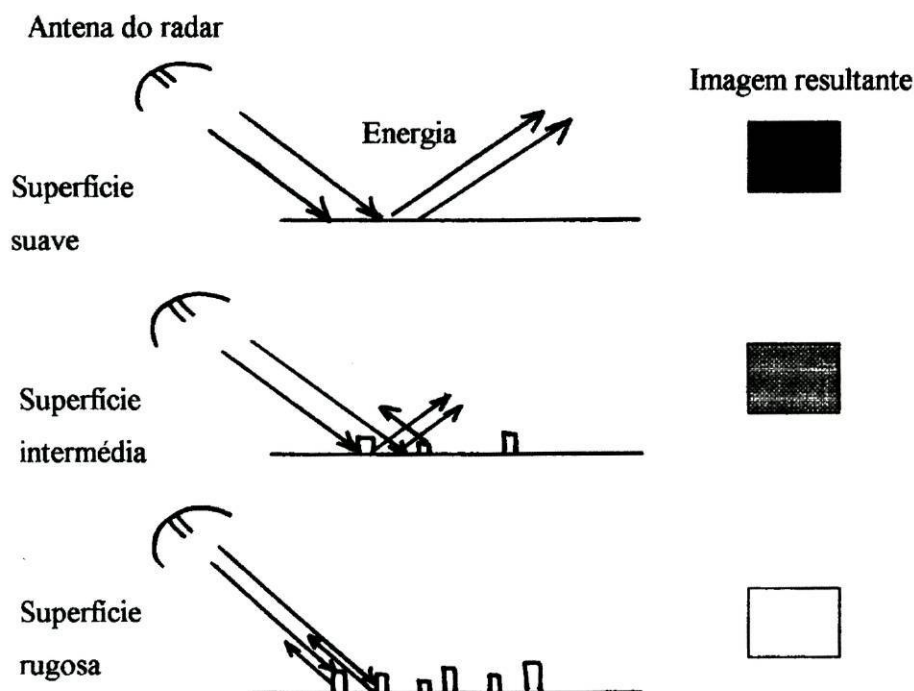


Fig.9- Diagrama que ilustra o modo de funcionamento de um radar (adaptado de Tanaka 1999).

Com o intuito de compreender melhor o funcionamento das imagens por radar, vão analisar-se as Fig.10 e 11, que ilustram a mesma área do Deserto de Mojave, na Califórnia. A Fig.10 é uma imagem de satélite, em comprimentos de onda visível e a Fig.11 é uma imagem de radar.

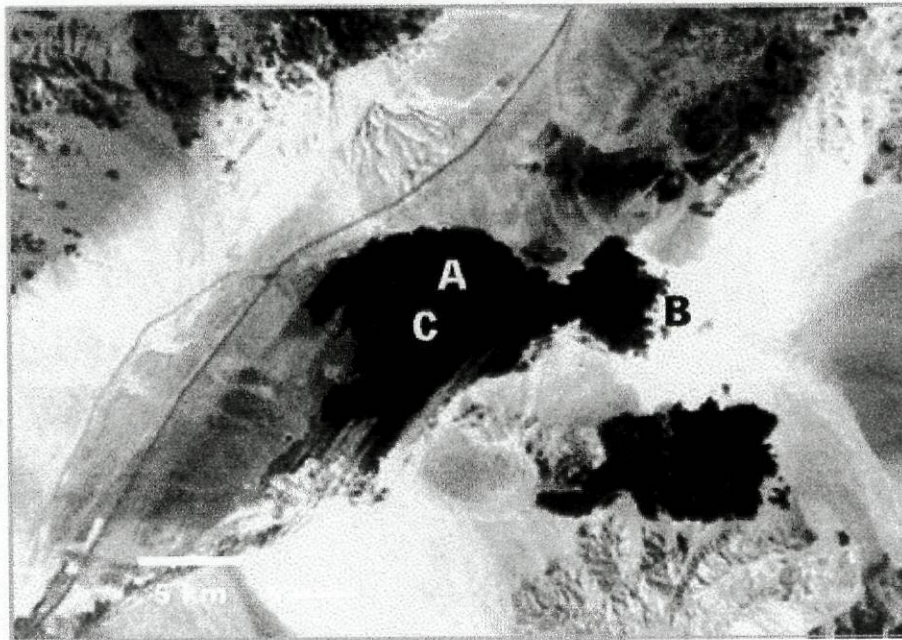


Fig.10- Fotografia de satélite do deserto de Mojave (in, URL15 2000).

