Cadernos de Iniciação Científica

A Terra



Edições do autor - Walmar F. Porto

A Terra

Origem da Agua	65
Inicio do Planeta	66
Eon Hadeano	69
Crosta	73
Movimento Tectônico	74
Geomorfologia	78
Glaciações	84
Teoria de Milankovitch	89
Continental Drift	94
Supercontinentes	96
Continentes Atuais	98
Referencias	99

Sistema solar tem 4,56 bilhões de anos enquanto a formação da Terra terminou há 4,45 bilhões de anos. Existe a hipótese de que há 4,50 bilhões de anos o impacto do asteroide Theia criou a Lua. Após a formação da Terra ocorreu ainda uma serie de eventos antes que nosso planeta dispusesse de um oceano minimamente habitável há 3,90 bilhões de anos. O período inicial compreendido entre 4,56 e 4,00 bilhões de anos é denominado Eon Hadeano, uma referencia a Hadeus, o deus grego do inferno. Em seguida se sucederam os Eons: Arqueano, Proterozoico e Fanerozoico, que é o estagio em que a Terra encontra-se atualmente. Gráficos: 3.1 e 3.2.

O Eon Hadeano foi uma época de temperatura extremamente elevada, em que a superfície do planeta era um cenário desolador, digno do nome, destituído de vida e submetido ao bombardeio de meteoritos e asteroides. {[56]; 84} É possível que nessa época a Terra tenha tido semelhanças com outros planetas como Venus e Marte. Entretanto, devido a posição em relação ao Sol e ao tipo de matéria adensada no núcleo, além da que foi lançada na última etapa de formação da crosta, a Terra teve as condições para se tornar um planeta telúrico, de características únicas no sistema solar, o que permitiu o surgimento da vida. Figura 3.1

Devido ao impacto do asteroide que teria criado a Lua, calcula-se que a temperatura inicial chegou a 2000°C. Como consequência, no inicio a Terra foi literalmente um planeta fumegante. Por outro lado, sabe-se que os seres vivos são formados principalmente de matéria orgânica, que não resiste à temperaturas elevadas. Portanto, o surgimento de vida na Terra tornou-se possível apenas quando a temperatura máxima do ambiente foi 110°C. Isso significa que foram necessárias algumas centenas de milhões de anos para que compostos orgânicos estáveis pudessem formar as primeiras moléculas das cadeias dos tecidos orgânicos.



Figura 3.1 – A Terra, um planeta telúrico.

Origem da Água

Os zircões de Jack Hills, Figura 3.3 – os cristais com idade aproximada de 4,4 bilhões de anos – são a principal evidencia de que nessa época já havia água na Terra. Existe a hipótese de que a água da Terra teve origem em blocos de gelo lançados por Júpiter no interior do sistema solar, cujo acumulo na superfície dos planetas rochosos teria contribuído para a formação de oceanos. (Morbidelli et al. 2.000. Apud Albarede, 2.007, p.85)

Todavia, para outra corrente de pesquisadores, há 4,45 Ga (1 Ga é equivalente a

um bilhão de anos) a água dos oceanos já havia sido lançada sobre a Terra através de condrites carbonaceos, a substancia solida impregnada de matéria orgânica dos meteoritos e asteroides lançados sobre os planetas na formação do sistema solar. {[56]; 92} Entretanto, é possível que 90% da água do oceano tenha vindo de pequenos asteroides compostos de condrites, com origem alem do cinturão de asteroides. Enquanto os outros 10% tenha sido transportado por cometas (1)(2). {[56];88, 90}

Química pré-biótica

O presente trabalho segue a ideia do cientista russo Alexandre Oparin, segundo a qual, a vida surgiu da protocélula germinada da matéria dos meteoritos, que após ser diluída no oceano formou os primeiros compostos orgânicos. Assim, a primeira forma de vida teria surgido da reação de aminoácidos denominada química pré-biótica.

Calcula-se que após sua formação no sistema solar, a Terra demorou cerca de 600 milhões de anos para a temperatura cair abaixo de 100°C. A partir de então, a água pode permanecer no estado liquido de forma ininterrupta. Em seguida teve inicio o Eon Arqueano, dos organismos primitivos denominados Arqueia. Por outro lado, sabese que assim como o surgimento da vida exige água liquida, a continuidade exige uma estrutura para sua preservação.

O argumento de que foi necessário um solo estável para a origem da vida é uma questão aberta. Não há consenso de que a emersão dos primeiros continentes tenha sido indispensável para a origem da vida. Já o meio líquido é tido como imprescindível para viabilizar o suprimento de nutrientes.

- (1) Dauphas et al; 2000. Apud Pinti, 2006, p.98
- (2) Morbidelli et al; 2000. Apud Pinti, 2006, p.90

O meio liquido também permite a evacuação dos resíduos orgânicos da protocélula em formação. {[58]; 75,76} Mas, a existência de interfaces do tipo oceano/continente como as encostas de vulções, pode ter sido vital para o surgimento da vida.

