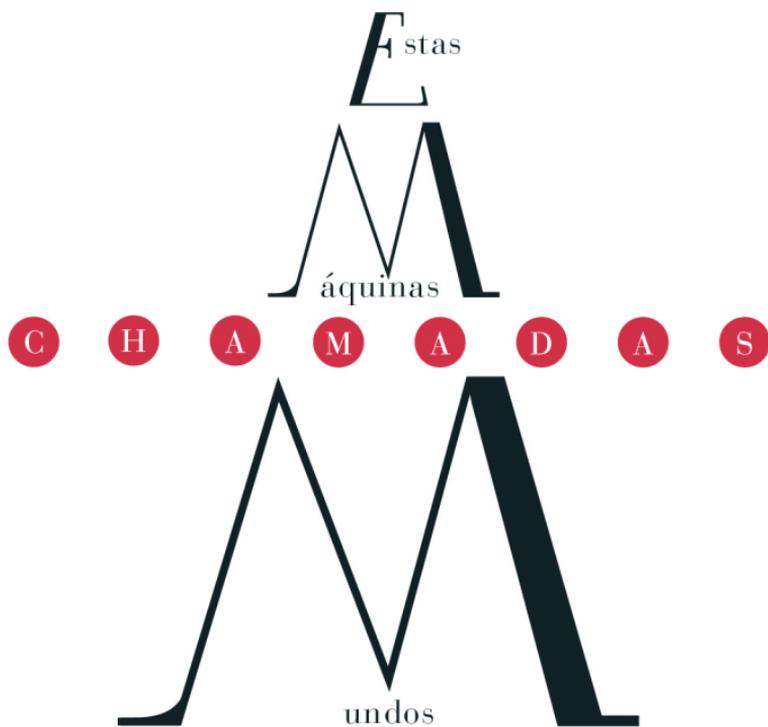


E. Ivo Alves



Estado da Arte

I  
IMPRESA DA UNIVERSIDADE DE COIMBRA  
COIMBRA UNIVERSITY PRESS  
U

(Página deixada propositadamente em branco)

E. Ivo Alves

# Estas Máquinas Chamadas Mundos

*Breve Manual de instruções para fabricar planetas  
e mantê-los em bom estado de funcionamento*

Estado da Arte

**COORDENAÇÃO EDITORIAL**

**Imprensa da Universidade de Coimbra**

**Email: [imprensauc@ci.uc.pt](mailto:imprensauc@ci.uc.pt)**

**URL: [http://www.uc.pt/imprensa\\_uc](http://www.uc.pt/imprensa_uc)**

**Vendas Online: <http://www.livrariadaimprensa.com>**

**CONCEPÇÃO GRÁFICA**

**António Barros**

**INFOGRAFIA**

**Carlos Costa**

**Imprensa da Universidade de Coimbra**

**EXECUÇÃO GRÁFICA**

**Norprint**

**ISBN**

**978-989-26-0080-2**

**ISBN Digital**

**978-989-26-0187-8**

**DOI**

**<http://dx.doi.org/10.14195/978-989-26-0187-8>**

**DEPÓSITO LEGAL**

**319372/10**

# ÍNDICE

1. **Introdução** ..... 5  
“(...) acreditas que, assim como neste espaço se encontra esta máquina chamada mundo, a mesma teria podido ou poderia estar noutro espaço (...)?”
  
2. **Só fornecemos dois modelos de planetas e um deles é muito melhor que o outro**..... 9  
Onde se resume a legislação pertinente, se descrevem os dois modelos produzidos nesta fábrica e se tenta convencer o cliente a adquirir só um deles.
  
3. **Resíduos industriais**..... 23  
Onde se mostra como até o lixo tem a sua beleza.
  
4. **Fabrico e funcionamento dos núcleos**..... 29  
Onde se mostra como um dínamo, apesar de possibilitar belas luzes, também serve para proteger os utilizadores destas máquinas.
  
5. **Fabrico e funcionamento dos mantos** ..... 35  
Onde se revelam os estados, mais afectivos que políticos, em que se encontram estas máquinas.

<b>6. Fabrico e funcionamento das crostas.....</b>	<b>43</b>
Onde se ensina a fabricar uma capa que protege estas máquinas e é, seguramente, o seu componente mais importante.	
<b>7. Estas máquinas funcionam bem, mas são muito barulhentas.....</b>	<b>61</b>
Onde se mostra que os ruídos destas máquinas não só não constituem defeito de fabrico como são essenciais ao seu bom funcionamento.	
<b>8. Matérias-primas para o fabrico destas máquinas.....</b>	<b>73</b>
Onde se mostra como esta fábrica, muito eficiente, produz as suas próprias matérias-primas e, muito conscienciosa, está sempre a reciclá-las.	
<b>9. Fabrico e funcionamento das atmosferas.....</b>	<b>103</b>
Onde se mostra como a pintura destas máquinas é seca nas melhores estufas, que são diferentes das do tomate, e se lamenta não se poder fornecê-las equipadas com uma moral.	
<b>10. Fabrico e funcionamento dos utilizadores.....</b>	<b>127</b>
Onde se apresenta uma receita de sopa que, a partir de ingredientes simples da dispensa, fabrica nadadores.	
<b>11. A concorrência .....</b>	<b>145</b>
Onde se descrevem, por completude, mas com alguma displicência, os modelos fornecidos por outras fábricas, que são muito piores que os nossos.	
<b>12. Não aceitamos devoluções: só trocas .....</b>	<b>151</b>
Onde se definem as condições de garantia que, apesar de muito alargada, ainda não é eterna.	
<b>Referências.....</b>	<b>157</b>

# 1

## INTRODUÇÃO

*“(...) acredita que, assim como neste espaço se encontra esta máquina chamada mundo, a mesma teria podido ou poderia estar noutro espaço (...)?”*

*Giordano Bruno, Acerca do Infinito do Universo e dos Mundos, FCG, 3ª ed., 1984, p.33.*

Vivemos tempos de fronteiras difusas: políticas, económicas, filosóficas, científicas. Nas ciências, a interdisciplinaridade é rainha e a rainha da interdisciplinaridade é a Geologia.

Embora, estrita e originalmente, “Geologia” signifique “Conhecimento da Terra”, à medida que fomos descobrindo outros planetas tornou-se claro que não só podemos aplicar o nosso conhecimento da Terra à interpretação desses planetas,

mas também que o estudo deles nos pode ajudar a compreender melhor o nosso. Assim, a Geologia é hoje, de pleno direito, a ciência que estuda os planetas sólidos. Os outros, os grandes planetas gasosos, são mais do âmbito da Física mas, como todos são orbitados por grandes corpos geológicos, a Geologia tem que olhar um pouco para todo o Sistema Solar – e mais além...

O olhar do geólogo de hoje tem que ter passado pela Matemática, pela Astronomia, pela Cosmologia, pela Física, pela Geofísica, pela Climatologia, pela Meteorologia, pela Oceanografia, pela Química, pela Geoquímica, pela Bioquímica, pela Biologia, para compreender os objectos e os processos planetários. Já acabou, felizmente, a época da superespecialização: todos trabalhamos integrados em grandes equipas multidisciplinares que enriquecem a Ciência com os contributos das várias ciências e, ao mesmo tempo, nos enriquecem a nós, tornando-nos seres humanos mais completos. E mais complexos.

A descoberta da complexidade intrínseca de todos os processos naturais pôs de parte o mecanicismo ingênuo de Giordano Bruno e não se

pretende aqui retomá-lo. Pretendeu-se, sim, prestar homenagem à visão avançadíssima de um Homem que sofreu muito mais pelas suas convicções que Galileu, embora o seu papel na evolução futura da Ciência tenha sido muito menor<sup>1</sup>.

Além disso, a visão dos planetas como máquinas é didáctica. Todos sabemos como, numa máquina bem desenhada, todas as partes são necessárias para o bom funcionamento: nada lá está a mais, nada lá falta. Como seria possível, então, falar de pedras (que a maioria das pessoas associa à Geologia) sem falar de ventos? E como seria possível falar de nós sem falar de pedras?

Uma dificuldade com a ilustração em livro de sistemas geológicos é que as dinâmicas planetárias são quase sempre cíclicas enquanto um livro é linear. Pareceria, assim, que uma ferramenta de exposição não linear, como a Internet, seria mais adequada a este fim, principalmente se nos filiaros nas teorias construtivistas da didáctica,

---

<sup>1</sup> Veja-se uma biografia de Bruno em Cobra, R. Q., *Giordano Bruno, Página de Filosofia Moderna*, [http://www.antroposmoderno.com/antro-version-imprimir.php?id\\_articulo=78](http://www.antroposmoderno.com/antro-version-imprimir.php?id_articulo=78).

em que cada leitor vai construindo o seu conhecimento, à sua medida. Não creio. O conhecimento não é seu, nem meu: é universal e foi sendo construído ao longo da história por gente mais sabedora que nós, que teve nisso muito trabalho e muito maiores dificuldades (até perder a vida, como o nosso bom Bruno). Seria tolo desprezar todo esse património e, de cada vez, querer reinventar a roda.

Por isso, este “manual” vai mesmo assim, em livro, com todos os defeitos que isso implica e que são, principalmente, fruto da incapacidade do autor.

Fica aqui uma palavra de agradecimento aos colegas e amigos Branca e José Azevedo; o simpático casal de naturalistas leu um rascunho deste texto, corrigiu asneiras e melhorou-o tanto quanto pôde, a partir de tão fraca matéria-prima: obrigado.

## 2

SÓ FORNECEMOS DOIS MODELOS DE PLANETAS  
E UM DELES É MUITO MELHOR QUE O OUTRO

*Onde se resume a legislação pertinente,  
se descrevem os dois modelos produzidos  
nesta fábrica e se tenta convencer o cliente  
a adquirir só um deles.*

Com o “Big Bang” começou o tempo e o espaço e tudo: a matéria-prima e o projecto – os planos, as regras, as leis físicas, a Matemática.

Nas fases iniciais (os primeiros 3 a 20 minutos) formaram-se os protões e electrões, que viriam a constituir o hidrogénio, que ainda é o elemento mais abundante do Universo; mais tarde surgiram os neutrões que, nas enormes temperaturas e pressões vigentes, se combinaram com protões para produzir hélio em reacções de fusão como as que

se passam no núcleo das estrelas. Só depois de haver grandes quantidades de hélio foram produzidos lítio e berílio, em quantidades vestigiais por o Universo – minúsculo – já estar demasiado “frio”. Tudo isto passou-se nos primeiros 70.000 anos.

A produção dos elementos mais leves está ligada ao nascimento do Universo, mas a dos mais pesados necessita da morte das estrelas. As estrelas começam a morrer quando já não contêm hidrogénio suficiente para sintetizar hélio: crescem desmesuradamente, transformando-se em gigantes vermelhas, e começam a sintetizar elementos mais pesados a partir das “cinzas” de hélio: três núcleos de hélio produzem carbono, quatro, oxigénio. Estrelas pequenas, como o Sol, não conseguirão comprimir o núcleo o bastante para produzir elementos mais pesados: no fim da sua vida, como anãs brancas, reterão hidrogénio, hélio, lítio, berílio, boro, carbono, azoto e oxigénio<sup>2</sup>.

---

<sup>2</sup> Veja a *Tabela Periódica dos Elementos*, de AJFF, em <http://fq.home.sapo.pt/tp.htm>

A síntese dos elementos mais pesados requer estrelas muito mais massivas que, no fim da sua vida, como supernovas, explodem espalhando todos os elementos pelo espaço.

No Universo conhecido há muitas nuvens de gases e poeiras – nebulosas – que podem dar origem a sistemas solares. Nessas nuvens há duas forças opostas que se equilibram e são os motores destas máquinas: a gravidade, que tende a contraí-las, e a pressão térmica, que tende a expandi-las.

Por vezes as nebulosas são perturbadas por algum tipo de choque, como a onda provocada pela explosão de uma supernova ou, simplesmente, a aproximação de outra nuvem. Quando recebe o choque, a nebulosa começa a contrair-se.

A contracção é acompanhada por um aumento de temperatura mas, desde que a massa nebular seja suficiente, a força gravitacional é maior que a tendência para expansão térmica. À medida que a nebulosa inicial roda e se contrai, fragmenta-se. Cada um dos fragmentos, desde que tenha massa e densidade suficientes, individualiza-se e, por sua vez, roda e contrai-se mais. Nunca se observaram fragmentos nesta fase, não só porque

é rápida (alguns milhares de anos), como também porque estarão rodeados por gases e poeiras densos. Só quando a temperatura dos fragmentos atinge 2000 a 3000 °C se tornam visíveis, merecendo agora o nome de proto-estrelas.

Uma destas proto-estrelas, surgida há cerca de 4650 milhões de anos, veio a ser o nosso Sol.

A contracção do proto-sol deixou para trás um disco de material, a partir do qual se formou o sistema planetário. A composição deste material era a mesma do Sol actual e da nebulosa solar original. Esta era demasiado densa e opaca para deixar escapar energia por irradiação, por isso a contracção gravitacional foi sendo acompanhada por um aumento de temperatura. A uma distância de 300 a 500 milhões de quilómetros do proto-sol, as temperaturas seriam ainda da ordem dos 2000 °C pelo que quaisquer elementos estariam no estado gasoso.

A um certo ponto, a condensação fez com que a nebulosa ficasse transparente, começando assim a arrefecer. Isto veio a permitir que se produzissem compostos, inicialmente sob a forma de grãos de poeira. Um dos primeiros a formar-se teria sido

o corindo, o óxido de alumínio que é o principal componente das safiras e dos rubis, aos 1450 °C, e os últimos os gelos de metano e de azoto, a -200 °C, nos bordos mais frios da nebulosa solar. Isto explicaria a futura diferenciação composicional entre planetas telúricos – parecidos com a Terra – e jovianos – parecidos com Júpiter.

Mas havia ainda um longo caminho a percorrer entre esta nuvem de poeiras minerais e gelos e um Sistema Solar. À medida que se iam formando, as poeiras iam estabilizando em órbitas no plano médio da nebulosa. Os choques aleatórios entre partículas e a atracção gravitacional foram gerando agregados cada vez maiores, em tempos e com dimensões dependentes da distância ao centro gravitacional da nebulosa – o proto-sol.

A coagulação é um processo acelerado; por isso, ao fim de mais 10.000 a 100.000 anos já haveria corpos com menos de 10 km de diâmetro – planetesimais – em órbitas próximas da da Terra actual: os embriões dos planetas do Sistema Solar interior.

O proto-sol estava então na fase de ser uma estrela juvenil, pequena (talvez o dobro da massa

actual) e produzindo jactos fortíssimos de partículas. Esse vento lançou no espaço os restos da nebulosa solar, impedindo que Júpiter capturasse gases suficientes para se tornar, também ele, uma estrela.

Em apenas 50 milhões de anos, a pressão e a temperatura no núcleo solar tornaram-se suficientemente altas para que o hidrogénio começasse a fundir-se com produção de hélio e de energia bastante para contrariar a contracção gravitacional. O Sol entrou, assim, na fase da sua vida em que ainda se encontra.

Tudo – mesmo tudo – o que vemos nos planetas é causado pela interacção de dois motores.

O primeiro motor é a força que atrai entre si todos os corpos com massa – chamamos-lhe gravidade pois, no tempo de Galileu, chamava-se “graves” aos corpos com massa mensurável, como as pedras e as cadeiras. A força da gravidade é a primeira que o ser humano conheceu e continua a ser a mais misteriosa das forças fundamentais do Universo: em muitos aspectos, uma força excepcional.

Sabemos, desde Galileu, que a queda livre dos corpos se dirige para o centro da Terra e que a

velocidade dessa queda não é proporcional às suas massas. Sabemos mais, desde Newton, que a gravidade atrai dois corpos tanto mais quanto maiores forem as suas massas e tanto menos quanto mais distantes entre si estiverem; sabemos até a exacta formulação matemática dessa atracção. A separação, ou diferenciação, gravítica, que faz com que as malaguetas se acumulem no fundo do frasco de piripiri, é a causa de hoje termos os planetas mais densos junto do Sol e os menos densos mais longe. É também responsável por, à escala de cada planeta, a densidade dos materiais crescer da superfície para o interior. Alguém ainda acredita na “teoria” da Terra oca?

O outro motor é o total de energia contida numa porção de matéria e chamamos-lhe “calor”.

Muitas vezes usamos os termos “calor” e “temperatura”, soltamente, como sinónimos, embora não o sejam. O calor, como se disse, é uma energia e, como tal, pode movimentar-se e transferir-se entre corpos. A temperatura é apenas uma medida que está relacionada com os movimentos das partículas; diz-se, portanto, que é uma medida da energia cinética média das partículas numa substância.

A quantidade de calor de um objecto depende do seu tamanho e a temperatura não.

O calor pode ser transferido entre corpos por três processos: por condução, entre corpos em contacto directo; por radiação, quando os corpos não estão em contacto directo e há conversões de energia, por exemplo, num ferro onde as moléculas se agitem até ficar em brasa, que irradia calor na forma de raios infravermelhos; por convecção, quando a própria matéria, fluida, se movimenta de forma a anular os gradientes térmicos, como numa panela de sopa ao lume, em que o líquido se movimenta do fundo, mais quente, para a superfície, mais fria, onde arrefece e volta a descer.

A convecção é particularmente interessante e importante em Geologia. Note-se, para já, como faz de “engrenagem de transmissão” entre os nossos dois motores: a razão pela qual porções mais quentes (plumas) de um fluido sobem no meio das mais frias é que o líquido mais quente é menos denso, por isso menos atraído pela gravidade e, assim, ascende e tende a flutuar no mais denso.

Quando o Sol entrou na sua fase actual, de equilíbrio entre a contracção gravitacional e a pressão térmica das reacções nucleares, já estavam definidos os materiais que originariam os planetas. No Sistema Solar Interior – até quatro UA<sup>3</sup> – a temperatura era demasiado alta para a condensação de moléculas voláteis, como a água ou o metano. Por esse motivo, aqui só puderam formar-se planetesimais a partir de materiais com altos pontos de fusão, como os silicatos, o ferro e o níquel. Foram estes planetesimais que vieram a agregar-se nos quatro planetas terrestres ou telúricos: Mercúrio, Vénus, a Terra e Marte.

Os embriões dos planetas telúricos terão crescido até cerca de 5% da massa terrestre pelo mecanismo de agregação gravitacional nos primeiros 100.000 anos depois da formação do Sol. Os nossos quatro planetas telúricos terão crescido, então, por sucessivas capturas (choques) entre os corpos primitivos. Um desses choques foi muito

---

<sup>3</sup> Uma UA (unidade astronómica) é a distância média entre a Terra e o Sol, cerca de 150.000.000 km.

relevante para nós: um corpo do tamanho de Marte terá chocado com a Terra em formação ejectando para o espaço o material que viria a constituir a Lua.

Os gigantes gasosos formaram-se só para lá da “linha de gelo”: a distância do Sol, entre as órbitas de Marte e de Júpiter, a partir da qual os voláteis, como a água ou o dióxido de carbono, permanecem no estado sólido. Os planetesimais existentes para lá da linha de gelo agregaram-se até formarem corpos com o quádruplo da massa da Terra em cerca de três milhões de anos. Como o hidrogénio e o hélio são, de longe, os elementos mais abundantes, foi pela captura destes que os futuros gigantes gasosos foram crescendo até terem, hoje, 99% da massa do Sistema Solar (excluindo o Sol).