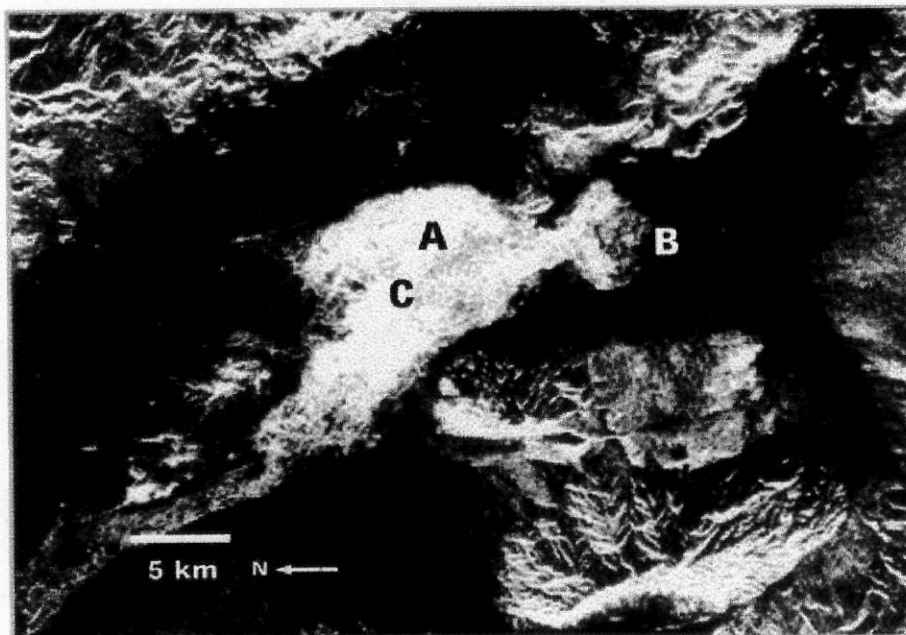


Fig.11- Imagem de radar da mesma parte do Deserto de Mojave, mostrada na Fig.10 (in, URL15 2000).

A estrutura marcada com a letra A é um manto de lava, que aparece com a tonalidade escura na Fig.10. As rochas são negras à luz visível. Na Fig.11 aparece com a tonalidade clara, porque a superfície é rugosa e dissemina a energia do radar para a antena. A estrutura assinalada com um B é um leito seco de um lago que na radiação visível se apresenta em tom claro, uma vez que os seus materiais constituintes são areias claras. Na imagem obtida por radar é uma estrutura escura, algo difícil de distinguir da

restante área a negro, porque constituem regiões suaves. As montanhas são mais fáceis de distinguir na imagem por radar do que na imagem fotográfica. Esta facilmente se confunde devido à sua topografia. Muitas das estruturas (como fracturas e falhas) só são detectáveis, quando a região é mapeada por radar. Nas imagens em questão, o ponto C é mais visível na imagem obtida por radar, tratando-se de um cone cilíndrico por entre o fluxo de lava.

As imagens da superfície de Vénus foram obtidas por várias sondas equipadas com radares. Estes mapearam quase todo o planeta. A densa camada de nuvens impediu a fotografia aérea.

Visto como funciona a interpretação da imagem obtida por radar, seguem-se as questões referentes às estruturas da superfície de Vénus. Para tal, utilizam-se diversas imagens de radar.

1- Na Fig.12 apresentam-se duas crateras de impacto, circundadas por planícies vulcânicas suaves, que se apresentam escuras na imagem de radar. Os aros das crateras de impacto são fáceis de identificar, tal como os depósitos de ejecta¹.