Inicio do Planeta

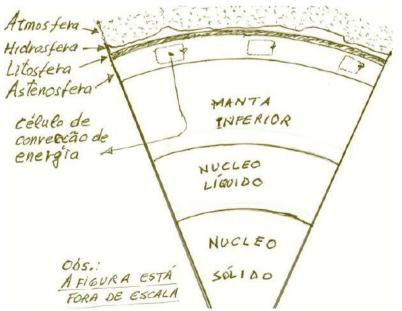
Provavelmente pelo fato das espécies serem formadas de maneira quase exclusiva por compostos de hidrogênio, carbono e oxigênio, a importância dos metais e silicatos, mesmo que de forma indireta, para a existência da vida passa muitas vezes despercebida. O fato é que a natureza que dá suporte a vida é extremamente dependente de ferro, níquel, silício, magnésio, alumínio, urânio, tório, potássio, etc. que mantém os fluxos vitais de energia através das camadas geológicas do subsolo.

A energia que flui da Terra

O surgimento da vida na Terra foi determinado principalmente pela existência de água na sua superfície e pela distancia do planeta em relação ao Sol. No entanto, a energia que flui do seu interior e mantém a atividade vulcânica é a grande responsável pela exuberância da natureza terrestre. A dinâmica entre o interior da Terra e sua crosta é regulada pela energia térmica que flui dos elementos atômicos de suas profundezas.

-radioatividade.

Inicialmente, essa energia foi gerada pelo decaimento de nuclídeos radioativos de isótopos de urânio (²³⁵U, ²³⁸U); tório (²³²Th) e potássio (⁴⁰K). No entanto, somente os três últimos contribuem atualmente de maneira significativa para a energia que flui no interior da Terra. O elemento ²³⁵U, que foi considerado a principal fonte de energia no inicio, hoje, contribui apenas com um pequeno percentual.



As camadas geológicas da Terra a partir do centro são: núcleo sólido, núcleo líquido, manta inferior, astenosfera, ou, manta superior, litosfera e hidrosfera. As células de convecção indicam as regiões de circulação da energia no interior da Terra. {[57];284}

Figura 3.2

A disposição das camadas geológicas da Terra – Figura 3.2 - é revelada por sensores sísmicos instalados em varias partes do planeta. Acontece que ao percorrerem as profundezas do solo, as ondas provocadas pelos tremores sísmicos mudam de velocidade ao encontrarem uma camada diferente de subsolo. Logo, esse fenômeno é captado e registrado pelos sensores. {[58]; 75} A velocidade de propagação das ondas sísmicas através da matéria também muda em função do meio ser solido ou liquido.

As camadas geológicas indicam os caminhos de circulação da energia produzida no interior da Terra. Na Figura 3.2 fica subentendido que: A litosfera "desliza" sobre a astenosfera, que é também chamada de manta superior. É nessa camada densa, mas com alguma fluidez, que são formadas as células de convecção: Os regimes de dissipação da energia termodinâmica emanada do decaimento radioativo das camadas do subsolo, e da energia termodinâmica das profundezas da Terra que foram estocadas durante sua formação. Outra fonte de energia é o núcleo terrestre. {[58]; 78}

A densidade da matéria que caracteriza cada camada pode ser identificada pela velocidade da onda sísmica no seu interior. E assim é possível identificar os tipos de minerais predominantes na crosta continental, na crosta oceânica, na manta superior, na manta inferior, e nas camadas solida e liquida do núcleo. A crosta continental tem predominância de rochas contendo Si, Al, Ca, K, Na, que são encontrados em minerais de quartzo, feldspato, argilas e compostos de carbonato.

Já a crosta oceânica é formada principalmente de basalto. E suas rochas contem Si, Al, Mg, Fe, Ca. Mas, a composição é alterada em regiões das fendas submarinas com o aumento na concentração de K, Na,

Si. A manta superior é rica em Si, Mg, Fe, enquanto o núcleo é composto principalmente de níquel e ferro, o que garante à Terra um elevado momento de inércia.

Os 600 milhões de anos iniciais

Um obstáculo para a reconstituição do Eon Hadeano é a escassez de fosseis para a confirmação de hipóteses. Acontece que a chuva de meteoritos e a intensa atividade geológica do período eliminaram os vestígios de eventos importantes do começo da Terra. Portanto, exceto pelos cristais de zirção encontrados em Jack Hills na Austrália, Figura 3.3, as evidencias geológicas dos primeiros 600 milhões de anos da Terra são escassas. {[56]p.114} Ver o Gráfico 3.1