É digno de nota que os quatro gigantes possuem os seus próprios “sistemas planetários” contendo, entre corpos mais pequenos tardiamente capturados, luas que são verdadeiros planetas telúricos: Io, Europa, Calisto e Ganimedes em torno de Júpiter; Mimas, Encélado, Tétis, Dione, Reia, Titã, Hiperião e Jápeto em torno de Saturno; Ariel,

Umbriel, Titânia, Oberon e Miranda em torno de Úrano; Tritão, em torno de Neptuno<sup>4</sup>. Pensa-se que as suas origens devem ter sido simultâneas das dos planetas principais, um pouco da mesma forma que estes cresceram em torno do Sol, em “sub-remoinhos” do “remoinho” principal.

De onde vem, hoje, o calor interno dos planetas? De duas fontes principais: do calor residual dos impactos e da compressão da formação planetária inicial mas, principalmente, do decaimento de isótopos radioactivos de urânio, tório e potássio. Calcula-se que a Terra contenha um calor total de 30.000.000.000.000.000.000.000 kWh – que parece muito, mas é apenas um terço do que o Sol emite por dia.

A radioactividade aquece-nos o corpo e a alma: é graças a ela que conseguimos saber a idade destas nossas máquinas.

O que caracteriza as propriedades químicas de um elemento é o número de electrões que envolve

---

<sup>4</sup> Veja-se Alves, E. I., *Pequeno Atlas do Sistema Solar*, Imprensa da Universidade de Coimbra, 2010, para uma descrição geológica do Sistema Solar.

o núcleo. Neste, existem prótons – obrigatoriamente em número igual ao dos electrões – e neutrões. Agora veja-se: dois átomos com o mesmo número de prótons e diferentes números de neutrões têm as mesmas propriedades químicas mas massas diferentes, são os chamados isótopos.

Só como exemplo vejamos o carbono. O núcleo do carbono mais comum tem massa 12 (não interessam as unidades), por conter 6 prótons e 6 neutrões. Mas também há núcleos na natureza – isótopos – de carbono com massas 13 e 14, ambos com 6 prótons mas com, respectivamente, 7 e 8 neutrões. Todos são carbono, todos têm as propriedades químicas do carbono, contemo-los a todos nos nossos corpos, mas em proporções (chamadas relações isotópicas) muito diferentes: o carbono 12 domina, com cerca de 98,93%, e o carbono 13 são os restantes cerca de 1,07%. Então e o carbono 14? Com cerca de 0.0000000001% nem chega a entrar nas contas – mas é muito importante para a história que estamos a contar, porque é radioactivo.

O núcleo do carbono 14 é instável: de vez em quando, um dos seus neutrões transforma-se

espontaneamente num protão, com libertação de um electrão, no chamado decaimento beta. Tínhamos carbono com 6 protões mais 8 neutrões e ficámos, assim, com 7 protões mais 7 neutrões, isto é: azoto! Somos todos alquimistas um pouco radioactivos... Num grama de carbono total na natureza este processo dá-se cerca de 14 vezes por minuto, o que faz com que, dada uma qualquer quantidade inicial de carbono 14, ao fim de cerca de 5730 anos metade transformou-se em azoto. Este valor tem, assim, o nome de meia-vida do carbono 14. Deste modo, tendo informações sobre a meia-vida de um isótopo radioactivo, sobre a relação isotópica do elemento em causa e sobre os teores dos isótopos-filhos, podemos datar as rochas.

O carbono, que usámos como exemplo, como tem uma meia-vida curta, só é usado para datar materiais recentes e que, é claro, contenham carbono. Para a maioria das rochas usa-se mais na datação absoluta o decaimento de isótopos de potássio, urânio e outros elementos menos comuns como o argón, o rubídio, o tório ou o samário.

Para além da Terra, a geocronologia – absoluta – só foi ainda aplicada a rochas da Lua.

Ao conhecer, simultaneamente, a idade absoluta e a taxa de craterismo (número e dimensão das crateras por unidade de superfície) na Lua, foi possível inferir intervalos de idades para outras superfícies planetárias. Alguns autores dizem, contudo, que este tipo de datação é afectado por demasiadas incertezas para poder ser útil.

### 3

#### RESÍDUOS INDUSTRIAIS

*Onde se mostra como até o lixo tem a sua beleza.*

Nem toda a matéria da nebulosa primordial ficou englobada no Sol, nos planetas e nos seus satélites, mas as sobras deste fabrico não são menos interessantes.

Foi só em 1801 que se descobriu o primeiro asteróide: Ceres. De então até hoje, já foram descobertos e catalogados algumas centenas de milhar de asteróides e todos os anos a lista é acrescentada com mais alguns milhares. Como é evidente, o catálogo é muito completo para os corpos grandes e muito incompleto para os pequenos – pensa-se que possa haver cerca de um milhão de asteróides com cerca de 1 km de diâmetro.

As órbitas da maioria dos asteróides estão numa zona do espaço chamada Cintura Principal de Asteróides, entre 2 e 4 UA do Sol. Nesta cintura, a sua distribuição não é homogénea: os asteróides dispõem-se por famílias de proximidade, havendo zonas sem asteróides, provocadas pelo campo gravitacional de Júpiter.

Há ainda famílias fora da cintura principal: os troianos, na órbita de Júpiter, são várias centenas em dois grupos,  $60^\circ$  à frente e  $60^\circ$  atrás do planeta (nos chamados pontos de Lagrange). Também se identificaram troianos nos pontos de Lagrange das órbitas de Neptuno e de Marte. Encontrou-se um asteróide que quase partilha a órbita da Terra, 3753 Cruithne, mas não é, estritamente, um troiano, dado que não se encontra estabilizado num ponto de Lagrange. Os asteróides próximos da Terra têm órbitas que se aproximam até 1 UA do Sol e são os objectos que constituem um maior perigo para o nosso planeta: a maioria dos meteoritos provém deste grupo.

Hoje temos um conhecimento profundo sobre a composição, a origem e os processos sofridos pelas rochas que compõem o nosso planeta. Temos

ainda um razoável conhecimento em primeira mão sobre as rochas lunares, a partir dos 382 kg de amostras colhidas pelos astronautas do programa Apolo e 326 g recuperados por três missões soviéticas Luna não tripuladas.

E sobre os outros corpos do Sistema Solar?

Há análises químicas obtidas nas superfícies de Vénus e de Marte pelas sondas robóticas que lá pousaram, mas também temos outra ajuda preciosa para conhecer a geologia extraterrestre: os meteoritos.

As “estrelas cadentes” que se podem ver quase todas as noites e são particularmente numerosas em algumas épocas do ano são meteoros: pedaços de asteróides e cometas que atingem altíssimas temperaturas pelo atrito que sofrem ao atravessar a atmosfera, de tal modo que a maioria se vaporiza antes de atingir o solo. Se um meteoro tem dimensão suficiente para sobreviver à travessia da atmosfera, atinge a superfície terrestre e pode ser encontrado e estudado: é um meteorito. A terminação “ito”, em português de Portugal, significa “rocha”, como em granito – rocha granular – e a terminação “ite”, como em volframite,

significa “mineral”. Assim, um meteorito é uma rocha do céu.

Temos muito deste material para estudar. Crê-se que todos os dias a nossa atmosfera é atravessada por mais de cem toneladas de meteoros, embora a maioria se vaporize. Em todo o caso, neste momento já se conhecem e estão catalogados meteoritos num total de cerca de 500 toneladas.

A queda de meteoritos é a responsável pelo craterismo (formação de crateras) que modela a superfície de Mercúrio, da Lua, de Marte, mas também da Terra e dos planetas com atmosferas. Nestes casos, só os maiores atingem a superfície, com energias da ordem das megatoneladas de TNT, pensando-se que possam ter sido responsáveis pelas extinções populacionais em massa como a que, há 251 milhões de anos, dizimou mais de 90% da vida terrestre. Cada vez que há um grande impacto, pedaços do planeta são lançados para o espaço – já vimos que foi esta a origem da Lua. Assim, quando estudamos um meteorito, estamos, muitas vezes, a estudar geologias extraterrestres. Conhecem-se meteoritos provenientes da Lua, de Marte, de Vesta e de outros asteróides.

Mas há mais resíduos industriais espalhados por esse Sistema Solar afora.

Os cometas são os únicos pequenos objectos do Sistema Solar que se conhecem desde a mais remota Antiguidade. Actualmente estão catalogados mais de mil cometas, dos quais 232 têm períodos orbitais bem identificados, da ordem de 200 anos ou menos. Estes cometas têm a maior parte das suas órbitas no interior da órbita de Plutão. Os outros, a maioria, têm órbitas de tal maneira longas e excêntricas que só são vistos e identificados uma vez à escala temporal das civilizações humanas.

Na maior parte dos seus percursos orbitais, os cometas são aquilo a que alguém já chamou “bolas de neve sujas”. O principal componente dos cometas é o gelo (de água), contendo também outros gelos e poeiras.

Ao aproximarem-se do Sol os cometas tornam-se activos quando parte dos seus componentes se vaporiza produzindo as caudas. É quando se podem ver, sem instrumentos, a partir da Terra.

A actividade cometária tem outras consequências para nós: as “chuvas de estrelas”. Estas grandes concentrações de pequenas estrelas cadentes que

parecem irradiar todas do mesmo ponto no céu dão-se quando a Terra atravessa a órbita de um cometa. Assim, as Oriónidas, em Outubro, correspondem a fragmentos do cometa Halley e as Perseides, em Agosto, são restos do Swift-Tuttle.

O estudo dos cometas é do maior interesse para compreender a origem do Sistema Solar e mesmo, possivelmente, a origem da vida na Terra. Por esse motivo, as grandes agências espaciais têm projectado e realizado missões para o seu estudo. Mas, apesar de todos os meios técnicos que temos, a Astronomia é hoje a última ciência em que os amadores desempenham um papel importante. Na verdade, a maioria dos cometas são descobertos por astrónomos amadores, muitas vezes com instrumentos modestos.

## FABRICO E FUNCIONAMENTO DOS NÚCLEOS

*Onde se mostra como um dínamo, apesar de possibilitar belas luzes, também serve para proteger os utilizadores destas máquinas.*

Se quisermos poupar tempo a temperar as nossas saladas podemos deitar no mesmo frasco o azeite e o vinagre. Se o frasco tiver uma tampa que vede bem e o agitarmos com energia, poderemos ver no seu interior um líquido de aspecto leitoso. Parece que o azeite e o vinagre se misturaram... Não é assim: o que temos é uma emulsão, constituída por glóbulos de azeite dispersos no meio do vinagre e, se não temperarmos rapidamente a nossa salada, os dois líquidos voltam a separar-se nos sentidos indicados pela gravidade: o mais denso migra para baixo e o menos denso para cima.

Foi assim que se formaram os núcleos dos planetas telúricos.

Quando a fase de agregação planetária produziu temperaturas superiores a cerca de 1250 °C, os materiais, principalmente ligas de ferro e níquel e materiais rochosos, fundiram e ficaram misturados, emulsionados, como na nossa vinagreta: glóbulos de metal dispersos no seio de um magma. No espaço de uns 500 milhões de anos os glóbulos de metal, mais densos, migraram – cho-veram – em direcção ao centro dos planetas onde se acumularam, formando os núcleos planetários.

Sabemos que o núcleo terrestre tem um pouco menos de metade do diâmetro do planeta e que a metade mais interior, o núcleo interno, é sólida, enquanto a metade mais exterior, o núcleo externo, é líquida. Sabemo-lo porque o medimos, com grande rigor, usando as ondas sísmicas, como se verá no capítulo 7. De qualquer maneira, ainda que não pudéssemos “radiografar” o interior do nosso planeta, esta descontinuidade entre núcleo interno sólido e núcleo externo líquido faria sentido pois no núcleo interno, apesar da temperatura estimada ser muito alta (uns 5500 °C, mais que

suficientes para, à superfície, fazer ferver o ferro) a pressão só permite a existência de material sólido. A fronteira entre o núcleo interno e o núcleo externo corresponde ao conjunto de condições de pressão e temperatura em que passa a poder existir ferro no estado líquido.

Mas a verdadeira acção está no núcleo externo. Sendo líquido, as transferências de calor são feitas principalmente por convecção, ou seja, o fundente de ferro e níquel encontra-se permanentemente em movimento, à velocidade de cerca de um metro por hora. Ora, o que é que acontece num metal em movimento? Geram-se campos electromagnéticos – o magnetismo da Terra, ou geomagnetismo, que atrai a agulha da bússola para o Norte.

A exploração do espaço levou-nos a descobrir que o Sol envia em todas as direcções, não só luz, mas também um fluxo constante de partículas – um plasma – que chega à Terra com velocidades médias da ordem dos 500 quilómetros por segundo: é o vento solar. Descobriu-se, também, que a pressão do campo geomagnético é suficiente para “escavar” nesse plasma uma cavidade na qual as partículas não conseguem penetrar – a magne-

tosfera. Não há dúvidas sobre a importância do campo geomagnético para a vida na Terra pois, sem ele, estaríamos sempre expostos ao fluxo mortal de partículas provenientes do Sol. Durante algum tempo pensou-se que a magnetosfera era completamente estanque ao vento solar. Sabe-se hoje que não é assim: a magnetosfera tem zonas de fraqueza, sobre os pólos magnéticos, por onde as partículas do vento solar podem penetrar até à alta atmosfera, onde provocam as auroras.

Sabe-se que, de vez em quando – sem regularidade, mas numa escala de tempo da ordem das dezenas de milhares de anos – o campo geomagnético inverte-se, ficando os pólos magnéticos trocados. Esta inversão não é gradual nem contínua, ou seja: o campo enfraquece um pouco até que, subitamente se anula (subitamente, em termos geológicos: cerca de 2000 anos) e depois se reconstitui invertido, ficando as bússolas a apontar para Sul. Conhecemos a existência destas inversões, pelo menos nos últimos 250 milhões de anos, pelas marcas que deixam nas rochas pois, quando uma rocha se forma, preserva em si a orientação do campo vigente na altura da sua

formação: é o chamado magnetismo remanescente. A questão do tempo em que o campo se anula é muito importante pois, nesse tempo, a superfície do planeta fica exposta ao vento solar, embora haja indicações de que a atmosfera pode constituir alguma protecção.

Todos os gigantes gasosos possuem os seus próprios campos magnéticos internos e as suas magnetosferas, o que não é surpreendente dada a disponibilidade de fluidos condutores e os fortes gradientes térmicos nos seus interiores.

Mais perto de nós, Mercúrio é o único planeta a ter um campo magnético produzido por um mecanismo de dínamo interno.

Marte já não possui um campo magnético interno, pois o seu dínamo parou. Sendo um planeta muito mais pequeno que a Terra, perdeu, talvez há mais de 3500 milhões de anos, um dos motores da sua máquina, o calor, pelo que quase todo o seu interior deve estar no estado sólido. Mas não foi sempre assim: em 2001 descobriram-se no planeta extensas áreas em que há bandas paralelas com campos magnéticos invertidos, muito semelhantes ao que se observa nos fundos oceânicos da Terra.

O único campo magnético actual de Vénus é de origem externa – também não possui um dínamo interno activo, o que é algo surpreendente, pois é um planeta muito semelhante ao nosso. Pensa-se que isso pode acontecer, não por falta de calor, mas por falta de gradiente térmico, ou seja, o núcleo externo estará a uma temperatura demasiado homogénea para permitir a convecção, ao contrário da Terra, em que a diferença entre as temperaturas na base e no topo do núcleo externo é de milhares de graus. A causa desta constância de temperatura poderá ser a forma eficiente como o núcleo de Vénus é isolado pela camada superior, também ela muito quente: o manto.

## 5

### FABRICO E FUNCIONAMENTO DOS MANTOS

*Onde se revelam os estados, mais afectivos  
que políticos, em que se encontram estas  
máquinas.*

Depois da formação e individualização do núcleo, o que sobra é o manto. Temos mais pistas sobre a constituição do manto do que sobre a do núcleo mas, mesmo assim, sabemos muito pouco.

Os mantos dos planetas telúricos devem ter estruturas semelhantes à terrestre: um manto inferior, logo acima do núcleo externo, muito plástico, e um manto superior, por sua vez subdividido em duas camadas: a inferior, astenosfera, também plástica, e a litosfera, rígida. A divisão entre o manto inferior e a astenosfera é principalmente composicional, pois os elementos têm entre si afi-

nidades e incompatibilidades, “uma certa química”: ligam-se uns aos outros formando substâncias a que chamamos minerais.

Tradicionalmente, os minerais agrupam-se em famílias de acordo com as suas composições químicas e as suas estruturas cristalinas: elementos nativos (não combinados, como o diamante, que é só carbono, ou o ouro); óxidos e hidróxidos (como o corindo, safira e rubi, óxido de alumínio); halogenetos (sal de rocha, cloreto de sódio); sulfuretos e sulfossais (pirite, sulfureto de ferro); carbonatos, nitratos e boratos (calcite, o principal constituinte dos calcários, carbonato de cálcio); sulfatos, cromatos, molibdatos e tungstatos (gesso, sulfato de cálcio, volframite, tungstato de ferro e manganésio); fosfatos, arseniados e vanadatos (apatite, fosfato de cálcio, semelhante ao principal constituinte sólido dos nossos ossos); minerais orgânicos (carvões); silicatos. Estes últimos são os minerais mais abundantes na Terra e nos outros planetas sólidos.

A maior parte dos silicatos é construída com base em “tijolos” piramidais. Imagine-se uma pirâmide constituída por quatro triângulos equiláteros,

um tetraedro; coloque-se um ião oxigénio em cada um dos vértices e, no centro da pirâmide, um ião silício. Esta pirâmide é o ião silicato. Cada ião silicato pode partilhar os oxigénios dos vértices com outros iões silicato.

Se não partilhar, temos a sub-família que inclui a olivina e o topázio. Se partilhar apenas um, formando pares isolados de tetraedros, temos o epídoto. Se partilhar um oxigénio, mas de tal modo que seis tetraedros se associam para formar anéis, temos a turmalina ou o berilo: a esmeralda. Se os iões silicato se associarem em longas cadeias, um pouco como os polímeros do carbono, temos as piroxenas (cadeias simples), e as anfíbolas (cadeias duplas). Se os iões silicato se ligarem em folhas, em planos paralelos, temos as micas e as argilas. Por fim, se a estrutura de ligação dos tetraedros silicato for tridimensional, temos o quartzo e os feldspatos.

Sendo a Terra um planeta maioritariamente sólido, esperamos que a maior parte dos elementos químicos que a constituem estejam associados em várias formas minerais. Como o manto contém a maior parte da matéria da Terra (cerca de 84%

do volume), esperamos encontrar lá muitos minerais. Mas... quais?

Todos sabemos que a água pode existir, à superfície da Terra, em três estados, ou fases: sólida, líquida e gasosa. Também sabemos que a fase em que uma substância se apresenta não depende só da temperatura, mas também da pressão; é por isso que usamos panelas de pressão, que conseguem cozinhar alimentos em água fervente a temperaturas superiores a 100 °C.

Todas as substâncias – todos os minerais – têm gamas de temperaturas e pressões de formação características. Genericamente, para a mesma pressão, os minerais escuros (mais ricos em ferro e magnésio) têm temperaturas de cristalização mais altas que os minerais claros (mais ricos em silício, alumínio, sódio e potássio).

Agora: sabemos que, dos elementos que inicialmente formaram a Terra, a maior parte do ferro “choveu” e ficou retida no núcleo; o manto contém quase tudo o resto, em condições que vão desde os cerca de 4000 °C e 1,4 milhões de atmosferas, junto ao núcleo, até aos cerca de 500 a 900 °C e 10.000 atmosferas no manto superior.