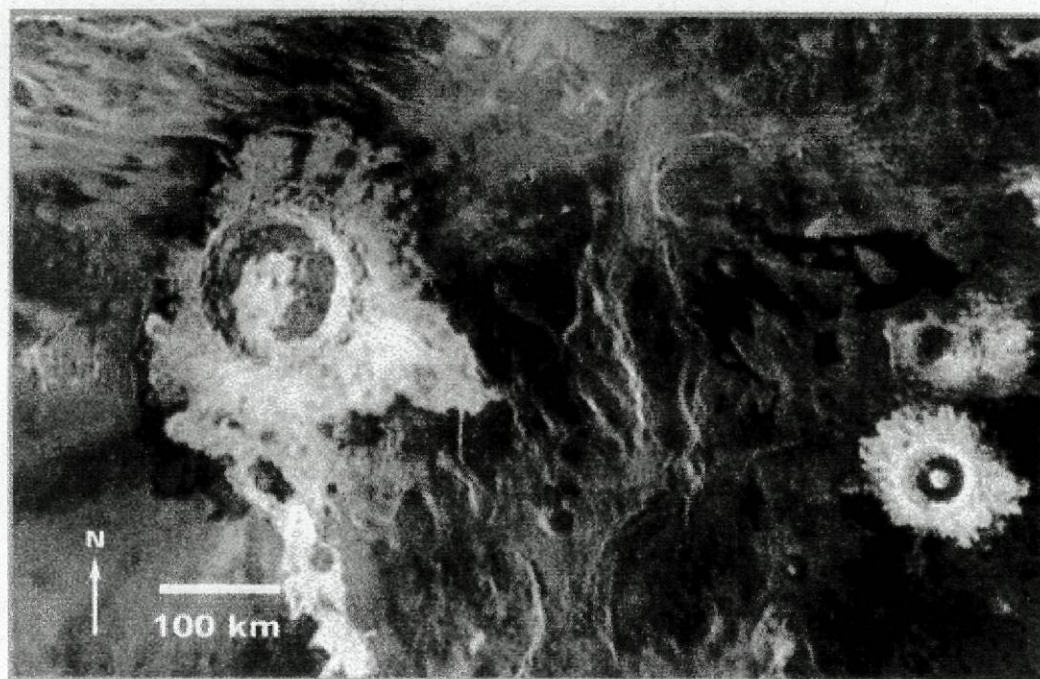


Fig.12- Imagem onde são visíveis duas estruturas circulares, referentes a crateras de impacto. O Norte é para cima (in, URL15 2000).

¹ Ejecta- é a designação atribuída ao material libertado aquando da colisão de um corpo com a superfície do planeta.

a) Descreva em termos texturais o ejecta, o aro da cratera de impacto e o pico central da cratera mais pequena.

b) O ejecta da cratera maior é diferente do da cratera menor. Parte do da cratera maior fundiu as rochas e formou fluxos. Descreva a textura do fluxo em forma de A.

2- Na Fig.13, o lado direito ilustra uma zona de rifte em Vénus. Na imagem o rifte aparece quase plano, mas a topografia nesta zona é semelhante à do *Grand Canyon* no Arizona, com grandes escarpas e vales profundos. As lineações brilhantes da imagem são fracturas e falhas.

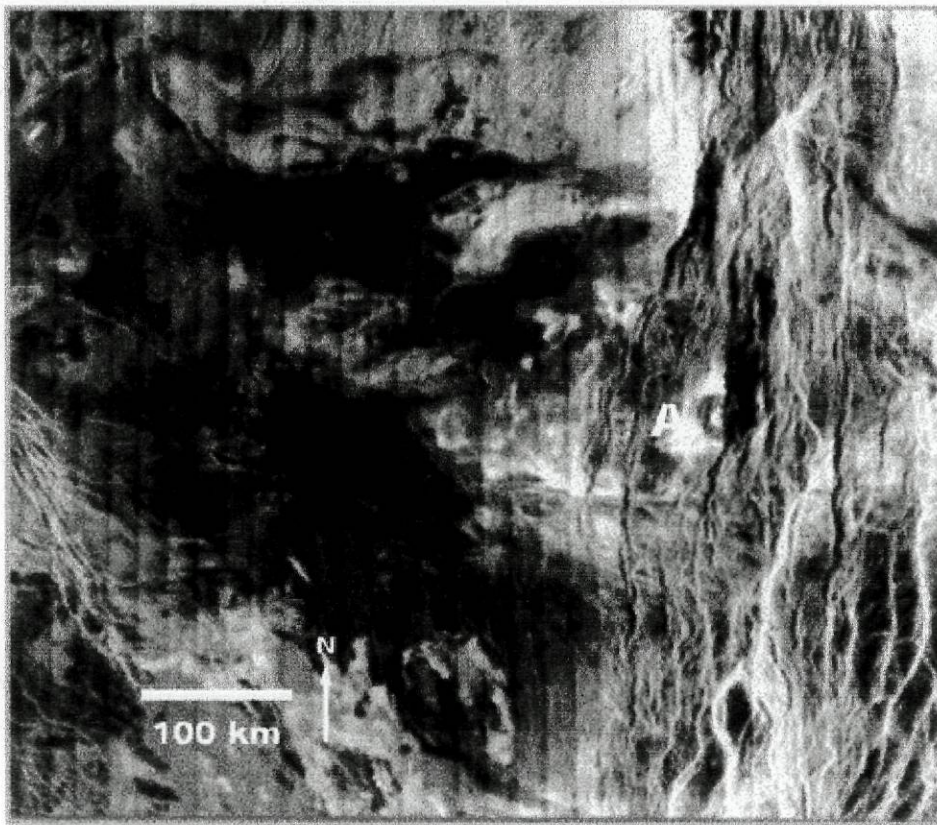


Fig. 13- Imagem da superfície de Vénus, onde é visível uma zona de rifte, ladeada por falhas e fracturas, na região direita. O Norte é para cima (in, URL15 2000).

a) Observe a cratera assinalada com um A e indique se esta é mais antiga ou mais recente do que o rifte? Justifique a sua resposta.