Como é que se comporta este material: “de que é feito o manto”?

Podemos fazer uma experiência muito simples, para nos ajudar a compreender a formação dos minerais, se pusermos no congelador um copo de plástico meio cheio de sumo de laranja doce, sem o deixar congelar totalmente. Ao fim de algum tempo temos, no copo, um “icebergue”, mais claro, a flutuar num líquido mais alaranjado. Se provarmos a parte sólida, veremos que tem pouco sabor: o líquido é muito mais doce. Na verdade, se tivermos tido os devidos cuidados na realização de uma experiência científica, guardando fora do congelador o outro meio copo do mesmo sumo, veremos que o líquido do congelador é mais doce que o sumo original.

O que se passou ilustra o processo de diferenciação geoquímica. Quando se atingem as condições de pressão e temperatura para a formação de um mineral, este cristaliza, concentrando alguns elementos. Por outro lado, o líquido fica empobrecido nesses mesmos elementos que, assim, estarão menos disponíveis para formar novos minerais.

É claro que, como tudo na Natureza, a diferenciação geoquímica é muito mais complexa. Se os minerais que se formam forem mais densos que o líquido, “caem” por acção da gravidade (precipitam), deixando de reagir, num processo chamado cristalização fraccionada. No entanto, se a densidade desses minerais for semelhante à do líquido – ou se este for demasiado viscoso para permitir a precipitação – vai havendo reacções complexas entre cristais e líquido.

Na verdade, não “sabemos” que minerais existem no manto – mas temos boas ideias sobre isso: conhecemos muito bem as condições de pressão e temperatura a que se formam os minerais, a partir de dados experimentais, e conhecemos razoavelmente as condições de pressão e temperatura em cada ponto do interior da Terra, a partir de modelos físicos e da sismologia. Para além disso, os meteoritos dão-nos também boas pistas, como já vimos.

Assim, no manto superior, até à profundidade de cerca de 400 km, os minerais dominantes serão ferro-magnesianos, como piroxenas, olivinas, espinelas e granadas. Entre os 400 e os 650 km

de profundidade, a olivina não é estável, transformando-se em minerais com a mesma composição mas com estruturas diferentes. No manto inferior, abaixo dos 650 km, nenhum dos minerais do manto superior é estável e pensa-se que a composição deve ser dominada por dois tipos de minerais: silicatos e óxidos ferro-magnesianos.

Tal como no núcleo externo, há correntes de convecção no manto. Lembremo-nos: calor e gravidade. Em todo o manto inferior e na astenosfera, os materiais circulam, muito lentamente, a velocidades da ordem do centímetro por ano. É a convecção do manto que arrasta as placas tectónicas, como veremos mais tarde, embora haja locais onde plumas isoladas ascendem de grandes profundidades, por vezes mesmo da fronteira com o núcleo. Essas plumas perfuram a crosta e originam, à superfície, os chamados “pontos quentes” de que o Hawaii é o exemplo típico.

(Página deixada propositadamente em branco)

## 6

### FABRICO E FUNCIONAMENTO DAS CROSTAS

*Onde se ensina a fabricar uma capa que protege estas máquinas e é, seguramente, o seu componente mais importante.*

Voltemos às nossas analogias culinárias. Quando fazemos uma boa canja de galinha velha e gorda, enquanto o caldo ferve temos um líquido aparentemente homogêneo, com fortes e caóticas correntes de convecção. Ao apagar o lume, mantêm-se as correntes de convecção enquanto a diferença de temperatura entre o fundo e a superfície o permitir. Continuando o arrefecimento, as correntes de convecção param mas começa outro movimento: pequenas bolhas da rica e amarela gordura da galinha, menos densas que a parte aquosa do caldo, migram para cima. No nosso

prato, essas bolhas vão-se aglutinando em “olhos” de gordura, à superfície, entre as miudezas e o arroz. Se sobrar alguma canja e pusermos a panela no frigorífico, ao fim de pouco tempo vamos ter um manto líquido e uma crosta de gordura.

É um pouco o que se passa nos planetas.

Com o arrefecimento, o material menos denso migra para a superfície onde solidifica formando as crostas planetárias. A migração desse material faz-se aproveitando espaços de menor resistência a todas as escalas, desde simples poros, a maiores profundidades, até grandes fracturas mais perto da superfície.

Nos planetas telúricos, os metais acumularam-se no “fundo da panela” (o núcleo) e os materiais que migraram para a superfície, como resultado da cristalização fraccionada, foram silicatos menos densos que os materiais dos mantos. Foi o que se passou em Mercúrio, em Vénus, na Terra, na Lua, em Marte e em Io. Nos casos em que a indisponibilidade de metais levou à formação de núcleos rochosos, como em Europa, Calisto, Ganimedes, Titã e Tritão, as crostas são formadas de misturas de gelos e poeiras minerais.

Mas a história da diferenciação dos interiores planetários não acaba aqui. Na verdade, em alguns casos, aqui é que começa a ter verdadeiro interesse para nós, parasitas destas máquinas.

Se o material que constitui a crosta se tiver formado depressa, em grandes quantidades, produz-se o chamado regime de tampa estagnante. Isto quer dizer que uma crosta espessa e quase imóvel cobre todo o planeta, dificultando a libertação do calor interno. Foi o que terá passado em Mercúrio, onde as grandes falhas que vemos se devem à contracção, por arrefecimento, da crosta. Já em Io, não se vêem falhas. Vêem-se, sim, centenas de vulcões activos: o calor interno é ainda tão grande que os magmas provenientes do manto têm que ascender perfurando a crosta onde podem e espalhando à superfície lavas muito magnesianas, de composição possivelmente semelhante à das lavas dos primeiros vulcões terrestres.

O caso de Io é muito especial pois o seu calor interno provém, não só do remanescente do calor da formação planetária e do decaimento de isótopos radioactivos, como nos outros planetas, mas também de dois efeitos do seu vizinho

gigante: Júpiter. Um desses efeitos é a geração de correntes eléctricas produzida pelo movimento de Io no fortíssimo campo magnético de Júpiter; o outro é o efeito de maré sólida. Todos sabemos como a atracção conjunta da Lua e do Sol, na Terra, deformam os oceanos provocando as marés, com amplitudes de até alguns metros. O que é menos conhecido é que a parte sólida da Terra também sofre o efeito de maré: as chamadas marés terrestres têm uma amplitude média de cerca de 20 cm. Este efeito, em Io, pode deformar todo o planeta com amplitudes de mais de cem metros a cada 21 horas, aquecendo-o, em consequência.

E na Terra e nos seus vizinhos mais próximos?

A Lua, tal como Mercúrio, deve ter estado sempre em regime de tampa estagnante. Já sobre Vénus e Marte... temos mais dúvidas que certezas. Para já, vamos ver a tectónica terrestre com mais pormenor, regressando mais tarde aos nossos vizinhos<sup>5</sup>.

---

<sup>5</sup> Willie, P. J., *A Terra, Nova Geologia Global*, 3ª Ed., FCG, 1995. Apesar de velhinho, continua a ser a melhor introdução à tectónica de placas.

Pensa-se que a diferenciação em núcleo, manto e crosta terá ocorrido muito cedo – nos primeiros 100 milhões de anos da vida do planeta, até há cerca de 4500 milhões de anos. Nessa altura, a crosta seria muito homogénea, de composição basáltica, e estaria fracturada de modo que desconhecemos. A verdade é que, em algum momento, tem que ter havido um factor de heterogeneidade – a Geologia é feita de heterogeneidades – que levou a que duas placas chocassem e, mais, que os movimentos do manto arrastassem o bordo de uma das placas para baixo de outra, num processo chamado de subducção. Depois de começar, a subducção é facilitada pois, à força de arrasto das correntes de convecção no manto, junta-se a atracção gravítica sobre o material da placa que mergulha.

A heterogeneidade inicial pode bem ter sido causada pelo impacto de um grande meteorito, comum nesses tempos. Dados muito recentes sugerem que o início da tectónica de placas terá sido contemporâneo do impacto que ejectou o material que viria a constituir a Lua – e quem é que acredita em coincidências?

Agora, importa saber o que é que acontece ao material que sofre a subducção. Ele penetra no manto até atingir zonas de pressão e temperatura tais que alguns dos minerais já não são estáveis. Dá-se, então, uma refusão parcial que é um pouco como o inverso da nossa experiência do sumo de laranja.

O líquido – magma – produzido pela refusão parcial pode, por sua vez, voltar a ascender e, ao arrefecer, vai produzir rochas mais claras, com menos ferro, magnésio e cálcio e mais silício, sódio e potássio que as da crosta oceânica. Essas rochas vão formar-se em alinhamentos paralelos ao limite das placas onde se deu a subducção, dando origem a arcos de ilhas como o do Japão. Após várias dezenas a poucas centenas de milhões de anos, estes arcos cresceram em largura e em espessura até produzirem uma verdadeira crosta continental.

Repare-se que a crosta oceânica e a crosta continental são muito diferentes. A crosta oceânica é fina (5 a 10 km de espessura), de composição “basáltica” (pouco silicatada, muito ferro-magnésiana), mais densa (cerca de  $3 \text{ g/cm}^3$ ) e jovem (está sempre a ser fabricada e destruída: a mais antiga

crosta oceânica conhecida na Terra tem menos de 200 milhões de anos). A crosta continental é espessa (25 a 70 km de espessura, estendendo-se verticalmente quer acima quer abaixo da crosta oceânica), de composição “granítica” (muito silicata-da, pouco ferro-magnésiana), menos densa (cerca de  $2,7 \text{ g/cm}^3$ ) e em média muito mais antiga (as rochas continentais mais antigas que se conhecem datam de há mais de 4000 milhões de anos).

Havendo dois tipos de crosta tão diferentes os movimentos das placas são facilitados pois, quando uma placa oceânica e uma placa continental convergem, a diferença de densidades faz com que a primeira tenda a mergulhar sob a segunda.

A crosta oceânica forma-se principalmente por ascensão e posterior consolidação de magma proveniente do manto ao longo de extensos sistemas de fracturas. Vemos esses sistemas nos fundos oceânicos, como longas cadeias de montanhas submarinas, as dorsais oceânicas. A Islândia, por exemplo, corresponde a um ponto em que os picos de uma dessas cadeias montanhosas, a Dorsal Média do Atlântico, são mais altos que o actual nível médio do oceano.

À medida que o magma ascende nas dorsais e solidifica, vai sendo afastado do eixo da dorsal pelo novo magma que ascende e, ao mesmo tempo, pelos movimentos de convecção no manto. Este sistema é muito parecido com o tapete rolante que distribui as bagagens nos aeroportos: o tapete é a crosta oceânica e os rolos motores são as células de convecção. Quando um voo proveniente da África do Sul chega ao aeroporto da Terceira, alguns dos passageiros estão em trânsito para os Estados Unidos e outros para a Europa. As bagagens que vinham da Cidade do Cabo – o magma que vinha do manto – são conduzidas para um tapete rolante duplo: algumas são levadas para o voo com destino a Nova Iorque – a Placa Norte-Americana move-se para Oeste – algumas são conduzidas para o voo com destino a Lisboa – a Placa Eurasiática move-se para Leste.

Podemos ver o “filme” desta expansão dos fundos oceânicos ao estudar o magnetismo das rochas que os compõem. Descobriu-se, no início da década de 1960, que os basaltos recentes das dorsais têm um campo magnético paralelo ao actual (chamado magnetismo normal) mas, quando nos afastamos

para um e outro lado, vamos encontrar bandas paralelas, simétricas, com campos magnéticos invertidos em relação ao actual (chamado magnetismo inverso), o que mostra terem-se formado quando os pólos magnéticos estavam trocados. Mais longe ainda, as bandas, de um e outro lado, continuam aproximadamente simétricas mas voltam a ter magnetismo normal, ... e assim sucessivamente.

Com as técnicas actuais de GPS podemos medir muito exactamente estes movimentos, que são da ordem dos poucos centímetros por ano: a mesma velocidade de movimento dos materiais nas células de convecção no manto plástico, a mesma velocidade a que as nossas unhas crescem.

Poucos centímetros por ano? Isto certamente não é significativo... Ou será? Uma conta simples pode dar-nos algumas ideias. Já vimos que o movimento das placas terá começado há cerca de 4500 milhões de anos (Ma). Se estipularmos uma velocidade mínima, 1 cm/ano, um marcador na “primeira” placa teria, em 4500 Ma, andado  $4.500.000.000 \times 1 \text{ cm}$ , ou seja, 45.000 km – que é mais que o perímetro de toda a Terra (cerca de 40.000 km)! E, não: a Terra não está a expandir-se.

É claro que a solução para este pequeno problema é que, da mesma forma que a crosta é criada nas dorsais – chamadas, por isso, limites construtivos – também é destruída, nos limites destrutivos que são, principalmente, as zonas de subducção onde a crosta oceânica mergulha sob a crosta continental ao mesmo tempo que a empurra, enrugando e deforma, como junto aos Andes. Também são destrutivos os limites em que convergem duas placas continentais, como entre a placa Indiana e a Eurasiática, mas aqui não há subducção.

Outros limites entre placas são chamados conservativos. São zonas de falhas em que duas placas deslizam, lado a lado, a velocidades diferentes, como a zona de falha Açores-Gibraltar ao longo da qual a placa Eurasiática e a placa Africana se movem, com velocidades ligeiramente diferentes. A zona do Arquipélago dos Açores é, por isso, um ponto triplo muito complexo, onde três placas se encontram: a Norte-Americana, a Eurasiática e a Africana.

A litosfera terrestre encontra-se actualmente dividida em oito placas maiores: Eurasiática, Norte-Americana, Africana, Sul-Americana, Pacífica,

Australiana e Antártica. Entre estas, situam-se dezenas de placas menores<sup>6</sup>.

Como todas estas placas estão em movimento, duas perguntas pertinentes são:

- a) De onde vêm, ou seja, qual terá sido o passado arranjo das placas na Terra?
- b) Para onde vão, ou seja, qual será o futuro arranjo das placas na Terra?

Repare-se que, enquanto a convergência de duas crostas de naturezas diferentes – oceânica e continental – produz facilmente subducção, a convergência de duas crostas continentais nunca produz subducção. Este último processo leva, no extremo, a que todas as massas de crosta continental colidam e se encontrem, sem terem mais para onde ir, num supercontinente.

Com a fortíssima dinâmica interior da Terra, os próprios super-continentes não são estáveis: a crosta continental sobre um ponto quente é

---

<sup>6</sup> Veja-se Wikimedia Commons, *Placas Tectónicas*, [http://pt.wikipedia.org/wiki/Ficheiro:Placas\\_tect2\\_pt\\_BR.svg](http://pt.wikipedia.org/wiki/Ficheiro:Placas_tect2_pt_BR.svg)

enfraquecida, elevada, adelgada e tende a romper-se por três alinhamentos de fracturas convergentes – riftes. Este nome provém do grande vale do Rift, na África oriental. O vale do Rift é um dos sistemas de fracturas que convergem no Djibouti, sendo o Mar Vermelho e o Golfo de Adém os outros dois. Com o passar do tempo geológico, estes sistemas de riftes alargam, produzindo nova crosta oceânica e abrindo mares interiores que darão origem aos futuros oceanos.

Temos evidências de seis super-continentes na história da Terra. Conhece-se muito pouco sobre as idades e as configurações dos cinco primeiros: Vaalbara, entre 3100 e 2800 Ma; Kenorlândia, entre 2700 e 2500 Ma; Colúmbia, entre 1800 e 1300Ma; Rodínia, entre 1100 e 750Ma; Panótia, entre 600 e 540Ma.

O último super-contidente conhecido, a Pangeia, formou-se há apenas 260 Ma, numa era em que começavam a aparecer os dinossauros. Tinha a forma de uma letra “C”, centrada no Equador, rodeada por um super-oceano chamado Pantalassa e tendo um oceano menor (o interior do “C”) chamado Tétis.

A desagregação da Pangeia começou, há cerca de 200 Ma, com a abertura do oceano Tétis que rasgou o super-continente em dois: Laurásia, a Norte, incluindo as actuais placas Norte-Americana e Eurasiática, e Gondwana, a Sul. Há cerca de 135 Ma, a rotação da placa Norte-Americana para Noroeste afastou-a da placa Sul-Americana e, também, da Africana tendo começado a abertura do Oceano Atlântico Norte. A Sul, a placa Indiana deslocava-se rapidamente para Norte, em direcção à Eurásia, e as placas Antárctica e Australiana separavam-se cada vez mais do Gondwana, em direcção ao pólo Sul. Há cerca de 65 Ma o Atlântico Sul já estava aberto, a placa Sul-Americana dirigia-se para Norte, onde viria a encontrar a Norte-Americana, e a placa Australiana começava a afastar-se da Antárctica, em direcção ao Oceano Pacífico. Entretanto, fechava-se o antigo Oceano Tétis: conhecemo-lo, hoje, como Mar Mediterrâneo – um nome justo, pois está no meio da Terra há mais de 250 milhões de anos.

A desagregação da Pangeia ainda está em curso, no vale do Rift. E o futuro? Conhecendo nós com muito rigor as direcções, sentidos e magnitudes

dos movimentos de cada placa é possível prever o seu futuro arranjo.

Daqui a 50 Ma, a África deverá colidir com a Europa, fechando os mares Mediterrâneo e Vermelho, não só pela migração para Norte da placa Africana, mas também pela rotação da placa Eurasiática, que deverá levar as ilhas Britânicas para latitudes polares e a Sibéria para latitudes subtropicais. A Austrália deverá colidir com o sudeste asiático e a Sibéria, e a Califórnia (incluindo a Baja) terá colidido com o Alasca. Passados mais 100 Ma o Atlântico começará a fechar e, entretanto, quase toda a África deverá estar no hemisfério Norte. Outros 100 Ma e os oceanos Atlântico e Índico estarão fechados, este com o contributo da Antártica, que se terá deslocado para Norte, e com a América do Sul a envolver a África. Teremos, então, um novo super-continente a que se chamou, sem imaginação, Pangeia Última<sup>7</sup>.

---

<sup>7</sup> Pode ver excelentes animações dos movimentos de placas nas páginas de Christopher R. Scotese (em inglês), em <http://www.scotese.com/newpage13.htm>

A teoria da tectónica de placas foi a última grande teoria unificadora nas ciências. Só foi aceite universalmente na década de sessenta do séc. xx, muito depois da evolução, da teoria atómica, da relatividade e da mecânica quântica.

Até ao nascer da teoria da tectónica de placas, os objectos e processos geológicos eram explicados com base em teorias e modelos parcelares, muitas vezes incompatíveis entre si. As deformações nas rochas que, no extremo, levaram à criação de cadeias de montanhas, eram interpretadas como resultando exclusivamente da acção da gravidade, sendo os movimentos horizontais das rochas apenas componentes menores resultantes de grandes movimentos verticais.

Na interpretação da geologia dos outros planetas estamos hoje um pouco como estávamos ao olhar para a geologia da Terra no início do séc. xx: são raros os cientistas que vêem uma tectónica de placas “lá fora”. No entanto, há algumas observações difíceis de explicar sem recurso a uma tectónica de placas.

Se olharmos para um mapa topográfico de Marte, vemos claramente que a crosta do hemisfério Norte

corresponde a um super-oceano (quase) seco, fino, liso e jovem, enquanto o hemisfério Sul é um super-contidente, muito mais espesso, craterizado e antigo<sup>8</sup>. No bordo deste super-contidente, vemos o maior edifício vulcânico do Sistema Solar, o planalto de Tharsis, em que os vulcões se encontram alinhados segundo direcções preferenciais e com idades sequenciais. Ainda mais difícil de explicar sem uma tectónica de placas é a descoberta, no hemisfério Sul, de uma área enorme com bandas paralelas de rochas com polaridades magnéticas alternadas e simétricas, em tudo semelhantes às dos fundos oceânicos na Terra. Mas, mesmo que tenha existido uma tectónica de placas em Marte, ela está parada há vários milhares de milhões de anos: há muito que o calor interno do planeta já não é o bastante para haver correntes de convecção no manto.

Também em Vénus, algumas evidências apontam para a possibilidade de uma tectónica muito

---

<sup>8</sup> Veja o *Google Mars*, em <http://www.google.com/mars/> (em Inglês).

antiga: observam-se ainda hoje extensas zonas de falhas, dobras, vulcões, vales de rifte, cadeias montanhosas e, principalmente, milhões de quilómetros quadrados de terrenos com cristas de enrugamento, chamadas “tésseras”, muito difíceis de explicar sem recurso a extensas movimentações horizontais.

Enrugamentos semelhantes foram encontrados em Titã, o grande satélite de Saturno, associados a uma cadeia montanhosa, que também podem ser interpretados como resultando de uma tectónica, esta, possivelmente, ainda activa.

Uma tectónica mais invulgar observa-se em Europa, o segundo satélite galileano de Júpiter. Aí, as placas litosféricas são de gelos e movem-se sobre um manto de água líquida.

Modelos recentes sugerem que, num planeta telúrico maior que Terra (às vezes referido como uma “super-terra”), é quase inevitável que se desenvolva uma tectónica de placas. Por outro lado, a existência de uma tectónica de placas num planeta do tamanho do nosso, ou menor, estará condicionada pela disponibilidade de água. Será uma feliz coincidência que tenhamos, de facto, uma tectónica de placas activa?

(Página deixada propositadamente em branco)

ESTAS MÁQUINAS FUNCIONAM BEM,  
MAS SÃO MUITO BARULHENTAS

*Onde se mostra que os ruídos destas máquinas não só não constituem defeito de fabrico como são essenciais ao seu bom funcionamento.*

Como é que podemos distinguir empiricamente sólidos, líquidos e gases? Se aplicarmos uma força a um gás, ele muda facilmente de volume e de forma; a mesma força aplicada a um líquido faz variar facilmente a sua forma, mas dificilmente o seu volume; é difícil fazer variar quer a forma quer o volume de um sólido.

No estudo dos planetas sólidos interessam-nos principalmente, está bem de ver, as relações entre tensões e deformações nos sólidos. Se tentarmos

dobrar uma régua de plástico, com pouca força, quando deixamos de exercer pressão ela volta à sua forma inicial – sofreu, por pouco tempo, uma deformação elástica. Todos sabemos que, se formos aumentando a força do dobramento, há um momento em que ficamos com um estalido e duas réguas... é a chamada deformação frágil. Também imaginamos, mesmo que nunca o tenhamos tentado, que, se aquecermos a régua num fogão, ela acaba por dobrar facilmente, sem partir – deformação plástica, ou dúctil – e permanece dobrada. Esta experiência mental lembra-nos uma coisa importante: o comportamento físico dos sólidos depende, não só da pressão, mas também da temperatura.

Apesar do efeito lubrificante da água e de alguns minerais, os movimentos das placas não se dão sempre por deslizamento contínuo. Pode-se imaginar como o arrastamento entre si de duas massas de rochas deve ser feito com grande atrito.

Agora imagine à sua frente uma mesa de café, daquelas com quatro pernas metálicas fininhas terminadas por ponteiros de borracha. Em cima da mesa, uma chávena, de preferência vazia.

O chão do café será de mosaicos de borracha. Já se vê: estamos a tentar aumentar o atrito. Agora, apoie ambas as mãos no bordo da mesa e comece a empurrar, na horizontal, aumentando lentamente a força. Ao fim de pouco tempo, a mesa “solta-se”: o arrasto das pernas no chão fará aquele ruído irritante que todos conhecemos, ao qual se adiciona o não menos conhecido nem menos irritante som da chávena a saltitar no pires.

Produziu-se um sismo.

Quando se começou a empurrar, a força feita pelos braços foi-se acumulando, numa flexão quase imperceptível das pernas da mesa, como o que chamamos “energia potencial elástica”. É elástica porque, recorda-se, se parássemos de fazer força, a mesa voltaria à posição inicial. É potencial porque não está activa: está à espera de se libertar – o que faz quando a força dos braços ultrapassa a força do atrito no chão. O som do arrasto da mesa é muito semelhante a um sismo: parte das ondas sísmicas não são em nada diferentes de ondas sonoras. Veja-se, também, como o nosso empurrão horizontal tem como consequência ondas com componente vertical: a chávena salta.

A esmagadora maioria dos sismos dá-se nos bordos das placas litosféricas, tanto construtivos, como destrutivos, como conservativos. Na verdade, se representarmos num mapa da Terra os pontos de origem de todos os sismos registados num ano ficamos com um mapa fiel das placas tectónicas<sup>9</sup>. Como todas as regras geológicas, esta também tem excepções: há sismos intra-placa, raros.

Os sismos tectónicos são originados em falhas. Ocorrem em regime frágil, portanto, só perto da superfície, onde as condições de temperatura e pressão o permitem. A larga maioria dos sismos tem origem (o seu foco ou hipocentro) a menos de 30 km de profundidade e nunca a mais de 750 km. Foram registados apenas onze sismos, desde 1973, com focos mais profundos que 700 km.

Como vemos os epicentros (ponto à superfície na vertical do foco) representados em mapas como pontos, muitas vezes pensamos que os sismos se originam num ponto de uma falha. Não é bem assim.

---

<sup>9</sup> Veja NASA, *Digital Tectonic Activity Map*, <http://denali.gsfc.nasa.gov/dtam/seismic/> (em Inglês).

Embora haja sempre um primeiro ponto a soltar-se, a produção de um sismo dá-se numa área de uma falha – e essa área é proporcional à energia libertada no sismo. Isto faz com que as falhas pequenas só possam originar sismos fracos enquanto os sismos fortes só podem ter origem em falhas grandes.

Mas, afinal, o que é isto de sismos “fortes” ou “fracos”?

Todos já ouvimos referências, na comunicação social, a escalas sísmicas, de Richter e de Mercalli. Ambas nos dão informações sobre a força de um sismo, embora de maneiras muito diferentes.

A escala de Mercalli é uma escala de intensidades sísmicas, ou seja, de efeitos dos sismos sobre o ambiente, da destruição que provocam. É uma escala semi-quantitativa, pelo que os seus termos são dados em numeração romana, e fechada, entre I (não sentido) e XII (destruição total). As escalas de intensidades são discretas, o que quer dizer que só podem assumir valores inteiros – não há sismos de intensidade “VIII e meio”, caso em que se diz “entre VIII e IX”. Está-se bem a ver que a destruição provocada por um sismo é tanto maior quanto mais próximos estivermos da sua origem.

A escala de Richter é uma escala de magnitudes sísmicas. A magnitude é medida a partir do sismograma – o registo gráfico do movimento do solo – por comparação deste com um sismo padrão. Isto tem algumas consequências interessantes. Como é relativa, uma escala de magnitudes é aberta, ou seja, não tem mínimo nem máximo. Já foram registados sismos de magnitudes entre -3 (menos três) e +9,5. Pela mesma razão, a escala é contínua, ao contrário da de intensidades. Mais importante ainda, para a Sismologia, é o facto de a magnitude não variar com a distância ao foco: um sismo de magnitude 5,3 que ocorre na China é registado com a mesma magnitude lá, no Chile ou em Coimbra. Note-se que, como só há sismógrafos desde o fim do séc. XIX, não se podem medir magnitudes dos sismos mais antigos: essas podem, apenas, ser estimadas a partir dos efeitos descritos em documentos históricos.

Toda a gente, em todo o mundo, sabe se vive ou não “numa zona sísmica”, avaliando empiricamente o risco sísmico por uma estatística intuitiva das frequências sísmicas nos tempos históricos. Assim, um japonês, um californiano

ou um açoriano vivem com a consciência mais ou menos despreocupada do fatalismo. Sabem que há frequentemente pequenos abalos e que, uma vez por outra, haverá um grande sismo. Quando? – é melhor não pensar nisso...

Podem prever-se os sismos? Esta é uma típica pergunta mal feita. Há três maneiras de prever sismos: duas delas bastante avançadas e a terceira ainda muito atrasada.

Podemos prever onde vão ocorrer sismos. Nesta altura já sabe: preferencialmente nos limites das placas litosféricas, sempre em falhas. Pode prever facilmente que, se for viver para Paris, a sua probabilidade de sucumbir a um sismo é bem menor que se for viver para Los Angeles.

Podemos prever os efeitos de um sismo. Os engenheiros sísmicos fazem-se perguntas como: «quais serão as consequências de um sismo de magnitude 6,0 que ocorra às 20:30 de um sábado de Agosto, com foco na falha do vale inferior do Tejo?» e respondem-lhes com grande precisão.

Não podemos prever com grande precisão quando vai ocorrer um sismo. Isto quer dizer que não podemos dizer antecipadamente o dia e a hora do

próximo evento. Os melhores resultados de previsão obtidos até agora têm margens de erro de meses.

Mas os sismos não são só tristeza e destruição: são-nos até bem úteis. Devemos-lhes, por exemplo, a gasolina que faz andar as nossas máquinas!

Disse-se atrás que a energia libertada pelos sismos se propaga em ondas, algumas delas semelhantes às ondas sonoras. Essas são ondas que se propagam no volume das rochas por compressões e dilatações sucessivas no sentido do seu movimento, dizendo-se por isso que são ondas longitudinais: as ondas P. São as mais rápidas, cerca de 5 quilómetros por segundo nos granitos e, para além dos sólidos, também se propagam nos líquidos. As segundas ondas mais rápidas (cerca de 60% da velocidade das primeiras), as ondas S, propagam-se de maneira diferente, por deslizamentos relativos das partículas em planos transversais à direcção de propagação da onda. Estas não se propagam nos líquidos, só nos sólidos, pelo que não atravessam o núcleo externo da Terra. Foi esse facto que nos demonstrou que o núcleo externo é líquido e nos permitiu medi-lo com grande rigor.

Há ainda outras ondas, que só se propagam em superfícies de contacto entre meios diferentes, por exemplo, a superfície do planeta, onde se faz o contacto entre a rocha e o ar. Apesar de serem as mais lentas de todas, a sua grande amplitude faz com que sejam frequentemente as mais destruidoras. São pouco atenuadas no seu caminho, de tal modo que, num sismograma de um sismo forte, chegamos a vê-las dar várias vezes a volta ao planeta.

Um dos principais interesses da existência de redes de estações sísmicas é poder conhecer muito rigorosamente os percursos e as velocidades de propagação de todas estas ondas. Assim, se soubermos exactamente quando se libertou a energia e quanto tempo esta demorou a percorrer uma determinada distância, podemos saber que material foi atravessado pela onda, já que conhecemos com grande rigor as velocidades de propagação características de cada material. Foi juntando todos estes conhecimentos que pudemos “radiografar” a Terra (e a Lua) e conhecer hoje bem a sua estrutura interna.

Por outro lado, se quisermos ter ainda mais controlo sobre todas as variáveis, nada melhor que provocarmos os nossos próprios pequenos

sismos para ver com grande resolução as camadas superiores da crosta. É o que se faz na prospecção sísmica, usando explosivos ou vibradores, em terra, ou canhões de água ou ar comprimido no mar, hoje a mais importante técnica de prospecção de petróleo e gás natural.

E nos outros planetas, há sismos? Claro que para haver sismos tectónicos teria que haver uma tectónica de placas activa. Mas há outras fontes sísmicas possíveis. Na Lua, por exemplo, que, embora muito mais pequena que a Terra, tem sismos muito mais profundos, a maioria entre 700 e 1200 km, bem no interior do seu manto sólido, os sismos são fruto de ajustamentos provocados pelo efeito de maré sólida.

Já em Marte, o único outro planeta onde se colocaram sismógrafos – sem grande sucesso, diga-se – os sismos serão provocados principalmente pelo impacto de meteoritos.

Vimos que os sismos se originam em falhas, principalmente nos bordos das placas litosféricas. Nos limites conservativos as falhas são principalmente verticais e os blocos de rocha dos dois lados da falha, movem-se na horizontal,

um em relação ao outro: são as falhas de desligamento. Mas nem todas as falhas são verticais. Nas falhas inclinadas, o bloco de rocha de um dos lados desce relativamente ao do outro lado. Se o bloco que desce é o do lado para onde a falha se inclina, diz-se que esta é uma falha normal (no sentido em que parece normal que a gravidade faça descer ao longo de um plano inclinado). Mas também acontece o contrário, quando o bloco do lado para onde pende a falha parece subir: são as chamadas falhas inversas. Esta diferença não tem só um interesse sistemático. É que as zonas de muitas falhas normais são zonas de extensão da crosta – nos limites construtivos – enquanto as zonas de muitas falhas inversas são zonas de encurtamento da crosta – nos limites destrutivos.

Então, parece que podemos explicar todas as deformações da crosta com base em combinações de falhas normais, inversas e de desligamento... Não, não podemos. Já todos vimos paisagens em que os estratos de rocha não são planos mas curvos – dobrados. A existência de dobras mostra-nos que as rochas estiveram em condições mais profundas, onde predomina a deformação plástica.

A geometria das dobras dá-nos informações sobre a profundidade da deformação. As dobras largas, cilíndricas, delimitadas por planos paralelos, são indicadores de menor profundidade que as dobras mais apertadas e mais espessas na charneira (onde a dobra... dobra) e estas, por sua vez, são menos profundas que as dobras irregulares e sinuosas como as camadas no interior de um bolo mármore.

A ascensão das cadeias de montanhas, ou orogénia, tem, assim, duas explicações. A primeira, que já vimos, tem que ver com o acrescento de material mais quente e menos denso que ascende de uma zona de subducção. À medida que mais material é acrescentado por baixo da litosfera continental esta, para se manter em flutuação equilibrada sobre a astenosfera, tem que subir como um todo. A segunda, que acabámos de ver, decorre do enrugamento dos materiais em zonas de encurtamento crustal.

## 8

### MATÉRIAS-PRIMAS PARA O FABRICO DESTAS MÁQUINAS

*Onde se mostra como esta fábrica, muito eficiente, produz as suas próprias matérias-primas e, muito conscienciosa, está sempre a reciclá-las.*

Já vimos que os tijolos com que se constroem planetas são os minerais, mas estes raramente ocorrem sozinhos. Chamamos rochas às associações mais ou menos estáveis de minerais. Uma das coisas mais interessantes das rochas é que o mesmo conjunto de minerais, exactamente nas mesmas proporções, pode produzir rochas muito diferentes, consoante a história da sua formação. Além disso, as rochas, que nos parecem arquétipos de solidez e imutabilidade, estão sempre

a alterar-se e a transformar-se umas nas outras – à velocidade do tempo geológico, ou seja, na maior parte das vezes, muitíssimo devagar. O ramo da Geologia que estuda as rochas e a sua génese chama-se Petrologia: literalmente, a ciência das pedras.

Os três parâmetros que nos permitem caracterizar as rochas são a sua composição química, a sua mineralogia e a sua textura. Este último conceito, textura, que descreve a geometria das relações entre os grãos minerais, incluindo os seus tamanhos, é muito importante pois é um dos principais indicadores da história da rocha. Repare-se: um determinado magma que cristalize, imóvel, a grande profundidade, vai produzir cristais grandes e sem orientação preferencial. Se, durante a cristalização, o mesmo magma estiver em movimento, por muito lento que seja, alguns dos cristais mais alongados vão-se alinhar na direcção do movimento; se cristalizar numa zona sujeita a tensão, os cristais planos, como as micas, vão-se dispor perpendicularmente à tensão. Se o mesmo magma ascender rapidamente à superfície – agora chama-se lava – onde arrefece em dias ao invés de milénios, podem nem se formar cristais: apenas vidros vulcânicos.

É claro que a composição química, que nos dá indicações sobre a fonte do magma, e a mineralogia, que nos revela as condições de pressão e temperatura da formação da rocha, não são menos importantes.

As primeiras rochas a formarem-se nos planetas são sempre rochas ígneas, ou magmáticas – rochas que cristalizaram a partir de um magma.

A maior parte dos magmas são líquidos de composição silicatada – os seus principais componentes são o silício e o oxigénio – ricos em fluidos: principalmente água, mas também dióxido de carbono e muitos outros.

Enquanto nos primórdios do Sistema Solar a maior parte do volume superior dos planetas terrestres era composta por um magma mais ou menos homogéneo, sendo a superfície um único oceano de lava, à medida que se foram dando as diferenciações dos interiores planetários, com conseqüente arrefecimento e consolidação, a principal fonte de magma passou a ser o manto. Este, recorde-se, é sólido, apesar de fluir lentamente. Mesmo assim, dadas as condições certas de pressão e de temperatura, há zonas no manto –

tipicamente, por cima das zonas de subducção – em que parte do material funde e, mais quente e menos denso que o envolvente, ascende: primeiro em gotas, que se vão juntando até formar grandes volumes de magmas, com até muitos milhares de quilómetros cúbicos: as câmaras magmáticas. Se, por um lado, não houver mais acrescento de magma à câmara e, por outro, não houver percursos de fuga do material até à superfície, este magma vai arrefecendo lentamente. A consequência, no final do arrefecimento, são as chamadas rochas plutónicas ou intrusivas, com grandes cristais bem visíveis a olho nu. Os melhores exemplos são os granitos, que todos conhecemos bem no Alentejo, nas Beiras, no Minho e em Trás-os-Montes.

Repare-se que, para haver rochas plutónicas na crosta, tem que haver tectónica de placas e também tem que haver crosta continental que, como é espessa, possibilita o arrefecimento profundo e, portanto, lento do magma. Por esta razão, a Terra é, por enquanto, o único planeta em que se conhecem granitos.

Falámos já várias vezes em granitos. Para uma rocha se chamar granito, o magma que lhe deu

origem tinha que ter sílica em quantidade suficiente para, depois de cristalizarem todos os silicatos (principalmente feldspatos mas também, frequentemente, micas e, às vezes, anfíbolos), ainda sobrar sílica bastante para cristalizar quartzo – que é só sílica. Os feldspatos também são importantes na classificação. Há dois grupos principais: feldspatos com potássio e feldspatos com sódio e cálcio. Os granitos caracterizam-se pela existência dos primeiros e, quando têm os segundos, estes contêm muito mais sódio que cálcio. Já nos basaltos, rochas vulcânicas, quase não há quartzo e os feldspatos são mais cálcicos para além de, como cristalizam a baixa profundidade, terem cristais minúsculos.

Combinando as variações possíveis das características químicas, mineralógicas e texturais, conseguimos classificar a maioria das rochas ígneas:

1. **Rochas ácidas**, com quartzo e feldspatos de potássio e sódio, micas e anfíbolos acessórios:

**Grãos grosseiros:** granito (plutónica)

**Grãos muito finos:** riolito (vulcânica)

2. **Rochas intermédias**, com feldspatos de cálcio e sódio, anfíbulas e micas acessórias:  
**Plutónica:** diorito  
**Vulcânica:** andesito
3. **Rochas básicas**, com feldspatos cálcicos, piroxenas e olivinas acessórias:  
**Plutónica:** gabro  
**Vulcânica:** basalto
4. **Rochas ultrabásicas**, com olivinas e piroxenas:  
**Plutónica:** peridotito  
**Vulcânica:** komatiito

Na crosta, com excepção dos granitos e dos basaltos, todas estas rochas são mais ou menos raras.