3- Na Fig.14 está patente um terreno complexo de Vénus, ou *tesserae*, termo usado para classificar estas regiões elevadas, que sofreram diversos fenómenos tectónicos como fracturas, falhas, riftes e levantamentos. À volta destes terrenos complexos encontram-se planícies mais recentes e de textura suave. Parte mais escura. As estruturas complexas apresentam-se claras na imagem de radar porque tornaram a topografia algo irregular.

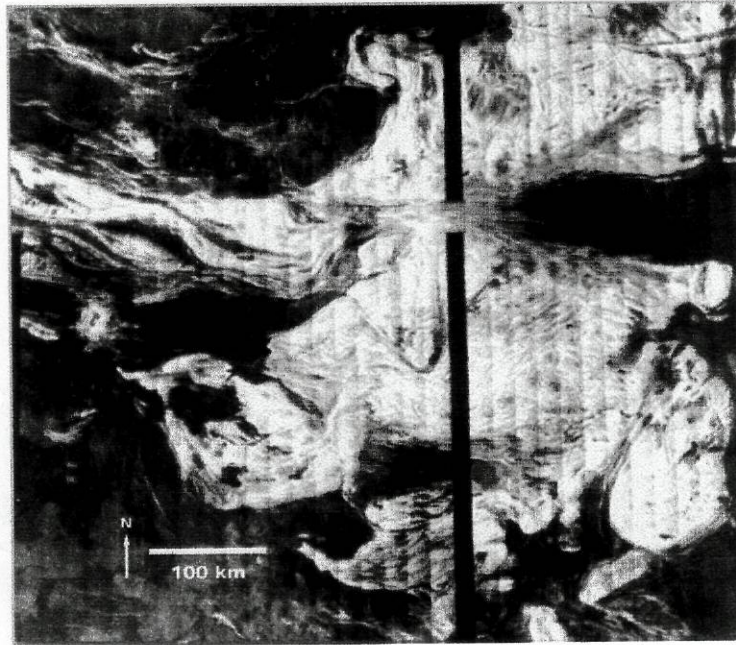


Fig.14- Imagem de um *tesserae*, ou terreno complexo em Vénus. Estes terrenos são considerados como sendo dos mais antigos no planeta. O Norte é para cima (in, URL15 2000).

a) Será que a actividade tectónica, que formou o *tesserae*, afectou as planícies vulcânicas? O que é que isso indica acerca da actividade tectónica nesta área? Qual a idade das planícies vulcânicas, em relação ao *tesserae*?

4- Na Figura 15 encontra-se um campo de pequenos vulcões (com diâmetro entre 1 e 10 km). Vénus é um planeta cuja actividade vulcânica já desempenhou um papel importante.

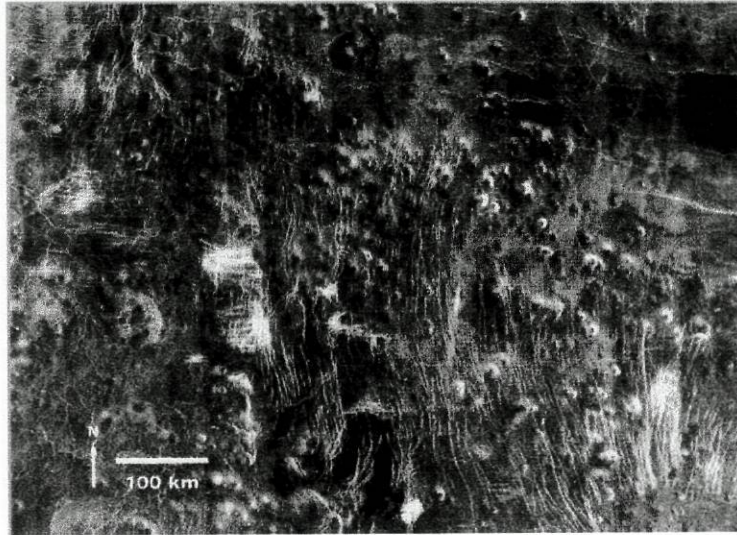


Fig.15- Imagem da superfície de Vénus, contendo um campo de pequenos vulcões (diâmetro entre 1 e 10 km)(in, URL152000).

a) Indique semelhanças e diferenças entre os vulcões que pertencem à figura.

5-Muitas das estruturas encontradas na Terra também se encontram em Vénus, tal como vulcões, falhas, fracturas e crateras de impacto. Porém, há estruturas, como as ilustradas na Fig.16, que são únicas de Vénus e são designadas de *coronae* (sing. *corona*). A sua aparência é curiosa e está associada a várias fracturas circulares, podendo formar depressões ou elevações que, geralmente, estão ligadas a fluxos vulcânicos, tal como se verifica a Noroeste da corona assinalada com A.