Quando um magma ascende à superfície, numa erupção vulcânica, chamamos-lhe lava, e chamamos vulcão à estrutura que se forma em consequência dessa ascensão.

As diferentes composições químicas das lavas influem no seu comportamento físico: as lavas ácidas são espessas e viscosas, podendo “entupir” a chaminé vulcânica com conseqüente aumento de pressão que se libertará quase instantaneamente –

vulcanismo explosivo. Já as lavas básicas são muito mais fluidas, sendo as suas erupções mais calmas – vulcanismo efusivo.

Já não nos deve surpreender encontrar vestígios de vulcanismo um pouco por todo o Sistema Solar, embora só em três corpos para além da Terra se veja vulcanismo activo hoje.

Io, o mais interior satélite galileano de Júpiter, de que já falámos um pouco, é um paraíso para os vulcanólogos: tem mais de cem vulcões activos identificados. Os penachos vulcânicos em Io atingem 500 km de altitude e a temperatura das lavas é da ordem dos 1600 °C, muito mais alta que na Terra. As lavas são silicatadas, mas muito básicas e ricas em magnésio, pelo que o vulcanismo em Io poderá ser análogo ao primeiro vulcanismo terrestre.

Tritão, o grande satélite de Neptuno, é o corpo mais frio do Sistema Solar (mesmo mais que Plutão) – com -235 °C está apenas 38 °C acima do zero absoluto. Isto deve-se a ter uma superfície muito clara, que faz com que a maior parte da pouca energia que recebe do Sol seja reflectida, ao contrário de Plutão, que é muito escuro. A sonda

Voyager 2 verificou, em 1989, que Tritão possui uma ténue atmosfera, cerca de 2% de um milésimo de uma atmosfera terrestre, composta essencialmente de azoto e algum metano, sublimados dos gelos superficiais. E tem vulcões. Aqui a crosta de gelo sólido é atravessada por “lavas” de uma mistura de gelos pastosos, azoto e metano líquidos e poeiras líticas, mistura que se vaporiza à baixa pressão superficial produzindo plumas por vezes com mais de 100 km de altura, comparáveis às dos vulcões de terrestres, mas... muito frias. Chamamos criovulcanismo a este vulcanismo de gelos.

Encélado é um pequeno satélite de Saturno, com cerca de 500 km de diâmetro. Em 2005 viram-se, em imagens da missão Cassini, jactos de partículas a emergir da região polar meridional em processos criovulcânicos. Como a sonda atravessou esses jactos, foi possível analisá-los: principalmente água, com vestígios de azoto, metano e dióxido de carbono. No caso de Encélado, a superfície está a cerca de  $-200\text{ }^{\circ}\text{C}$  e as “lavas” chegam à superfície a cerca de  $-180\text{ }^{\circ}\text{C}$ .

Especula-se que também Titã possa ter criovulcanismo activo.

Para além deste vulcanismo activo, mais ou menos estranho, encontram-se vestígios de objectos e processos vulcânicos em todos os planetas. A missão Messenger observou, pela primeira vez, em 2008, vulcões extintos em Mercúrio. Na nossa Lua não se vêem vulcões, activos ou extintos. O vulcanismo lunar, activo até há cerca de 3000 milhões de anos, seria efusivo, com lavas muito fluidas, pelo que não terá construído cones vulcânicos hoje identificáveis. Mas produziu grandes volumes de lava, que cobriram mais de 30% da superfície do hemisfério voltado para nós: são estas zonas escuras os “mares” lunares.

Quanto ao vulcanismo, Vénus, o nosso planeta irmão, tem muito que se lhe diga. Sempre se tem procurado vulcanismo activo em Vénus, sem sucesso. Como em quase tudo, há duas explicações possíveis: ou não existe, ou existe e não o vemos. É que, como se sabe, é muito difícil observar a superfície de Vénus, permanente coberta por uma densa e espessa atmosfera, opaca à luz visível. Por isso, tudo o que conhecemos da superfície do planeta é resultado da missão Magalhães (o nosso Fernão), que orbitou Vénus entre 1990

e 1991 e registou imagens com recurso a um radar. As imagens Magalhães mostram-nos um planeta com uma profusão de objectos vulcânicos ainda mais surpreendente que Io. Estão catalogados mais de 1600 vulcões por todo o planeta e, aparentemente, o último vulcanismo venusiano terá sido muito recente (talvez apenas umas dezenas de milhar de anos). Outro dado interessante sobre o vulcanismo de Vénus foi obtido já em 2010 pela sonda europeia Venus Express: a grande quantidade de dióxido de enxofre na atmosfera parece indicar que este gás, instável nas condições atmosféricas actuais, continua a ser emitido por processos vulcânicos.

Um dos traços mais distintivos de Marte são os vulcões, os maiores do sistema solar, hoje extintos. A mais alta montanha do Sistema Solar é o monte Olimpo, que atinge uma altitude de 24 km, a sua base tem mais de 500 km de diâmetro e é delimitada por um penhasco com 6 km de altura; isto num planeta com metade do diâmetro da Terra. A Sueste do Monte Olimpo, alinhados de Sudoeste para Nordeste, encontram-se mais três vulcões de altura mais que dupla do Everest.

Estes quatro enormes vulcões são apenas os maiores picos do planalto vulcânico de Tharsis, que tem uma altitude média superior a 4 km. O episódio vulcânico de Tharsis é muito antigo, entre 3800 e 3500 Ma, mas a emissão de lavas terá continuado possivelmente até há 100 milhões de anos. Aliás, quase todo o hemisfério Norte de Marte é um “mar” basáltico, mais jovem, liso e baixo que o hemisfério Sul.

Agora: o que é que acontece às rochas expostas nas superfícies planetárias? O que é que acontece a um relógio novo?...

Quando, chegados a casa, o tiramos da embalagem e o pomos no pulso pela primeira vez, é belo: liso, brilhante e certo. Mas, com a passagem do tempo, já se sabe o que vai acontecer. Aparecem os primeiros riscos no vidro, mesmo que seja de safira, a caixa embacia-se, mesmo que seja de ouro, o mecanismo desregula-se, mesmo que tenha sido construído por um daqueles pequenos relojoeiros suíços obcecados pela qualidade dos seus produtos caríssimos.

É o que acontece, também, às rochas. As superfícies planetárias são, todas elas, muito agressivas,

quer física, quer quimicamente. Chamamos meteorização à destruição das rochas por efeito dos agentes meteorológicos. “Meteorologia”, “meteorização”, “meteoro”, todas estas palavras têm a mesma origem grega, que significa, simplesmente, “que vem do céu”. Na maioria dos planetas, o que vem do céu são mais rochas! – os meteoritos.

Quanto mais espessa e densa for uma atmosfera, menos meteoritos atingem a superfície: só os maiores e potencialmente mais destruidores. Essa é uma das razões pelas quais só há cerca de 170 crateras de impacto confirmadas na Terra. A outra razão prende-se com as enérgicas e constantes transformações superficiais a que chamamos geodinâmica externa.

Vénus, apesar da espessa atmosfera, tem muito mais crateras de impacto que a Terra (cerca de 1000, contra menos de 200). Isto deve-se a uma geodinâmica externa muito mais calma que a nossa; recorde-se que, apesar das enormes pressões e temperaturas atmosféricas, Vénus não tem uma tectónica de placas activa e que a geodinâmica interna e a externa estão indissoluvelmente ligadas.

Com excepção da Terra e, em menor grau, de Vénus, portanto, o principal agente geodinâmico externo é o impacto de meteoritos.

O impacto de meteoritos é um agente de meteorização física por excelência. No local do impacto as rochas são pulverizadas ou, para bólides de grandes dimensões, podem ser fundidas ou mesmo vaporizadas.

Quando se mostra uma imagem de Mercúrio a um observador menos experiente, a primeira reacção é sempre: «é a Lua!»; o que há em comum é o grande número de crateras de todos os tamanhos. A questão dos tamanhos das crateras é mais importante do que se pensa. Repare-se: o número inicial de corpos disponíveis – asteróides e meteoróides (futuros meteoros) – ficou mais ou menos fixo aquando da formação do Sistema Solar. Desses, havia poucos corpos muito grandes, muitos mais de dimensão intermédia e imensos pequenos. A cada impacto de um grande meteorito que produz uma grande cratera há menos um grande asteróide disponível para cair sobre outro planeta, ou seja, os asteróides “gastam-se”. Há 4600 milhões de anos havia muito mais

e maiores asteróides do que há hoje. Isto permitiu calcular relações entre a dimensão e o número das crateras por quilómetro quadrado e a idade de uma superfície planetária.

Como se viu, a maioria dos impactos provoca a pulverização da rocha na zona do impacto e a pulverização do próprio meteorito, o que faz que os solos dos planetas com muitas crateras sejam constituídos por partículas muito finas – mais uma poeira que uma areia muito fina. A essa poeira junta-se a própria poeira espacial: micro-meteoritos.

Na Terra, os ciclos repetidos de aquecimento diurno e arrefecimento nocturno enfraquecem as camadas exteriores, mais expostas, das rochas, levando-as, no extremo, a fracturar. Este processo é muito importante nos climas desérticos – possivelmente também em Marte. Também alguns sais, principalmente sulfatos, ao cristalizar em fendas, dilatam-nas. A Terra, como em quase tudo, é um planeta único. Cá, o principal agente da geodinâmica externa é a água. Em climas com água disponível esta tem um papel importante na meteorização física pelo processo chamado

da “cunha de gelo”: se uma fissura na rocha está preenchida, de dia, com água líquida e, à noite, a temperatura descer bastante, a água congela com aumento de volume, dilatando a fractura. Também todos já vimos como as raízes das plantas aproveitam qualquer fissura e a dilatam com o seu crescimento.

Há outros processos de meteorização física que são muito importantes nas rochas ígneas e que têm que ver com variações das condições de pressão e temperatura: são as disjunções. Um basalto, ao arrefecer, contrai-se. Consoante a origem do basalto e o meio onde se dá o arrefecimento, formam-se disjunções – quebras regulares – com formas muito belas, como a disjunção prismática, na “*Giant’s Causeway*” (Calçada dos Gigantes) na Irlanda do Norte.

Os granitos, por outro lado, tendo sido formados a grande profundidade e, portanto, grande pressão, ao aflorar à superfície descomprimem sofrendo uma disjunção em camadas finas, paralelas à superfície topográfica.

Toda esta fracturação, física, tem uma consequência química importante: aumenta as superfícies

onde se podem realizar as reacções da meteorização química.

Lembremo-nos do que foi dito sobre os campos de estabilidade dos minerais. Um mineral cristaliza num leque restrito de condições de pressão e temperatura e, se essas condições mudarem muito, o mineral original já não é estável. Na verdade, há muito poucos minerais estáveis na superfície terrestre. Os principais são o quartzo, as argilas, e alguns carbonatos como a calcite (principal constituinte dos calcários), sulfatos, como o gesso, e alguns óxidos e hidróxidos. Quase todos os outros mais de 4500 minerais conhecidos são instáveis à pressão de uma atmosfera e à temperatura de 25 °C e tendem a transformar-se num daqueles que são estáveis, na maioria das vezes com o contributo daquela raridade terrestre: água líquida.

Tem-se falado muito em chuvas ácidas, preocupantes quando fruto de poluição produzida por nós. Mas, na verdade, mesmo que não houvesse seres humanos as chuvas seriam sempre ácidas devido à dissolução dos dióxidos de carbono e de enxofre que existem naturalmente na atmosfera. A água ácida é um excelente solvente para a maioria

dos minerais, principalmente os carbonatos, transformando-os e libertando iões para a solução, que podem, então, migrar. A água também facilita outros processos de alteração química, como a hidrólise de silicatos e carbonatos e a oxidação de metais. Um processo de hidrólise de silicatos com consequências muito importantes é o que transforma feldspatos em argilas.

Estritamente falando, a meteorização dá-se no local onde as rochas estão, produzindo aquilo a que chamamos um rególito ou, se tiver vida, um pedólito – um solo em sentido estrito.

Quando os materiais, fruto da meteorização, são removidos, entramos no domínio da erosão, que é o conjunto de processos que modelam e arredondam as formas superficiais dos planetas.

O impacto de meteoritos produz erosão: basta olhar para fotografias de crateras recentes para ver que, em volta delas, há quase sempre uma área, frequentemente mais clara, de materiais que foram projectados em todas as direcções – os depósitos, ou mantos, de ejeção. Mas esses materiais nunca vão cair muito longe da cratera. Já as crateras antigas não mostram mantos de ejeções. Porquê?

Ou os materiais foram cobertos, por lavas ou por outras crateras, ou foram varridos (erodidos) e transportados pelo vento ou pela água.

Na Terra, o vento e a água são os grandes agentes de erosão e transporte de partículas minerais, frutos da meteorização física – já podemos chamar-lhe sedimentos. Por outro lado, só a água transporta os frutos da meteorização química – iões.

O transporte de sedimentos – o seu movimento – resulta da composição de duas forças: uma, principalmente horizontal, é fruto da corrente do meio, vento ou água; a outra, vertical, é a gravidade e, já sabemos, a gravidade vence sempre. Assim, há um momento na vida de uma partícula sedimentar em que a força do meio de transporte não é bastante para ultrapassar o peso do grão e este deposita-se, precipita, ... sedimenta.

O local em que se dá a deposição está relacionado, assim, com vários factores: o tamanho, a forma e a densidade das partículas, a força do meio de transporte e a topografia. Por exemplo: as mesmas partículas, se transportadas no meio de um rio, chegam mais longe do que se forem

transportadas junto às margens, onde a velocidade é menor. É muito interessante o que se passa nas curvas dos rios: a velocidade da água é maior no exterior da curva que no interior; assim, geralmente, no exterior da curva há erosão e no interior deposição. As praias fluviais em curvas de rios estão no interior ou, pelo menos, são aí mais largas. As variações da largura dos cursos também influem na sua velocidade: se há um alargamento, a velocidade diminui e há deposição – muitas vezes até formarem-se ilhas, que mesmo em Marte se vêem.

A velocidade de um rio é condicionada, principalmente, pela sua inclinação. Por isso, para montante, mais junto à nascente, onde os rios são mais jovens, o seu curso é mais recto, a sua inclinação é maior e a erosão predomina. Para jusante, mais perto da foz, passa-se tudo ao contrário: o curso é mais plano e sinuoso e a deposição predomina.

Os destinos dos cursos de água são outros cursos e, por fim, as grandes massas de água, lagos e oceanos. A grande quantidade de sedimentos que aí se vão depositando, ao longo dos tempos

geológicos, leva à formação de bacias sedimentares onde os sedimentos se vão depositando sobre outros sedimentos, enterrando-os cada vez mais. Com o aumento da pressão, a água é expulsa dos poros e os sedimentos, inicialmente soltos, vão-se transformando em rochas sedimentares consolidadas. Chamamos diagénese, ou litificação, ao conjunto de processos envolvidos nessa transformação.

É interessante verificar que um sedimento constituído por partículas de todos os tamanhos, de tal modo que as mais finas preenchem os espaços entre as mais grosseiras, quando sujeito a alguma pressão, pode formar uma rocha sólida. Chamamos matriz aos grãos finos, que suportam o edifício dos maiores, e chamamos, à rocha resultante, rocha sedimentar detrítica. O tamanho e a composição dos grãos maiores definem o nome da rocha. Assim, se os grãos forem do tamanho de seixos, a rocha é um conglomerado; se forem areias, é um arenito, ou grés; se forem argilas, é um argilito. Há dois casos particulares de rochas gresosas que sedimentam perto da rocha-mãe, depois de muito pouco transporte: as arcoses que,

mineralogicamente, são “quase” granitos, e os grau-vaques, em que os grãos, em vez de fragmentos de minerais, são fragmentos de rochas pré existentes.

Temos estado a seguir o percurso de partículas sólidas, grãos, produtos de meteorização física e erosão. O que é que aconteceu aos iões produtos da meteorização química?

Transportados em solução, não há limites físicos para a distância que percorrem. A sua precipitação depende de mudanças nas condições físico-químicas do meio e de encontrarem, nas condições certas, outros iões com os quais reagir, seja um dos mencionados, sejam os mais abundantes numa solução aquosa: os próprios iões da água. Ao precipitarem nos poros de um sedimento vão dar-lhe ainda mais solidez formando aquilo a que chamamos um cimento (carbonatado, ferruginoso, silicioso, conforme a sua composição).

Por outro lado, há todo um outro grupo importante de rochas sedimentares, para além das detríticas, que se formaram principalmente pela precipitação de iões a partir de uma solução aquosa, com pouca participação de partículas sólidas: as rochas sedimentares químicas.

Dentro deste grupo há dois subgrupos dominantes. Num deles, precipitam cristais de carbonatos, principalmente de cálcio mas também de magnésio e outros iões, em bacias sedimentares oceânicas; são as rochas carbonatadas, dominadas pelos nossos bem conhecidos calcários. No outro, a precipitação dá-se em consequência da evaporação de água salobra, em bacias fechadas de climas áridos, formando as rochas evaporíticas, dominadas pelo sal-gema e, em menor grau, pelo gesso – que também se encontrou em Marte, na bordadura da calote polar Norte.

O que é que acontece às rochas sedimentares mais antigas, no fundo das bacias sedimentares, à medida que mais sedimentos se vão depositando sobre elas? Se tivermos sedimentos e tempo bastantes, os seus minerais vão ser “enterrados” até encontrarem-se em profundidades e em condições de temperatura e pressão em que já não são estáveis. Assim, reagem uns com os outros, no estado sólido, a partir das fronteiras entre os grãos, para formar novos minerais que sejam estáveis. Chama-se metamorfismo a este conjunto de processos.

Muitos dos minerais que já conhecemos (quartzo, feldspatos, anfíbolos, piroxenas) aparecem em rochas metamórficas, mas alguns são característicos dos ambientes metamórficos, minerais de nomes estranhos, como a andalusite, a distena e a silimanite (todas o mesmo silicato de alumínio, mas com estruturas cristalinas diferentes), a estauroilite ou algumas granadas, como o piropro ou a almandina.

O que estes minerais têm de especialmente interessante para o conhecimento do metamorfismo é serem indicadores das condições de pressão e temperatura em que as rochas se formaram. O tal silicato de alumínio, por exemplo, na forma de andalusite indica baixa pressão e temperaturas moderadas a altas, na forma de distena indica muito alta pressão e temperaturas moderadas a altas e na forma de silimanite muito alta temperatura. Repare-se nas implicações destes chamados campos de estabilidade: ao longo da história geológica de uma rocha, os seus minerais podem transformar-se várias vezes. Se a rocha for simplesmente comprimida pelo peso das rochas e sedimentos sobrejacentes a pressão e a temperatura

umentam concomitantemente; se for comprimida por tensões tectónicas, por exemplo no encontro entre duas placas continentais, o aumento de pressão é maior que o aumento de temperatura – originando minerais diferentes e, principalmente, diferentes associações de minerais. Chama-se “fácies de metamorfismo” a um conjunto de minerais que se formam num leque definido e conhecido de condições de pressão e de temperatura – é a cara que o metamorfismo nos mostra.