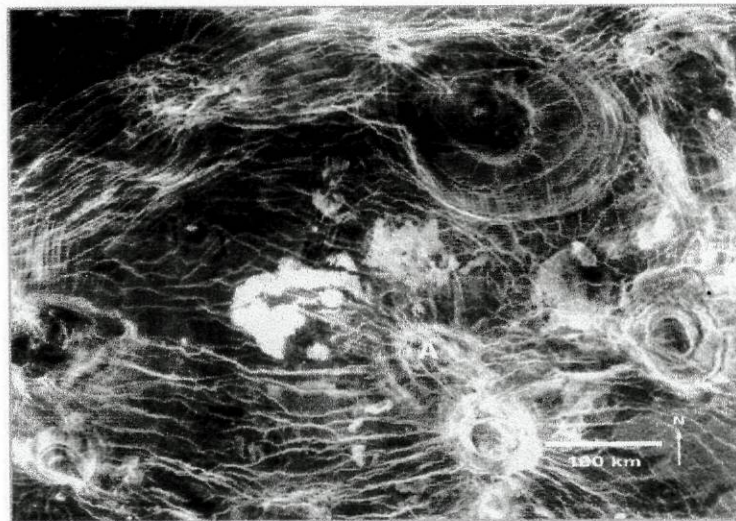


Fig. 16- Imagem da superfície de Vénus onde são visíveis várias estruturas únicas deste planeta, as *coronae* (singular *corona*), tratando-se de um sistema radial de fracturas. O Norte é para cima (in, URL152000).

a) O fluxo associado à corona assinalada com A, tem uma textura suave ou rugosa?

b) Quantos quilômetros para Noroeste se deslocou o material vulcânico a partir da letra A?

6- A Fig.17 é referente a uma zona de Vénus onde se encontram diversas estruturas. As zonas a negro não foram mapeadas pelo radar da sonda Magellan.

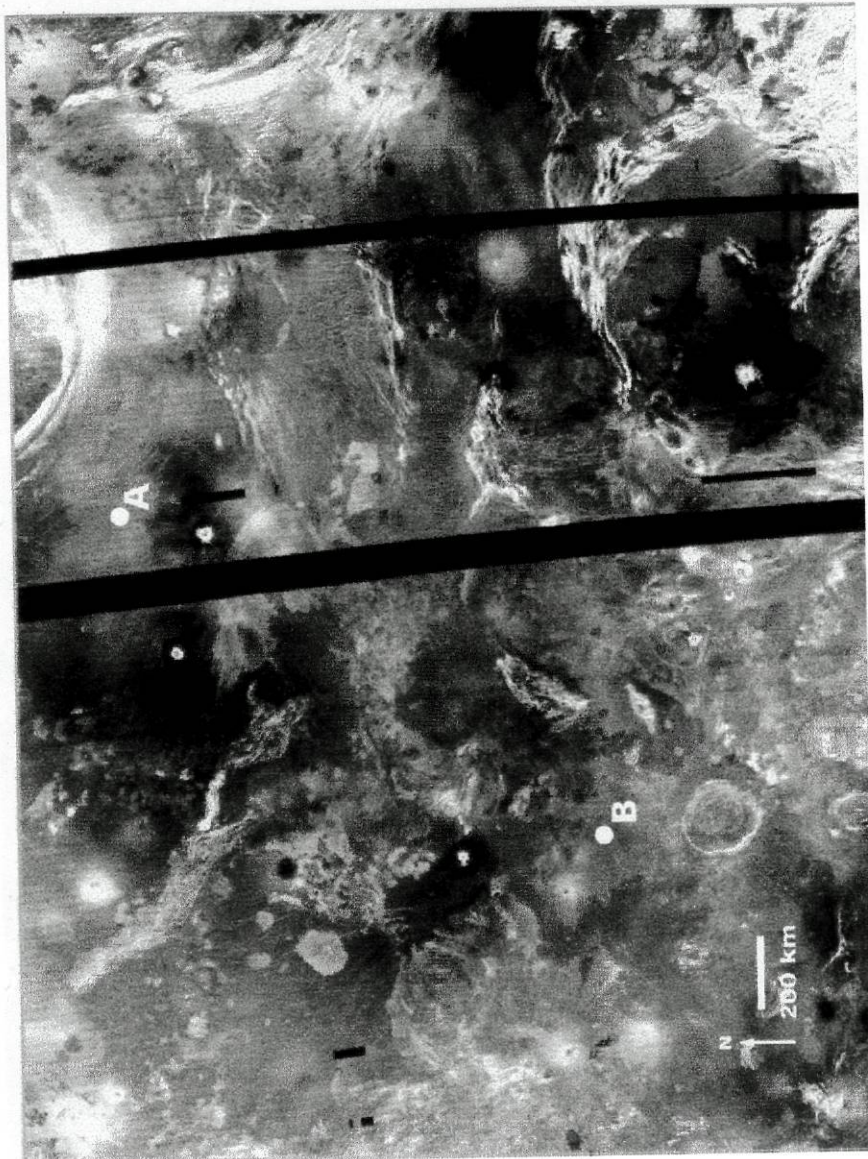


Fig. 17- Imagem de radar de uma zona de Vénus (Carson Quadrangle). O Norte é para cima (in, URL15 2000).

Vai colocar um acetato limpo por cima da Fig.17 e desenhar os contornos da zona mapeada.

- a) Identifique as estruturas correspondentes a corona, e assinale-as com um C.
- b) Identifique as crateras e assinale-as com um X.
- c) Identifique as zonas de terrenos complexos e assinale-os com um TC.
- d) Contorne os fluxos lávicos e assinale-os com um V.



Exercício nº4: Energia solar e estações

O quarto exercício visa compreender a importância da energia solar no aquecimento das atmosferas e das superfícies planetárias, para além de ajudar a conhecer o que provoca o aparecimento das estações climatéricas. Para a concretização dos objectivos principais utilizar-se-á uma lâmpada, papéis brancos e pretos, um quadro e um globo terrestre com inclinação axial.

Os planetas estão constantemente a receber energia solar. Cerca de 20% da energia que chega, aquece a atmosfera terrestre por absorção. As moléculas, átomos e partículas da nossa atmosfera absorvem os diferentes comprimentos de onda do espectro da radiação e provocam o seu aumento da temperatura. Na estratosfera, a camada de ozono absorve grande parte da radiação ultravioleta e é responsável pelo aumento de temperatura nesta zona. Isto contribui para que essa radiação não chegue à superfície terrestre. Se isso não acontecesse a radiação poderia causar graves danos aos seres vivos. 30% da radiação, aproximadamente, é reflectida pelas moléculas e partículas da atmosfera, pelas nuvens e pela própria superfície da Terra. Só cerca de 50% da energia solar é absorvida pela superfície do nosso planeta, sendo, posteriormente, convertida em energia térmica. Esta, ao ser emitida pela superfície, vai ser absorvida pelas espécies atmosféricas responsáveis pelo efeito de estufa, como o dióxido de carbono e o vapor de água. Uma parte da baixa atmosfera é facilmente aquecida porque se encontra em maior contacto com a superfície. A partir daí, iniciam-se movimentos de convecção atmosférica, responsáveis pela transferência calorífica ao longo dos vários quilómetros que a compõem.

Com efeito, a temperatura da atmosfera mais próxima da superfície varia ao longo das 24h, aumentando durante o dia e baixando durante a noite. Para se medir a temperatura utiliza-se termómetros de diferentes escalas. Uma das escalas mais comum é a que usa os graus *Celsius*, na qual a água tem um ponto de congelação aos 0° e de ebulição aos 100°. Uma outra escala muito comum é a que usa os graus *Fahrenheit*, sendo os graus de congelação e de ebulição da água 32° e 212°, respectivamente. A última escala de medição da temperatura é a que utiliza os graus *kelvin*, na qual a água congela aos 273 graus e entra em ebulição aos 373 graus. O zero na escala de kelvin, é o chamado zero absoluto, temperatura em que as moléculas não se movem devido à

energia térmica. A conversão de graus Celsius (C) para Fahrenheit (F) pode ser feita pela seguinte equação:

$$F = 9/5.C + 32$$

A conversão de kelvin (K) para graus Celsius é feita pela equação:

$$C = K - 273$$

A energia solar aquece a superfície e a atmosfera dos planetas. A sua inclinação axial é responsável pelas diferenças de intensidade de radiação solar, recebida em cada um dos hemisférios planetários. Um planeta que não apresente nenhuma inclinação axial, recebe a mesma intensidade de radiação solar ao longo do seu movimento de translação. O que significa dizer, maior intensidade no equador e menor nos pólos. Em planetas como a Terra e Marte, cujas inclinações axiais são respectivamente $23,5^\circ$ e $25,2^\circ$, surgem diferenças de intensidade de radiação solar ao longo de uma órbita ao Sol. Estas diferenças proporcionam o aparecimento das estações do ano, de tal modo que quando é Verão no hemisfério Norte, o planeta está com o Norte mais inclinado para o Sol. Assim, a radiação solar atinge o hemisfério do planeta com mais intensidade e menor inclinação com a superfície. Os dias são mais longos neste hemisfério, passando-se o contrário no hemisfério Sul, onde é Inverno.

Coloca-se o papel branco e o papel preto lado a lado e faz-se incidir a luz emitida pela lâmpada.

1- Qual dos papéis apresenta maior albedo? O que pode concluir acerca da temperatura em cada um deles?

2- Geralmente as temperaturas durante o dia são mais elevadas que as da noite, quando o céu está limpo. Porque será que, quando o céu se encontra com nuvens, as temperaturas do dia são mais baixas e as da noite são mais altas?