Se enterrarmos uma argila, a diagénese transforma-a num argilito mas, continuando a aumentar a pressão e a temperatura, o argilito dará origem, sucessivamente:

1. **A um xisto argiloso.** A grande diferença entre este e o argilito é a foliação (divisão da rocha em folhas): a pressão, vertical, faz com que os minerais se orientem em planos horizontais.
2. **A um filito.** Aqui já estamos no metamorfismo: as argilas e algum quartzo do argilito dão lugar a quartzo e micas – todos ainda em cristais microscópicos – num verdadeiro xisto.

3. **A um micaxisto.** Os cristais já são bem desenvolvidos e, na maioria, visíveis a olho nu. Começam a aparecer minerais característicos de maiores pressões e temperaturas, como as granadas.
4. **A um gneisse.** A temperatura extrema faz desaparecer a xistosidade. A foliação é, agora, traduzida no bandeado característico dos gneisses, alternadamente claro (quartzo e feldspatos) e escuro (micas, anfíbolas, piroxenas), numa composição global muito próxima da de um granito.
5. **A um migmatito.** A temperaturas muito altas alguns minerais fundem e começam a formar-se líquidos intersticiais, num processo extremo: o migmatismo. O bandeado regular do gneisse dá lugar a estruturas retorcidas e onduladas, análogas das camadas num bolo mármore. E, no extremo, ...
6. **A um granito!** Estes “granitos metamórficos”, dos mais elevados graus de metamorfismo, chamados granitos de anatexia, só se distinguem dos granitos magmáticos de uma de duas maneiras: por conterem minerais

característicos do metamorfismo ou pelas suas relações geométricas com as rochas sobrejacentes.

Agora repare-se: se, em vez de enterrarmos uma argila, só, enterrarmos uma rocha sedimentar constituída por estratos alternados de argilas e grauvaques, o que vamos ter, por volta dos níveis 2 a 3 acima é um xisto constituído por uma alternância de filitos e metagrauvaques como o nosso bem conhecido Xisto das Beiras.

Temos estado a descrever o tipo de metamorfismo predominante na Terra, o chamado metamorfismo regional. Mas este não é o único.

Repare-se que o progresso do metamorfismo regional se dá ao longo de muito tempo, com aumento concomitante da pressão e da temperatura. Há tipos de metamorfismo caracterizados por alta temperatura e baixa pressão – o metamorfismo de contacto – e por alta pressão e baixa temperatura – o dinamometamorfismo e o metamorfismo de impacto.

O metamorfismo de contacto produz-se em redor das intrusões magmáticas, dando origem a auréolas de metamorfismo, na rocha que é penetrada,

de grau decrescente à medida que nos afastamos do contacto. Tipicamente, a rocha envolvente é “cozida” no contacto, perdendo qualquer estrutura e dando origem a uma rocha muito dura, por isso mesmo chamada corneana. São muito visíveis em Portugal, nos contactos entre granitos e xistos das Beiras, por exemplo, perto de Santa Comba Dão. Isto passa-se quando a rocha envolvente é alumino-silicatada. Se for carbonatada – tipicamente um calcário – a “corneana” resultante chama-se... mármore.

O dinamometamorfismo, de alta pressão e comparativamente baixa temperatura, está associado a falhas em zonas com altas tensões tectónicas. Uma primeira indicação da sua ocorrência é a textura, cataclástica: tudo partido! Alguns minerais também são reveladores de dinamometamorfismo. No distrito de Bragança, por exemplo, há uma grande falha inversa quase horizontal – um carreamento – em serpentinitos (rochas já metamórficas de alto grau, em que predomina um mineral verde, a serpentina, que lembra a pele das cobras). No próprio carreamento, o dinamometamorfismo transformou a serpentina em talco o que, por seu lado, o lubrifica, facilitando o movimento.

Não surpreende que o metamorfismo regional, dependente, como está, da existência perene de grandes bacias oceânicas e de uma tectónica de placas não se encontre noutros planetas. Aí o que domina é, claro, o metamorfismo de impacto. Este é instantâneo, de alta pressão e baixa temperatura, produzindo texturas típicas (as brechas de impacto) e minerais característicos, por exemplo transformando o nosso bom quartzo em stishovite ou coesite.

Como quase tudo, em Geologia, as fronteiras do metamorfismo não são muito nítidas. O limite entre diagénese (sedimentar) e metamorfismo é colocado cerca das 250 atmosferas e 100 °C. O limite superior tem sido mais difícil de conhecer. Tradicionalmente colocava-se acima das 20.000 atmosferas e dos 900 °C. Repare-se que a maioria dos minerais funde a esta temperatura e o metamorfismo pressupõe só reacções no estado sólido. Sabe-se hoje, contudo, haver rochas metamórficas, sem migmatização, formadas a ultra-altas temperaturas, podendo atingir os 1100 °C. Pensa-se que a formação de rochas de ultra-alta temperatura requer a presença de fluidos pobres em água

e muito ricos em dióxido de carbono, provenientes do manto. Em limites destrutivos de placas, esse dióxido de carbono pode libertar-se para a atmosfera aumentando o efeito de estufa e, conseqüentemente, a temperatura atmosférica global.

(Página deixada propositadamente em branco)

## FABRICO E FUNCIONAMENTO DAS ATMOSFERAS

*Onde se mostra como a pintura destas máquinas é seca nas melhores estufas, que são diferentes das do tomate, e se lamenta não se poder fornecê-las equipadas com uma moral.*

Por tudo o que se viu até aqui é fácil perceber que nada é sólido, líquido ou gasoso em termos absolutos. O gás dos gases, o hidrogénio, é sólido no núcleo de Júpiter e o mais denso metal comum, o ouro, ferve a 2856 °C à pressão da superfície da Terra. Contudo, como temos esta queda para a sistemática, gostamos de dividir os elementos e compostos em dois grandes grupos, refractários e voláteis, consoante os seus pontos de ebulição são altos ou baixos. Nos planetas

sólidos os refractários concentram-se na geosfera (“do chão para baixo”) e os voláteis na atmosfera (“do chão para cima”).

Os voláteis são, principalmente, o hidrogénio, o hélio, o azoto, o oxigénio, a água, os dióxidos de carbono e enxofre, o metano e o amoníaco, assim como a maioria dos compostos de carbono, hidrogénio, oxigénio e/ou azoto – incluindo o octano da gasolina e os compostos muito complexos que dão cor amarela à atmosfera de Titã.

Muitas das transformações de rochas e minerais que vimos, fosse em sistemas ígneos, sedimentares ou metamórficos, dão-se com libertação de fluidos que, como é costume, menos densos, vão migrar para cima – para longe do centro de gravidade dos planetas – acumulando-se nas suas atmosferas... quando podem.

Pensemos num planeta e numa molécula de um gás como um sistema constituído por duas esferas com massa. A atracção gravitacional entre as esferas é, já se sabe, proporcional às suas massas, por isso, um planeta atrai uma molécula pesada, como a do dióxido de carbono, com 22 vezes mais força que uma molécula leve, como

a do hidrogénio, se estiverem ambas à mesma altitude. Este raciocínio também vale para a massa do planeta: o mesmo átomo, à mesma distância do centro planetário, é atraído com 300 vezes mais força em Júpiter que na Terra. Não surpreende, portanto, que a atmosfera de Júpiter contenha tanto hidrogénio e a da Terra tão pouco.

Uma complicação adicional advém de, como sempre, a temperatura e a gravidade serem adversárias. Já todos vimos, na televisão, o lançamento de um foguetão para o espaço. Cada planeta tem uma velocidade de escape que lhe é característica (função da sua massa e do seu tamanho): 11 km/s para a Terra e 60 km/s para Júpiter. Essa é a velocidade que, quando atingida, permite a um corpo – seja um foguetão, seja uma molécula de gás – escapar à atracção gravitacional do planeta. Num gás há partículas que se movem mais depressa e outras mais devagar, e a velocidade média é função da temperatura do gás. Ora, as atmosferas são aquecidas principalmente “por cima” – pelo Sol. Isto permite que corpos muito distantes, como Titã e Tritão, apesar de pequenos, consigam reter atmosferas.

Mas ainda não respondemos à pergunta «de onde vieram todos estes gases?» Certamente que não só de processos geológicos pois os quatro gigantes, Júpiter, Saturno, Úrano e Neptuno, são quase só atmosferas e, é claro, não têm “geologia”. Para responder temos que regressar à formação do Sistema Solar quando, separados pela atracção gravitacional do Sol, os elementos mais densos se acumularam junto a este, indo dar origem aos planetas telúricos, e os menos densos ficaram na periferia, indo dar origem aos planetas gasosos. Assim, as atmosferas dos primeiros e dos segundos são diferentes desde há mais de 4600 milhões de anos.

Os principais componentes das primeiras atmosferas dos planetas telúricos terão sido os gases mais abundantes no Sistema Solar, hidrogénio e hélio, que se terão escapado rapidamente para o espaço. Na Terra, a juntar a esta perda, terá havido um efeito catastrófico: o impacto do grande planeta que terá ejectado o material que veio a formar a Lua, há 4500 milhões de anos, também terá dispersado quase toda a atmosfera inicial.

As segundas atmosferas formaram-se por desgasificação dos planetas sólidos, à medida que

arrefeciam. Pensa-se que cerca de 85% da atmosfera se terá formado logo nos primeiros 150 milhões de anos. No caso da Terra, aqui inclui-se grande parte da água: a temperatura planetária já deveria permitir a existência de água no estado líquido há 4400 milhões de anos. A esta água de desgasificação ter-se-á juntado água proveniente de impactos de meteoritos e cometas, que também terão contribuído com dióxido e monóxido de carbono, metano e amoníaco. Assim, as segundas atmosferas dos planetas telúricos seriam constituídas principalmente por dióxido de carbono, azoto e água, em proporções variáveis.

As terceiras atmosferas, as actuais, já são fruto da geodinâmica. Veja-se o caso de Marte: pensa-se que, na culminação do episódio de Tharsis, o vulcanismo terá lançado na atmosfera marciana gases suficientes para criar uma pressão de 1,5 atmosferas de dióxido de carbono e um oceano de água, à escala planetária, com uma profundidade média de 120 metros. As baixas temperaturas levaram a que grandes quantidades de dióxido de carbono e de água se tenham acumulado na forma de gelos, em calotes polares, como na Terra, mas

também nos poros do solo. A baixa gravidade marciana foi permitindo o escape da atmosfera até ao seu nível actual de menos de 1% da pressão atmosférica terrestre.

O ser humano pode sobreviver algumas semanas sem comer, poucos dias sem beber, mas só alguns minutos sem respirar. Para nós, o mais importante gás nas atmosferas planetárias é, claro, o oxigénio. Também nisso a Terra é um planeta único, pois não existem grandes quantidades de oxigénio livre em mais nenhum lugar – pelo menos no Sistema Solar – nem na Terra existiam, até há cerca de 2400 milhões de anos.

O oxigénio na atmosfera terrestre foi quase todo produzido por seres vivos. Ao contrário do que poderia parecer, se a atmosfera inicial fosse rica em oxigénio livre, nunca teria aparecido vida no nosso planeta. Mas já estamos a falar de vida, os utilizadores destas máquinas, que só se fabricarão no próximo capítulo.

O oxigénio, na atmosfera da Terra, quase não se encontra na forma de átomos livres mas sim na de moléculas: principalmente a molécula diatómica,  $O_2$ , mas também a molécula triatómica,

O<sub>3</sub>, o ozono, que é menos de 0,000003% do total do oxigénio. Apesar de ser tão raro, todos conhecemos este gás que dá um cheiro picante ao ar durante as grandes tempestades eléctricas e junto das fotocopiadoras.

O ozono é um bom exemplo de como estas máquinas chamadas mundos não são fornecidas com uma moral simples: junto de nós é um veneno mas, entre os 15 e os 35 km de altitude, consoante o local e a estação do ano, forma uma “camada” fina mas muito importante para os seres vivos pois protege o planeta dos efeitos nocivos dos raios solares ultravioletas.

Os ultravioletas são outra espada de dois gumes pois, na quantidade “certa”, são fundamentais para produzirmos vitamina D, evitando o raquitismo e a osteoporose, mas, em excesso, podem produzir escaldões, cataratas, cancro de pele e mutações genéticas. Não é surpreendente, portanto, a preocupação com a rarefacção do ozono sobre a Antárctica (o “buraco do ozono”) e sobre o Ártico. Quando se descobriu que alguns produtos industriais contribuíam para a destruição do ozono, tratados internacionais procuraram bani-los, embora os

resultados práticos dessa proibição ainda não sejam claros. Parece que as variações dos teores de ozono na alta atmosfera podem estar mais relacionadas com ciclos naturais que com a actividade humana. Há, por exemplo, uma boa correlação entre a diminuição dos teores de ozono e o enfraquecimento do campo magnético terrestre. Este enfraquecimento faz-se sentir principalmente nas regiões polares, deixando penetrar iões acelerados, provenientes do vento solar, nos locais onde se situam os “buracos” do ozono, que são quase coincidentes com os locais onde se observam as auroras.

A evolução da atmosfera de Vénus foi muito diferente. Sendo um planeta quase do tamanho do nosso, a gravidade permite-lhe fixar uma atmosfera densa que, há 4000 milhões de anos, não seria muito diversa da terrestre. O que aconteceu, então, que transformou Vénus de um potencial irmão terrestre no inferno que é hoje? Foi o muito falado efeito de estufa.

Primeiro, para assentar ideias: o efeito de estufa não muito a ver com o que se passa numa estufa!

Se queremos cultivar tomate num ambiente controlado, fazemo-lo debaixo de vidros ou plásti-

cos, em estufas. Assim, a luz solar entra na estufa e aquece o ar interior que se mantém sem grandes variações de temperatura nem de humidade por toda a convecção se dar dentro de um sistema quase fechado e isolado.

O efeito de estufa planetário é diferente.

Um planeta recebe energia da luz solar. Parte dessa energia é absorvida pela superfície (solos, oceanos) e re-irradiada como energia térmica; alguma desta, por sua vez, é absorvida pelos gases da atmosfera, que voltam a irradiar calor em todas as direcções, incluindo de volta à superfície. Assim, a existência de uma atmosfera faz com que a energia recebida pela superfície planetária seja maior do que num planeta nu.

Pensamos sempre na Terra como sendo um planeta de clima ameno. Apesar de a máxima temperatura registada ter sido de +71 °C no Irão e a mínima de -89 °C na Antárctida, a temperatura média à superfície da Terra é de cerca de +15 °C. Isto permite o mais importante para nós: que em quase todo o planeta exista água no estado líquido. Podemos agradecer esta raridade astronómica ao efeito de estufa pois, sem ele,

a temperatura média da Terra seria negativa, da ordem dos -15 a -18 °C.

Não podemos deixar de notar alguma semelhança com Marte, cujas temperaturas máxima mínima e média são, respectivamente, de +20, -140 e -60 °C. A atmosfera marciana, quase só dióxido de carbono, com apenas 0,7 a 0,9% da pressão atmosférica terrestre, é muito fina para ter um efeito de estufa relevante.

Nem todos os gases atmosféricos são igualmente eficientes a irradiar energia térmica de volta para a superfície. Os gases que constituem 99% do volume da nossa atmosfera, o azoto e a molécula diatómica de oxigénio, são transparentes à maioria dos comprimentos de onda da luz solar.

Os gases mais importantes para o efeito de estufa na Terra são o vapor de água (com um contributo de 36 a 72% para o efeito total), o dióxido de carbono (9 a 26%), o metano (4 a 9%), o ozono (3 a 7%) e o óxido nitroso (1 a 7%).

O papel do dióxido de carbono tem sido dos mais discutidos nos últimos anos, em particular no que diz respeito ao papel das actividades humanas na sua produção e, conseqüentemente,

num eventual aumento da temperatura global por efeito de estufa. O ciclo do carbono é dos mais complexos e, como todos os ciclos biogeoquímicos, encontra-se permanentemente em equilíbrio instável, com dióxido de carbono a ser produzido por umas reacções e consumido por outras. A principal questão que se coloca hoje é se a intervenção humana, embora globalmente muito pequena (cerca de 5% da produção global), é bastante para desequilibrar este sistema no sentido da produção de tal forma que o consumo natural nunca a consiga compensar.

A resposta séria a esta pergunta depende da escala de tempo que analisarmos. À escala dos milhões de anos do tempo geológico, o contributo humano é, a todos os níveis, desprezável. À escala das décadas da vida humana a resposta é... que ainda não sabemos.

Só se medem sistematicamente as concentrações atmosféricas de dióxido de carbono há menos de sessenta anos e essas têm vindo a crescer sempre, desde cerca de 315 centímetros cúbicos de dióxido de carbono por metro cúbico de ar em 1957 até cerca de 390 em 2010. Mas também é verdade que

as análises das bolhas de ar retidas nos gelos da Antártida nos mostram que, nos últimos 450.000 anos, tem havido ciclos de subidas e descidas dos teores de dióxido de carbono, com amplitudes da ordem dos 100  $\text{cm}^3/\text{m}^3$  e períodos da ordem dos 100.000 anos.

Voltemos agora a Vénus. O suave efeito de estufa que torna a Terra habitável teve consequências devastadoras em Vénus. É provável que, há mais de 4000 milhões de anos, Vénus tivesse um grande oceano de água líquida que o tornava um verdadeiro gémeo da Terra de então. Só que Vénus, ao estar a 72% da distância da Terra ao Sol, recebe deste quase o dobro da radiação, o que fez muita diferença. A natural evaporação do oceano aumentou o efeito de estufa, o que, por sua vez, fez aumentar a temperatura com aumento cada vez maior da evaporação, até toda a água estar na atmosfera onde foi dissociada pela radiação solar ultravioleta, acabando por escapar quase toda para o espaço. O dióxido de carbono que, na Terra, é muito eficientemente reciclado por seres vivos e pela tectónica de placas, em Vénus manteve-se na atmosfera, sendo, hoje,

o principal responsável pelo efeito de estufa, que mantém a superfície venusiana a uns estáveis e desconfortáveis 460 °C.

Encontramos outro caso interessante de efeito de estufa em Titã. Com uma atmosfera densa (1,45 atmosferas terrestres), constituída principalmente por azoto (98%), os cerca de 1,4% de metano e as nuvens com composições muito complexas incluindo variadíssimos hidrocarbonetos e dióxido de carbono são bastantes para produzir um efeito de estufa “normal”. O elemento inesperado foi a descoberta recente de um efeito de antiestufa em Titã. No efeito de estufa, a atmosfera é transparente à maior parte da radiação solar, mas opaca aos raios infravermelhos (radiação térmica); no efeito de anti-estufa, que só se encontrou em Titã, a atmosfera é opaca à luz solar mas transparente aos infravermelhos que, assim, irradiam para o espaço arrefecendo o planeta. A temperatura da superfície do grande satélite de Saturno, cerca de -180 °C, resulta, assim, da combinação dos dois efeitos: se Titã não tivesse atmosfera, a sua temperatura superficial seria de -190 °C; o efeito de estufa eleva-a 20 °C e o efeito de anti-estufa diminui-a 10 °C.

Para nós, fechados no nosso pequeno Sistema Solar, parece ser fácil dividir os planetas em dois grupos, como temos feito até aqui: telúricos, ou terrestres, e jovianos, ou gigantes. Às vezes chama-se planetas gigantes gasosos a Júpiter, Saturno, Úrano e Neptuno, para chamar a atenção para o facto de não serem compostos por rocha mas, principalmente, por gás, ou seja, estes quatro enormes planetas seriam principalmente... atmosfera.

No entanto, se olharmos com atenção, os próprios planetas gigantes podem dividir-se em dois grupos: num deles, os planetas são muito maiores (cerca de 20 raios terrestres) e de cores amareladas – Júpiter e Saturno – e no outro os planetas são muito menores (menos de metade do raio dos primeiros) e de cores azuladas – Úrano e Neptuno.

Já se sabe que a cor é um indicador da composição. Na verdade, as composições dos dois subgrupos são diferentes.

Júpiter e Saturno têm composições próximas da solar, principalmente hidrogénio e hélio. Em profundidade, com o aumento da pressão, o hidrogénio passa ao estado líquido, primeiro,

comportando-se como um metal líquido, como o mercúrio e, depois, ao estado sólido.

As atmosferas de Úrano e Neptuno deverão ocupar apenas os 10 a 20% exteriores dos raios planetários e, para além de hidrogénio e hélio, contêm metano, em proporções que variarão desde vestígios à superfície até mais de 2% em profundidade. Abaixo destas atmosferas encontram-se mantos planetários, muitas vezes comparados a oceanos: as suas composições deverão ser principalmente água, amoníaco e metano nos estados líquido e sólido – gelos, se é que se pode chamar gelo a um sólido a temperaturas superiores a 2000 °C. Os seus núcleos, os 5 a 10% mais internos, devem ser compostos de misturas daqueles “gelos”, ferro, níquel e silicatos, e muito ricos... Mesmo ricos pois, nas condições de pressão e temperatura dos núcleos de Úrano e Neptuno, o metano deve decompor-se precipitando cristais de diamante.

Os voláteis que constituem a atmosfera podem encontrar-se em qualquer das três fases (estados): na Terra temos vapor de água (gás) e nuvens, umas constituídas principalmente por gotas de água líquida e outras, mais altas, constituídas

principalmente por cristais de gelo. Já as nuvens marcianas de voláteis são constituídas por poeiras e cristais de gelos de dióxido de carbono ou, mais raramente, de água.

Mas é claro que os gelos não se encontram só na atmosfera: nas regiões polares da Terra, da Lua e de Mercúrio encontramos gelo de água (sim, até em Mercúrio, mas só à sombra...). Também há gelo de água nas calotes polares de Marte mas a maior parte do gelo marciano visível é de dióxido de carbono – aquilo a que os industriais se referem como neve carbónica ou gelo seco.

Já se vê que a proporção de voláteis nas fases sólida, líquida e gasosa depende do clima.

Uma maneira simplista de definir o clima é dizer que a meteorologia é o tempo que faz e o clima é o tempo que tem feito... ou o tempo ao longo do tempo. Infelizmente temos muito pouco tempo de medições rigorosas e contínuas de parâmetros climatológicos. Uma das séries contínuas mais antigas é a do Instituto Geofísico da Universidade de Coimbra, que remonta só a Setembro de 1864 – a mais antiga é um conjunto de dados de vários observatórios da Inglaterra

Central, iniciada em 1659. Para conhecermos os climas mais antigos temos que nos socorrer de métodos indirectos, um dos quais já foi referido: sondagens nos gelos da Antárctida. E voltamos aos gelos.

A temperatura média da atmosfera terrestre tem sofrido variações cíclicas entre períodos de um clima geral de tipo tropical e períodos de um clima geral de tipo glacial: as glaciações. Nos últimos três milhões de anos ocorreram sete glaciações principais e a última delas terminou há apenas 15.000 anos tendo deixado, em Portugal, um belíssimo vestígio: o vale glacial do Zêzere.

Estes ciclos climáticos são controlados principalmente por factores astronómicos: a actividade solar e as variações do movimento da Terra – a excentricidade da órbita, a inclinação do eixo de rotação e a rotação do próprio eixo em forma cónica (precessão). Há dados geológicos que apontam que a Terra pode ter estado algumas vezes, ao longo da sua história, quase completamente gelada: encontram-se rochas de formação glacial em continentes que, na época, estavam em latitudes tropicais ou mesmo equatoriais.

Na maior parte do tempo a água encontra-se em movimento contínuo, entre a superfície e a atmosfera, no que constitui o ciclo hidrológico: a água superficial evapora (ou sublima, muito menos, a partir do gelo) e acumula-se na atmosfera, enquanto a temperatura e a pressão nesta o permitem. O tempo médio de permanência de uma molécula de água, na forma de vapor, na atmosfera, é de apenas nove dias. Quando a temperatura baixa, a água passa ao estado líquido, ou sólido, e precipita: chove ou neva. Se a precipitação se der sobre o oceano, o ciclo reinicia-se imediatamente. Dos cerca de 505.000 quilómetros cúbicos de precipitação anual em toda a Terra, cerca de 398.000 km<sup>3</sup> caem nos oceanos. Mas é muito interessante ver o que se passa com os restantes 107.000 km<sup>3</sup>, que precipitam nos continentes.

Parte da água da chuva que cai sobre solos e rochas escorre pela superfície, até chegar a um curso de água, onde é recolhida e conduzida pela gravidade para outros cursos de água, e assim sucessivamente, até chegar a um ponto onde não possa descer mais: um mínimo topográfico local fechado, uma bacia onde se forma um lago,

ou o mínimo planetário, o oceano. Outra parte infiltra-se imediatamente no solo. As proporções respectivas de escoamento superficial e infiltração dependem de factores como a inclinação do terreno (em solos muito inclinados há mais escorrência que em solos planos) da composição do solo (em rocha fresca ou em solos argilosos há mais escorrência que em solos soltos e porosos) e da sua cobertura (em solos nus há mais escorrência que em solos cobertos por vegetação).

A água que se infiltra também pode ter vários destinos e vidas mais ou menos longas. Vejamos: uma parte menor é retida, por pouco tempo, nos poros do solo, onde é tão importante para a agricultura. Aí pode evaporar-se ou ser utilizada pelas plantas, que devolvem uma parte para a atmosfera, na respiração e na transpiração. A porção mais importante, se encontrar caminhos viáveis (poros e fissuras comunicantes a longas distâncias) infiltra-se profundamente, sempre por acção da gravidade, até se acumular em aquíferos.

Os aquíferos são rochas porosas ou muito fracturadas em que os vazios estão preenchidos por água, quase sempre em movimento lento no

sentido apontado pela gravidade. Repare-se que, enquanto o tempo médio de residência de uma molécula de água na atmosfera é de nove dias, como já se disse, a mesma molécula pode residir um a dois meses na humidade do solo, cem a duzentos anos num aquífero próximo da superfície e dezenas de milhar de anos num aquífero profundo.

Os aquíferos contêm uma importante quantidade de água líquida para nós – a maioria da que consumimos. Vale a pena mencionar aqui a distribuição mundial dos recursos hídricos: de toda a água que não está na atmosfera, 97% é salgada, nos oceanos, mares e lagos salgados. Os restantes 3% são de água doce e dividem-se aproximadamente assim: 2% estão no estado sólido, nas calotes polares e nos glaciares, 0,9% são águas subterrâneas (cerca de 30% do total de água doce) e só 0,1% são águas superficiais, rios e lagos de água doce. Não surpreende, portanto, que o conhecimento geológico dos aquíferos seja de importância determinante para o futuro da humanidade. Só um exemplo, para meditar: um dos maiores aquíferos do Próximo Oriente encontra-se sob os Montes Golã.

Também encontramos rios nas fotografias da superfície de Vénus, de Marte e de Titã. Nos dois primeiros casos, são apenas leitos secos. Em ambos os planetas não “chove” sobre a superfície, pelo que não poderia haver recarga dos cursos de água e dos aquíferos. Já em Titã chove, e os rios transportam... hidrocarbonetos líquidos: principalmente metano, mas também etano e outros compostos mais complexos. Quando for a Titã, pode atestar o depósito do seu carro com um balde, à beira de um lago.

A história da água em Marte é muito complexa e ainda não muito bem esclarecida. Há hoje consenso sobre o facto de Marte já ter tido grandes quantidades de água líquida: há formas de relevo (vales fluviais, leitos com meandros, zonas de escorrência e vestígios de enxurradas catastróficas) que só são possíveis se já tiver circulado água na superfície do planeta. Também se encontraram minerais directamente relacionados com água líquida. As duas perguntas a que parece mais urgente responder são para onde foi toda a água e se ainda existirá alguma água líquida em Marte.

A primeira pergunta pode ter uma resposta dupla. Por um lado, a fraca gravidade marciana e a sua finíssima atmosfera devem ter deixado escapar grande parte da água para o espaço. Por outro lado, com o arrefecimento global, o resto da água deve ter congelado nas calotes polares e nos poros do solo.

A segunda pergunta é mais difícil de responder. Sabemos que, nas condições actuais de pressão e temperatura, a água líquida só será estável à superfície, por muito pouco tempo, nas depressões mais profundas, e nos meses e horas mais quentes. Esta é a visão convencional, baseada nos nossos conhecimentos meteorológicos e na física da água pura. Mas podem levantar-se outras hipóteses. A água salobra – carregada de sais em solução – é estável por mais tempo a pressões e temperaturas mais baixas; mesmo a água doce pode existir, em lagos debaixo das calotes polares, como o lago Vostok, na Antártida, ou como todo o grande manto oceânico que se pensa existir debaixo da superfície gelada de Europa, onde as temperaturas e pressões superficiais são ainda mais baixas que em Marte. Além disso, ao comparar imagens do

mesmo local, obtidas por missões diferentes, separadas por alguns anos, observaram-se vestígios de nascentes actuais à superfície.

Para onde quer que se aponte um telescópio, no Sistema Solar ou no Universo, encontra-se sempre água. Se a gravidade e o calor são os motores destas máquinas e o hidrogénio o seu combustível, a água é, um pouco, o lubrificante.

Mais: havendo água líquida, energia, carbono e azoto seria quase impossível evitar a infestação desta máquina peculiar.

(Página deixada propositadamente em branco)

## 10

### FABRICO E FUNCIONAMENTO DOS UTILIZADORES

*Onde se apresenta uma receita de sopa que, a partir de ingredientes simples da dispensa, fabrica nadadores.*

Ponha-se água quente numa panela, deixando espaço suficiente para uma atmosfera de vapor de água, metano, amoníaco e hidrogénio. Através de um par de eléctrodos, criem-se relâmpagos, de vez em quando, na atmosfera. Ao fim de uma semana, a sopa conterà aminoácidos, gorduras e açúcares.

Esta receita descreve, de maneira muito simplista, a experiência que Miller e Urey fizeram em 1952 e foi crucial para a nossa compreensão da origem da vida na Terra. Vida? Mas, afinal, o que é a vida?

Se já foi difícil definir “mineral” imagine-se a dificuldade em definir “vida”! Ainda por cima, o leitor atento já terá notado que há aqui uma diferença muito substancial: um mineral é um objecto e a vida é uma propriedade dos objectos a que chamamos “seres vivos” – ou só “seres”, consoante a nossa formação filosófica.

Uma definição minimalista diria que os seres vivos são sistemas que respondem a mudanças interiores e exteriores, de forma a promover a sua própria continuação.

A vida como a conhecemos é baseada em compostos de, principalmente, carbono, hidrogénio, oxigénio e azoto, que dividimos nos seguintes grupos:

- a) **Prótidos (proteínas):** cadeias longas e muito complexas de aminoácidos, formam a base estrutural de toda a matéria viva; os aminoácidos padrão naturais, apenas vinte e dois, são moléculas relativamente simples;
- b) **Hidratos de carbono (açúcares):** não contêm azoto; são as baterias dos seres vivos,

armazenando energia numa forma facilmente utilizável por serem solúveis em água;

c) **Lípidos (gorduras):** também são depósitos de energia, numa forma menos acessível, por serem insolúveis em água; esta propriedade torna os lípidos essenciais na criação de barreiras à circulação de fluidos, nomeadamente nas membranas celulares;

d) **Ácidos nucleicos:** longuíssimas moléculas (polímeros) compostas por açúcares, bases contendo azoto, oxigénio e hidrogénio e fosfatos, são as moléculas que transmitem a informação genética.

Como é que se passou – como é que se evoluiu – de uma situação tão simples, modelada pela experiência de Miller e Urey para substâncias tão complexas? Mais: como é que estas substâncias se organizaram em estruturas ainda mais complexas, desde vírus a hipopótamos?

As respostas a estas perguntas ainda são largamente hipotéticas e nenhuma delas reúne consenso, mas temos a certeza que a geologia teve um papel determinante, ao fornecer a panela

(o planeta), a sopa (o oceano) e a atmosfera. Mas o papel da Geologia pode ter sido ainda mais importante, ajudando a cozinhar as primeiras moléculas complexas. Há quem pense, por exemplo, que as primeiras moléculas orgânicas longas terão surgido junto a fumarolas submarinas, onde reacções com sulfuretos de ferro, como as comuns pirites, terão catalisado a formação de polímeros. Outra hipótese é a da praia radioactiva, em que concentrações costeiras de minerais de urânio poderão ter fornecido a energia e, mais, o fósforo, para primitivas cadeias de aminoácidos, dado que a maioria desses minerais são fosfatos. Pensa-se, também, que as argilas, não só pelas suas propriedades de repelirem água e absorverem lípidos mas também pelas suas próprias estruturas cristalinas, pois são silicatos do tipo das micas, podem ter tido papel relevante na criação de moléculas orgânicas longas e, até, na transmissão primordial de informação genética.

O passo seguinte para a complexidade pode ter sido dado em dois sentidos, consoante o primeiro processo biológico tenha sido o metabolismo ou a reprodução.

No primeiro modelo, em que se defende que o primeiro processo biológico foi o metabolismo, a primeira estrutura proto-biológica terá sido a membrana. Ter-se-iam formado gotas contendo os primeiros compostos orgânicos simples, limitadas por membranas lipídicas, numa espuma arrastada para a costa pelo vento. Algumas dessas membranas não seriam totalmente impermeáveis, permitindo trocas com o meio. As gotas mais eficientes nas trocas com o meio teriam sobrevivido mais tempo sem rebentar (por o seu interior conter água demasiado pura) nem mirrar (por o seu interior conter uma solução demasiado concentrada). Uma vantagem competitiva teria sido a integração de uma proteína na membrana. Assim, quando uma destas bolhas avançadas “morresse”, rebentando, libertaria para o meio os componentes do seu interior e fragmentos de membrana, todos eficientes, prontos a serem incorporados em novas bolhas. Teríamos, assim, num só processo, o início do metabolismo, da reprodução e da evolução.

No segundo modelo, em que se defende que o primeiro processo biológico foi a reprodução,

a primeira estrutura proto-biológica terá sido uma molécula de ácido nucleico. Há hoje dois ácidos nucleicos naturais, consoante o açúcar na sua molécula: o ADN e o ARN. Os ácidos nucleicos têm as capacidades extraordinárias para a vida de copiar e reproduzir informação bioquímica, nomeadamente aquelas sobre a constituição de proteínas e de si próprios. O passo mais difícil neste modelo é a formação do primeiro ARN para a qual é invocado, mais uma vez, o papel das argilas. Quando surgiu o primeiro ARN capaz de, eficientemente, sintetizar a composição de uma membrana, ter-se-ia atingido um ponto análogo ao do primeiro modelo: metabolismo, reprodução e evolução.

A análise do meteorito Murchison, caído em 1969 na Austrália, revelou a existência de 14.000 compostos orgânicos, incluindo setenta amino-ácidos. Já há muito tempo que se pensava que a origem da vida terrestre pode ter tido um “empurrãozinho” do espaço, mas esta verificação não deve satisfazer-nos pois o que nos interessa é compreender a origem da vida, seja onde for.

E depois?

Há dados geoquímicos que parecem indicar a presença de organismos vivos na Terra há 3800 milhões de anos, mas os mais antigos fósseis universalmente aceites são de há só 3000 milhões de anos.

As primeiras formas de vida eram do tipo das bactérias: micróbios unicelulares sem núcleo limitado por uma membrana, de tal modo que o seu material genético está enrodilhado numa região da célula. Seres muito eficientes, tendem a agrupar-se em grandes quantidades (temos dez vezes mais bactérias que células nossas no corpo, principalmente a viver nos intestinos e na pele). As primitivas colónias de bactérias agrupavam-se em tapetes flutuantes, com poucos milímetros de espessura, de forma a tirarem o máximo proveito da luz solar. De qualquer maneira, cedo terá havido alguma diferenciação, com as camadas superiores mais especializadas em aproveitar a luz solar e as camadas inferiores mais especializadas em aproveitar os resíduos das outras. À medida que os tapetes microbianos vão espessando, pela reprodução acelerada das bactérias, principalmente em águas costeiras pouco profundas, alguns

organismos migram do fundo para a superfície, para não ficarem na sombra nem sufocados pelos outros. Este processo, tão primitivo, continua a acontecer hoje.

Uma especialização notável, que influenciou toda a posterior história da Terra, foi a fotossíntese: a capacidade de transformar o dióxido de carbono da atmosfera em compostos orgânicos, utilizando a energia proveniente da luz solar. É possível que os primeiros organismos fotossintéticos tenham surgido muito cedo, há pouco menos de 4000 milhões de anos, em ambientes vulcânicos, e que usassem gases como o hidrogénio e o ácido sulfídrico em vez da água como fornecedores de electrões nas suas reacções de fotossíntese. As evoluções mais importantes deram-se há cerca de 3000 milhões de anos, quando as cianobactérias começaram a usar água como fornecedora de electrões e um pigmento muito eficiente a absorver energia da radiação solar e a transferi-la, a clorofila.

As cianobactérias ainda andam por cá. Sozinhas, contam para 20 a 30% da actividade fotossintética da Terra, sendo um importante sugadouro para o excesso de dióxido de carbono atmosférico.

Além disso, se houver cálcio na solução onde vivem, o seu metabolismo produz, a partir deste e do dióxido de carbono, um subproduto geologicamente interessante: carbonato de cálcio, na forma dos minerais calcite ou aragonite, que vai ser o principal componente dos calcários.

Mas o uso da água como fornecedora de electrões nas reacções de fotossíntese tem um subproduto ainda muito mais importante: oxigénio gasoso.

Chama-se habitualmente Grande Evento de Oxigenação (GEO), ou Catástrofe do Oxigénio, ao aparecimento de grandes quantidades de oxigénio livre na atmosfera terrestre. Catástrofe? Sim, porque, para a maioria das formas de vida então existentes, o oxigénio era um veneno e o seu aparecimento produziu aquela que foi, provavelmente, a maior extinção em massa da história da Terra. O GEO foi desencadeado pela grande proliferação das cianobactérias, no que foi, também, o primeiro e maior episódio de poluição global causada por seres vivos.

Antes do GEO já havia organismos fotossintéticos, mas a grande diferença é que, então,

o oxigénio era logo capturado quimicamente na oxidação de matéria orgânica e na meteorização química de minerais ricos em ferro. O GEO marcou o ponto em que a produção de oxigénio começou a ultrapassar o seu consumo nessas reacções, acumulando-se na atmosfera.

Este processo foi extraordinariamente rápido à escala do tempo geológico, tendo demorado, possivelmente, menos de 10.000 anos. Para além das consequências para a diversificação da vida, o GEO teve importantes consequências para a diversificação geológica: estima-se que, dos cerca de 4500 minerais comuns na superfície terrestre, pelo menos 2500 minerais hidratados, hidroxilados e oxidados sejam fruto do GEO.