3- Se a temperatura numa dada região é de 300 kelvin, será que se pode vestir calções e T-shirt, ou é preciso um casaco? A quantos graus Celsius e Fahrenheit, correspondem os 300 kelvin?

4- Coloca-se o globo terrestre, com inclinação, em cima de uma mesa e ilumina-se com a lâmpada. Tente determinar em que estação se encontra cada um dos hemisférios, ao fazer a órbita do planeta à volta da lâmpada (Sol).

5- Suponha que a atmosfera de Vénus era opaca à radiação visível e transparente à radiação infravermelha. Em que medida é que a sua temperatura superficial seria afectada? Contraste esta atmosfera hipotética de Vénus com a atmosfera real, detentora de um grande efeito de estufa.



Exercício nº5: Gravidade e pressão atmosféricas

O último exercício proposto neste workshop tem como objectivo compreender a acção da força gravítica dos planetas do Sistema Solar, conhecer como funciona a velocidade de escape dos planetas e aplicar os conhecimentos adquiridos sobre a densidade de líquidos e gases.

Se um corpo sofre a acção de uma força ele é acelerado. A aceleração dos corpos que se verifica à superfície da Terra deve-se à força gravítica, que é cerca de $9,8\text{m/s}^2$. Em Marte, a força gravítica é apenas cerca de 38% da terrestre, o que é o mesmo que dizer que um objecto largado à sua superfície apenas acelera cerca de 38%, do que aceleraria na Terra.

As moléculas dos gases que compõem a atmosfera de um planeta também são aceleradas, devido, quer a colisões entre elas, quer à energia solar. No entanto, se um planeta não possuir força da gravidade e, conseqüentemente, velocidade de escape, essas moléculas poderão escapar-se à acção gravítica do planeta. O planeta Terra possui uma velocidade de escape de $11,2\text{ km/s}$ (no equador), Marte tem, apenas, uma velocidade de escape de $5,0\text{ km/s}$ e Júpiter de $59,6\text{ km/s}$.

A pressão exercida pelos gases depende da sua temperatura e do seu volume. Se um gás, a uma temperatura constante, for comprimido num volume mais pequeno, irá aumentar a pressão e a densidade. Por outro lado, se num volume constante se fizer aumentar a temperatura, a pressão exercida nas paredes do recipiente, aumenta. Porém, se um gás é mantido a uma pressão constante, ele expande-se se a temperatura é aumentada. Os gases na atmosfera comportam-se como fluidos. Se estes não se misturarem, colocam-se por densidades, ficando o mais denso por baixo e o menos denso, por cima. Na atmosfera terrestre os gases são misturados devido aos ventos. No entanto, há separação dos gases de acordo com a temperatura. A mistura de gases mais quentes tem tendência a subir, uma vez que são menos densos.

A título de consolidar os objectivos propostos para este exercício, seguem-se questões e actividades a desenvolver.

1- Quanto pesará em Marte, uma pessoa que na Terra tem o peso de 60 kg ?

2- Com que velocidade terá uma pessoa que atirar um objecto da superfície da Terra, para que este não retorne à superfície? Como é que as moléculas gasosas da atmosfera adquirem tão altas velocidades?

3- Para estudar a influência da densidade dos líquidos na sua distribuição espacial, procede-se à seguinte demonstração:

Deitam-se líquidos, de diferentes densidades e corados diferentemente, numa proveta graduada e observa-se.

a) Explique o que está a ver.



RESOLUÇÃO DOS EXERCÍCIOS

Exercício nº1: *Efeito de Coriolis*

- 1- A linha desenhada é recta.
- 2- Para que esta demonstração represente a Terra, a mesa tem de começar a rodar.
- 3- A linha foi deslocada para a direita.
- 4- A linha desloca-se em sentido contrário aos ponteiros do relógio.
- 5- O avião seria deslocado para a direita.
- 6- A linha foi deslocada para a esquerda.
- 7- A linha deslocou-se na direcção dos ponteiros do relógio.
- 8- O barco seria desviado para a esquerda (Note-se que a direcção da viagem não interfere em nada o deslocamento. No hemisfério Norte tudo é desviado para a direita e no hemisfério Sul para a esquerda).
- 9- Os objectos no hemisfério Norte são desviados para a direita, enquanto que no hemisfério Sul o são para a esquerda.
- 10- O conjunto de estruturas da superfície de Marte forma um padrão de aparência curvo.
- 11- As estruturas da superfície de Marte sugerem que o planeta também sofre a acção do *Efeito de Coriolis*.
- 12- Sim. Marte executa movimento de rotação e uma prova disso é o *Efeito de Coriolis* que se faz sentir.
- 13- Para que se formassem as estruturas da Fig.1, o vento veio Noroeste.
- 14- O vento seria desviado para a esquerda.
- 15- O desvio notório para a esquerda indica que a imagem é referente ao hemisfério Sul de Marte.