Todos os organismos dos quais temos estado a falar são chamados procariontes: não contêm estruturas internas limitadas por membranas, nomeadamente, como se disse, não possuem uma membrana nuclear a isolar o material genético. Um salto evolutivo determinante para o futuro da vida na Terra foi o aparecimento dos eucariontes que, apesar de ainda hoje serem uma pequena minoria são, digamos, uma minoria aristocrática,

pois dominam o mundo dos seres vivos: todos os organismos multi-celulares são eucariontes. No interior das células eucarióticas encontram-se “pequenos órgãos” – organitos ou organelos – especializados em funções muito determinadas, como o núcleo. Pensa-se que alguns destes organitos podem ter sido, inicialmente, parasitas procariotas que sobreviveram no interior de procariotas maiores, em simbiose, ajudando-os, por sua vez, a sobreviver com a sua contribuição especializada. Dois exemplos típicos são os cloroplastos que contêm a clorofila das células vegetais, que podem ter evoluído a partir de cianobactérias, e as mitocôndrias, que são as centrais energéticas das células eucarióticas, sendo elas que permitem a respiração numa atmosfera rica em oxigénio (respiração aeróbia). As mitocôndrias podem ter evoluído a partir dos primeiros seres aeróbios e, ainda hoje, preservam o seu próprio ADN, independente do ADN nuclear.

O passo evolutivo seguinte foi o desenvolvimento da multicelularidade – o aparecimento de conjuntos de células que, partilhando a mesma informação genética, apresentam diferentes

especializações. E a mais importante diferenciação apareceu quando algumas células se especializaram na reprodução: o sexo tem inúmeras vantagens.

Até ao aparecimento da reprodução sexuada, repare-se, teoricamente, cada geração de células seria idêntica à anterior: quando uma célula se divide em duas, o material genético também o faz e cada uma das células “filhas” é uma cópia fiel da célula “mãe”. Se isto fosse, sempre, exactamente assim, nunca teria havido evolução! Já sabemos, claro, que não é. Primeiro porque, quando uma célula engloba outra, seja porque a primeira “come” a segunda, seja porque a segunda “ataca” a primeira, com intuitos parasitários, por exemplo, há, por vezes, transferências genéticas entre as duas células. Segundo porque, frequentemente, mesmo na reprodução assexuada pura, por divisão celular, há erros na transcrição do código genético – mutações.

Se, em qualquer dos casos, o código genético modificado produzir descendentes mais eficientes que a geração anterior, ele tenderá a perpetuar-se; terá sido assim que evoluímos de seres procariontes para eucariontes.

Agora repare-se: enquanto a evolução na reprodução assexuada tem que esperar por estes acidentes, na reprodução sexuada a variabilidade genética é garantida em cada geração.

Estes traços largos ilustram o princípio da vida e da sua evolução até ao nosso belo planeta azul. Não se vai aqui seguir essa evolução, passo a passo, até aos dias de hoje – esse é outro manual de instruções, que teria que ser escrito por outro técnico.

Mas... e nos outros planetas? Há, ou já houve, vida sem ser na Terra? Em caso afirmativo, talvez consigamos encontrar pistas nos seres terrestres sobre como poderão ser os extraterrestres, em particular entre os organismos que, na Terra, vivem em condições especialmente difíceis: os seres extremófilos.

Não há um litro de matéria à superfície da Terra onde não exista vida; na verdade, até à profundidade de 5 km na crosta e nos fundos de fossas oceânicas já se encontraram bactérias, que “gostam” de pressão ou, melhor, que se adaptaram para lhe sobreviver. Há seres vivos nos desertos mais quentes e secos e nos locais mais frios. Há vida nos efluentes ácidos, corrosivos, de minas,

e nos desertos evaporíticos salgados ou fortemente alcalinos. Até há bactérias a viver nos fluidos refrigerantes de centrais nucleares, sobrevivendo a doses de radiações ionizantes mil vezes mais fortes que as necessárias para matar um ser humano. Muitos destes seres, não contentes em serem aptos a resistir a uma condição ambiental extrema, resistem a várias. Por exemplo, a bactéria mais resistente às radiações ionizantes também resiste à radiação ultravioleta, à secura e mesmo ao vácuo.

Mas não são só as bactérias a apresentar estas notáveis capacidades. Também fungos, como a nossa conhecida e muito útil levedura de cerveja, têm características extremófilas, resistindo a pressões de até 400 atmosferas. Outros fungos foram identificados, em 2007, nas ruínas da central nuclear de Chernobyl, que não se limitam a resistir à radiação gama: na verdade, usam melanina (o pigmento que dá a cor à nossa pele) para converter raios gama em energia química.

Até existem animais extremófilos, como os tardígrados. Estes minúsculos (até 1,5 mm) animais segmentados, com oito patas, parentes remotos dos insectos, aranhas e crustáceos, encontram-se por

todo o mundo, desde o cimo dos Himalaias aos fundos marinhos, desde o equador aos pólos. O seu habitat preferido encontra-se entre os líquenes e os musgos, mas não são, de todo esquisitos: podem-se encontrar até 25.000 por litro nos sedimentos de água doce, mas também em praias, em dunas, nos solos... e no espaço. Em 2007 foram levados a bordo de uma missão espacial onde estiveram dez dias em órbita, no vácuo, tendo-se descoberto, no seu regresso, que muitos tinham sobrevivido e posto ovos que chocaram normalmente. Alguns também podem sobreviver a temperaturas tão baixas como  $-270\text{ }^{\circ}\text{C}$ , tão altas como  $150\text{ }^{\circ}\text{C}$ , radiações ionizantes, dez anos sem água...

No Sistema Solar há condições bem menos desagradáveis que estas.

O nosso candidato mais próximo, claro, é Marte. Como já vimos, as condições marcianas não são muito diferentes das da Terra, havendo vários organismos extremófilos terrestres capazes de as suportar, principalmente alguns metros abaixo da superfície onde não só as temperaturas são mais altas mas também é mais provável que se encontre água no estado líquido e há protecção da radiação

cósmica. As experiências da missão Viking, em 1974 e 1975, destinada principalmente a localizar vida nos solos marcianos, deixaram-nos resultados inconclusivos que ainda hoje são analisados e discutidos.

Outra janela de esperança foi aberta quando, em 2002, microfotografias de um meteorito marciano revelaram o que pareciam ser estruturas biológicas, concretamente bactérias fossilizadas, e a sua análise química mostrou evidências de processos biológicos. No entanto, a maior parte da comunidade científica vê estes resultados com prudência pois, por um lado, todos podem ser explicados com recurso a processos inorgânicos – geoquímicos – e, por outro, as putativas bactérias fotografadas são tão pequenas (menores que 100 milionésimos de milímetro) que teriam que ser incluída no grupo das nanobactérias, cuja existência, mesmo na Terra, é controversa.

Mais recentemente, em 2003, descobriu-se que a atmosfera de Marte continha quantidades apreciáveis de metano. Ora, como o metano se decompõe rapidamente nas condições marcianas, terá que haver uma fonte a produzi-lo e as possíveis fontes geológicas não parecem ser compatíveis com a actual geologia de Marte.

Um bom candidato para a existência de vida no Sistema Solar é Europa, o segundo satélite galileano de Júpiter, com o seu grande oceano global coberto de gelo e aquecido pelo seu vizinho gigante. Outros candidatos mais prováveis incluem Titã, que já vimos ter uma atmosfera muito semelhante à que se postula para a primitiva Terra, e Encélado, muito menor, que também orbita Saturno e se pensa poder possuir extensos oceanos subterrâneos.

Uma questão, muito mais difícil, é a da existência de vida inteligente noutro lugar – alguns põem em dúvida a sua existência mesmo aqui...

Em 1961, o astrónomo americano Frank Drake apresentou em público uma estimativa do número potencial de civilizações na nossa galáxia, a Via Láctea. O seu raciocínio era o seguinte.

Se

- se formam, ao longo da vida da Galáxia, 10 estrelas por ano,
- metade das estrelas formadas desenvolvem sistemas planetários,
- nesses sistemas, há dois planetas capazes de desenvolver vida,

- em todos esses planetas desenvolver-se-á vida,
- em 1% deles virá a haver vida inteligente,
- 1% dos anteriores desenvolverá técnicas de comunicação remota,
- a duração média dessas civilizações for de 10.000 anos,

então, existem dez civilizações desenvolvidas só na nossa galáxia.

De um ponto de vista estritamente científico, as incertezas que afectam todas as variáveis acima são excessivamente grandes para a equação de Drake ter qualquer utilidade. Na prática foi útil, pois foi o ponto de partida para o projecto SETI (*Search for Extra-Terrestrial Intelligence* – Busca de Inteligência Extra-Terrestre) que continua hoje a varrer o espaço à procura de emissões rádio de potenciais civilizações extra-terrestres<sup>10</sup>.

Mesmo que a probabilidade seja ínfima, vale sempre a pena procurar.

---

<sup>10</sup> Pode ver o projecto SETI, e participar nele, em <http://setiathome.berkeley.edu/index.php> (em Inglês).

## A CONCORRÊNCIA

*Onde se descrevem, por completude, mas com alguma displicência, os modelos fornecidos por outras fábricas, que são muito piores que os nossos.*

Até ao fim do séc. xx, o pensamento de Giordano Bruno com que se começou este manual era apenas ficção científica, mas levada a sério por pensadores tão profundos como Copérnico e Newton. Faz todo o sentido que, se há um sistema planetário em torno do Sol, também os possa haver em torno de outras estrelas.

Os primeiros planetas extra-solares, ou exoplanetas, foram positivamente identificados só em 1992. Foi preciso esperar até 1995 para se encontrar o primeiro exoplaneta a orbitar uma estrela

da sequência principal, como o nosso Sol. Até 30 de Julho de 2010, já foram identificados 473 planetas extra-solares, a vasta maioria dos quais são gigantes, possivelmente semelhantes a Júpiter. Isto deve-se a um problema clássico de amostragem: vemo-los melhor, porque são grandes!

Não há muitas estrelas como o Sol. As mais comuns são as anãs vermelhas: estrelas pequenas, com menos de metade da massa solar, e relativamente frias, com menos de 4000 °C de temperatura à superfície (contra mais de 5500 °C para o Sol). As anãs vermelhas são um bom alvo para procurarmos exoplanetas, pois são muitas, têm vidas longas e, principalmente, como são pequenas e pouco brilhantes, facilitam a descoberta dos seus planetas quer por métodos indirectos quer por métodos directos.

Se o que procuramos são planetas habitados, mesmo que pela vida mais elementar, as anãs vermelhas levantam algumas dificuldades. Como são pequenas e pouco massivas, a órbita de um planeta deve ser quase sempre tão próxima que a sua rotação ficará sincronizada com a translação, como no sistema Terra-Lua, tendo como efeito que

num hemisfério é sempre dia e no outro sempre noite, o que causará gradientes térmicos violentíssimos. Em planetas com uma atmosfera fina, a sincronização fará que a atmosfera solidifique no lado escuro, deixando o lado iluminado nu e desértico. Por outro lado, pensa-se que uma atmosfera densa ou um grande oceano poderiam redistribuir o calor por todo o planeta.

Outro problema é que a actividade das anãs vermelhas é muito variável, podendo algumas mostrar manchas que lhes reduzem a emissão luminosa até 40% durante meses ou, ao contrário, outras podem emitir erupções de energia que lhes duplicam o brilho em minutos. Além disso, as anãs vermelhas emitem a maior parte da sua energia nos infravermelhos: como a fotossíntese, na Terra, aproveita principalmente o espectro visível, a evolução num planeta que orbite uma anã vermelha teria que ter seguido um percurso diferente do da Terra.

Apesar de tudo, o melhor candidato actual a um sistema solar longe do Sistema Solar orbita uma anã vermelha, com massa e raio de cerca de um terço dos do Sol: Gliese 581, na constelação

da Balança, já ali, a cerca de vinte anos-luz da Terra. Em Agosto de 2005 descobriu-se o seu primeiro planeta e, até agora, conhecem-se quatro, chamados Gliese 581 *b*, *c*, *d* e *e*.

Com excepção de Gliese 581 *b*, que deverá ser um planeta análogo a Neptuno, todos os outros são super-terras (planetas com massa entre a do nosso e dez vezes maior). Destes, o que aparentará maiores semelhanças com a Terra é Gliese 581 *d*. Este planeta terá entre sete e catorze vezes a massa da Terra (provavelmente mais próximo do limite inferior) e especulou-se inicialmente que poderia estar coberto por oceanos embora alguns autores pensem que, a menos que exista um efeito de estufa significativo, será demasiado frio para suportar grandes extensões de água no estado líquido à superfície.

Outra questão interessante é de natureza geológica. Sabe-se, desde 2007, que é quase inevitável que uma super-terra desenvolva uma tectónica de placas. Mas esta conclusão assume que os teores de isótopos radioactivos, a principal fonte de calor planetário, são idênticos aos da Terra. Isto pode não ser verdade para Gliese 581 *d*.

Uma hipótese muito promissora para encontrar ambientes planetários habitados encontrar-se-á nos satélites telúricos de planetas gigantes gasosos. Muitos dos gigantes já encontrados situam-se nas zonas de habitabilidade dos seus sistemas e é provável que, tal como no Sistema Solar, sejam orbitados por satélites sólidos que, por enquanto, ainda não são acessíveis aos nossos instrumentos.

À medida que as técnicas forem evoluindo vamos, seguramente, descobrir mais planetas e mais sistemas planetários, onde será cada vez maior a probabilidade de encontrarmos análogos terrestres.

(Página deixada propositadamente em branco)

## NÃO ACEITAMOS DEVOLUÇÕES: SÓ TROCAS

*Onde se definem as condições de garantia que, apesar de muito alargada, ainda não é eterna.*

O fluxo de energia do Sol não é constante ao longo do tempo. A nossa estrela está a meio da sua vida e, daqui a mil milhões de anos, ter-se-á expandido o bastante para que a temperatura na Terra aumente até evaporar os oceanos. Daqui a seis ou sete mil milhões de anos o Sol terá consumido a maior parte do seu hidrogénio e começará, então, o percurso inelutável até se tornar uma anã branca, aproximadamente do tamanho da Terra. Durante esse percurso, o núcleo solar contrair-se-á, tornando-se mais quente, enquanto as camadas exteriores se vão expandir. O Sol passará, assim,

rapidamente, por uma fase de gigante vermelha, cuja periferia englobará as órbitas de Mercúrio, de Vénus e da própria Terra. A vida será então ainda menos provável no nosso planeta.

Caso haja outros planetas habitados no Universo, todos eles já enfrentaram, ou vão enfrentar, o mesmo problema que nós. A zona do espaço onde a água se pode manter no estado líquido é sempre próxima de uma estrela e as estrelas, como tudo, têm os seus ciclos de vida. Aparentemente, só há duas soluções possíveis – e agora vamos entrar a pés juntos na mais pura e dura ficção científica, tentando nunca perder o contacto com a realidade.

**Primeira solução: o êxodo.**

É provável que, daqui a um milhão de anos, já tenhamos colonizado outros planetas que, mais distantes, nos protegeriam da fase de gigante vermelha do Sol. Marte está ainda demasiado perto, tal como os satélites galileanos de Júpiter. A zona habitável, quando o Sol estiver na fase de gigante vermelha, estender-se-á entre as 50 e as 70 UA, dentro da cintura de Kuiper, onde temos uma possível terra prometida: Eris. Este planeta, com

menos de 2500 km de diâmetro, já foi chamado “décimo planeta” (quando Plutão era o nono) e até tem a sua própria lua, Disnómia, que será o pesadelo dos poetas do século 10.000 – o que é que rima com Disnómia?!

O problema com a solução do êxodo, mais que técnico, é logístico. Repare-se que, com as tecnologias actualmente disponíveis, um foguetão só pode transportar menos de 10% do seu peso como carga (onde se incluem os tripulantes e os seus consumíveis – ar, água e alimentos). Assim, um *Space Shuttle* pode transportar só cerca de quatro toneladas para uma órbita interplanetária. Se, daqui a mil milhões de anos, a população da Terra estiver confortavelmente reduzida a mil milhões de pessoas, com um peso médio de cinquenta quilos, então seriam precisos 12,5 milhões de *Space Shuttles* só para as colocar em órbita. E os consumíveis? Mais uma vez, vamos ser conservadores e assumir que a viagem Terra-Eris demora só 30 anos e que os futuros terrestres, evoluidíssimos e magrinhos, consomem apenas 5 kg de ar, água e alimento por dia. Um único astronauta consumiria mais de 50 toneladas na viagem, mais

o combustível necessário para empurrar tudo isto para fora da órbita da Terra. Pura e simplesmente é inviável com a tecnologia actual.

**Segunda solução:** “Espaço 1999”.

Se o amável leitor tiver, pelo menos, a minha idade lembrar-se-á da grande série inglesa de ficção científica que passou nas nossas televisões a preto e branco no fim da década de 1970, quando o ano 2000 era, ainda, uma distante utopia de progresso. Se não, resume-se facilmente: uma explosão nuclear na Lua solta o nosso satélite para uma órbita interplanetária. A nave espacial da série era um planeta inteiro.

Uma ideia próxima está, de facto, a ser estudada seriamente por cientistas e engenheiros da NASA. Consiste em desviar asteróides ou cometas para órbitas tangentes à da Terra, de modo a ir alterando, lenta e gradualmente, pela sua atracção, a nossa própria órbita, alargando-a à medida das necessidades.

É fácil de ver as exigências de precisão de uma solução deste tipo: já vimos que o impacto directo de um corpo com apenas 1 km provoca

uma catástrofe global; o impacto directo de um corpo com 100 km provocaria, provavelmente, a esterilização da biosfera.

Outro problema é quase uma certeza: perderíamos a nossa Lua, o que teria consequências globais, desde o nível climático até ao nível geofísico mais profundo.

Apesar de todas estas dificuldades, acredito que, daqui a cinco mil milhões de anos, nos distantes tempos do fim, haverá descendentes nossos a observar de longe, com nostalgia, os últimos estertores do Planeta Mãe.

(Página deixada propositadamente em branco)

## REFERÊNCIAS

- AJFF, *Tabela Periódica dos Elementos*, <http://fq.home.sapo.pt/tp.htm> [consultado em 2010.09.22].
- Alves, E. I., *Pequeno Atlas do Sistema Solar*, Imprensa da Universidade de Coimbra, 2010.
- Bruno, G., *Acerca do Infinito do Universo e dos Mundos*, 3ª Ed., Fundação Calouste Gulbenkian, 1984.
- Cobra, R. Q., *Giordano Bruno, Página de Filosofia Moderna*, [http://www.antroposmoderno.com/antro-version-imprimir.php?id\\_articulo=78](http://www.antroposmoderno.com/antro-version-imprimir.php?id_articulo=78) [consultado em 2010.09.22].
- Google, *Google Mars*, <http://www.google.com/mars/> (em Inglês) [consultado em 2009.09.22].
- NASA, *Digital Tectonic Activity Map*, <http://denali.gsfc.nasa.gov/dtam/index.html> [consultado em 2010.09.22].
- Scotese, C. R., *Paleomap Project*, <http://www.scotese.com/Default.htm> (em Inglês) [consultado em 2010.09.22].
- SETI@HOME, *SETI at Home*, <http://setiathome.berkeley.edu/index.php> (em Inglês) [consultado em 2010.09.22].
- Wikimedia Commons, *Placas Tectónicas*, [http://pt.wikipedia.org/wiki/Ficheiro:Placas\\_tect2\\_pt\\_BR.svg](http://pt.wikipedia.org/wiki/Ficheiro:Placas_tect2_pt_BR.svg) [consultado em 2010.09.22].
- Willie, P. J., *A Terra, Nova Geologia Global*, 3ª Ed., Fundação Calouste Gulbenkian, 1995.

Estado da Arte

12

Imprensa da Universidade de Coimbra

Coimbra University Press

2010