Exercício nº2: *Sistema de Tempestades*

- 1.a) A espiral das nuvens desloca-se no sentido contrário ao dos ponteiros do relógio.
- 1.b) O efeito de Coriolis desloca qualquer tempestade do hemisfério norte numa espiral de sentido contrário ao dos ponteiros do relógio.

2.a) As espirais deslocam-se no sentido dos ponteiros do relógio.

2.b) O efeito de Coriolis desloca qualquer tempestade do hemisfério Sul numa espiral no sentido dos ponteiros do relógio.

3- Este tipo de padrão é uma frente de tempestade e o clima associado é de precipitação, vento e baixas temperaturas.

4.a) Esta estrutura foi formada no hemisfério Norte, uma vez que as nuvens espiralam no sentido contrário ao dos ponteiros do relógio.

5.a) Não se identifica nenhum padrão de nuvens em espiral no planeta Vénus.

5.b) A circulação da atmosfera de Vénus é mais simples do que aquela que ocorre na Terra tendo, por isso, um menor número de células de *Hadley*.

6- Júpiter é um planeta com um rápido movimento de rotação. As nuvens em várias bandas, revelam uma circulação atmosférica complexa.

7- A Grande Mancha Vermelha encontra-se no hemisfério Sul de Júpiter.

8- Os ventos deslocam-se no sentido contrário ao dos ponteiros do relógio.

9- Não, esta não é uma tempestade induzida pelo efeito de Coriolis, porque o sentido da rotação não corresponde a uma tempestade provocada por esta força, no hemisfério em questão.

Exercício nº3: *Estruturas Geológicas de Vénus*

1.a) O ejecta, o aro e o pico central mostram rochas fragmentadas de textura rugosa, aparecendo em cor clara na imagem de radar. O fundo da cratera é suave e tem a tonalidade escura.

1.b) A estrutura A tem uma textura rugosa.

2.a) A cratera é mais antiga. Para que ela fosse cortada pelo rifte, tinha de estar lá antes da sua formação.

3.a) Não. A actividade tectónica que formou os terrenos complexos não afectou as planícies vulcânicas, o que significa que as planícies são mais recentes e o seu estilo de tectonismo já cessou, ou que foi episódico e não ocorreu desde que as planícies se estabeleceram.

4.a) Todos os vulcões parecem ter uma cratera central elevada e um cone elevado. Um são mais claras que outras o que significa que têm diferentes texturas.

5.a) Os fluxos associados com a coroa assinalada com A, são rugosos (são claros, na imagem).

5.b) O material vulcânico deslocou-se aproximadamente 150 km.

Exercício nº4: *Energia Solar e Estações*

1- O papel com mais albedo é o branco uma vez que reflecte maior quantidade de luz incidente. Relativamente à temperatura, o papel negro atingiu maior temperatura, pois absorveu mais luz incidente.

2- Quando o céu se apresenta sem nuvens a radiação solar que atinge a superfície terrestre é elevada, conduzindo a um aumento da sua temperatura. No entanto, num dia com nuvens, muita dessa radiação é absorvida e reflectida pelas mesmas. A temperatura superficial baixa. Porém, durante a noite na condição de céu limpo, a radiação térmica escapa-se da superfície para a atmosfera média, baixando, por isso, a temperatura. Se à noite o céu tem nuvens, estas vão impedir que a radiação térmica se escape da região superficial da Terra. As temperaturas não baixam tanto.

3- Terá de andar de calções. Os 300 kelvin, correspondem a 27°C e a 80,6°F.

5- Se a atmosfera fosse opaca à radiação visível e transparente à radiação infravermelha, a sua situação a nível da temperatura superficial seria diferente. À partida a radiação térmica reradiada pela superfície não seria impedida de sair, como actualmente acontece. Só por isso, a temperatura baixava. Mas pelo facto de ser opaca à radiação visível, iria baixar a temperatura da superfície do planeta, uma vez que esta se converte em energia térmica quando atinge a superfície planetária.

Exercício nº5: *Gravidade e Pressão Atmosféricas*

1- 100% _____ 60 kg

38% _____ X X= 22,8 kg

2- Para que um objecto saísse da acção da força da gravidade da Terra, este teria de ser atirado a uma velocidade de 11,2 km por segundo (o que seria impossível para uma pessoa). Na atmosfera, as moléculas e átomos adquirem grande velocidade cinética, por estarem sujeitas à acção da radiação solar que as faz adquirir altas

velocidades e escaparem-se ao planeta. Nessa dinâmica, as moléculas e átomos chocam uns com os outros adquirindo, igualmente, mais velocidade cinética.

3.a) Os líquidos mais densos afundaram-se e os menos densos permaneceram à superfície.