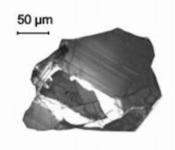
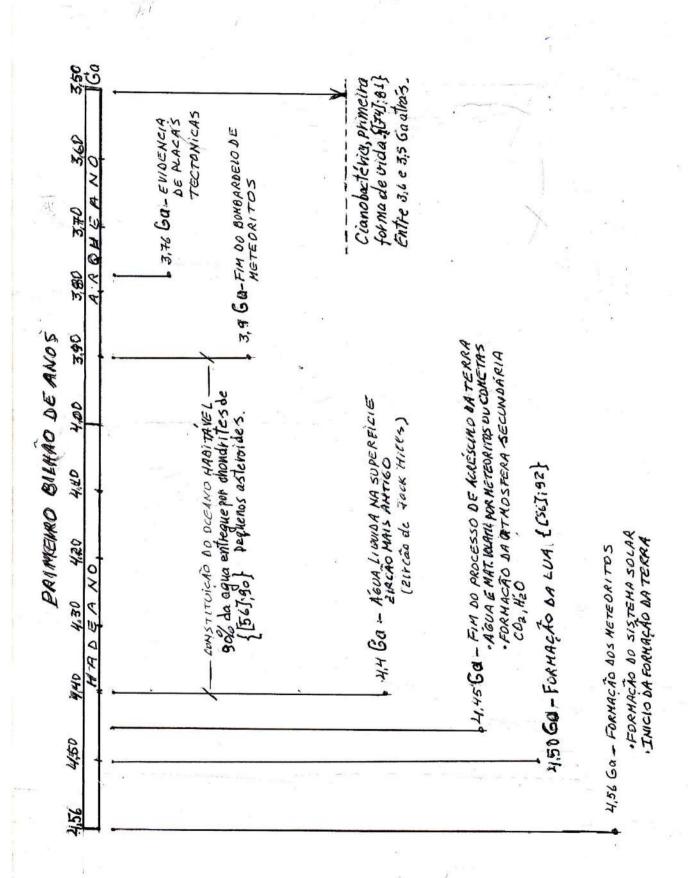


Figura 3.3 Zircão de Jack Hills.

O surgimento da vida na Terra foi possível graças a existência de água liquida, logo, foi necessário a existência de um oceano. Calcula-se que cerca de 600 milhões de anos após o inicio da formação da Terra no sistema solar, o oceano já existia e encontrava-se em uma temperatura entre 60°C e 110°C. Contudo, o oceano foi precedido pela criação de uma crosta, a camada de basalto depositada no solo, obtida dos silicatos dos meteoritos e asteroides lançados sobre a Terra. Por outro lado, as evidências disponíveis de vida do inicio da Terra são os estromatólitos de 3,5 Ga de idade encontrados na África do Sul. Gráfico 3.1.



Eon Hadeano

A formação da Terra teve inicio com o próprio sistema solar há 4,56 bilhões de anos. Entretanto, o processo de acréscimo da matéria só terminou há 4,45 bilhões de anos. Contudo, considerando-se seu status como planeta apenas quando houve uma atmosfera relativamente estável e um oceano minimamente habitável, então se considera o planeta terminado apenas há 3,90 bilhões de anos, quando houve então as condições para a possível existência dos hipertermofilicos. O fato é que, entre o inicio da formação do sistema solar e a existência de um oceano minimamente habitável cobrindo a Terra – algumas centenas de milhões de anos depois - aconteceram algumas etapas que serão discutidas a seguir devido a sua relevância no processo.

Calcula-se que há 4,5 Ga, os meteoritos e possivelmente cometas já haviam lançado sobre a Terra a matéria orgânica da origem da vida e a água que formaria o oceano. Entretanto, considera-se também que nessa época, que havia sido precedida pelo impacto de asteroides, o núcleo da Terra já se encontrava formado, enquanto a desgaseificação da sua manta havia lançado matéria volátil na atmosfera em formação. Mas, uma parte dessa matéria deve ter permanecido no solo, que não havia ainda se solidificado.

A colisão de Theia com a Terra há cerca de 4,5 Ga marcou o período inicial da formação do oceano, que durou entre 4,50 e 4,45 Ga. Contudo, a energia desse impacto foi tão intensa que foi capaz de vaporizar os silicatos da superfície, ao mesmo tempo em que a temperatura atingiu cerca de 2.000° C. Logo, se havia algo liquido nessa ocasião, ele deve ter sido vaporizado junto com os silicatos. Consequentemente, com o impacto de Theia formou-se uma densa atmosfera impregnada de silicatos, que após alguns milhares de anos seria resfriada, precipitando-se então sobre a superfície da Terra antes da formação do oceano. A atmosfera era então composta de H₂O, CO₂ e SiO₂, sob pressão; 310-480 bar. Ver a Figura 3.4. {[56]; 93,94},

Os eventos de formação da Lua e do oceano¹, que são apresentados a seguir, caracterizam os primeiros 600 milhões de anos da Terra, o chamado Eon Hadeano. Contudo, considerando-se a possibilidade da origem da vida ter sido um hipertermofilico, o parágrafo denominado; Hipertermofilicos, apresentado na sequencia, faz uma breve introdução do assunto. {[56]; 92}, {[59];

1) Recorreu-se a evidencias dos zircões australianos da crosta continental de 4,40 Ga atrás. - Abe (1993) e Sleep (2001), Apud Pinti, 2006, p.92-96

Formação da Lua

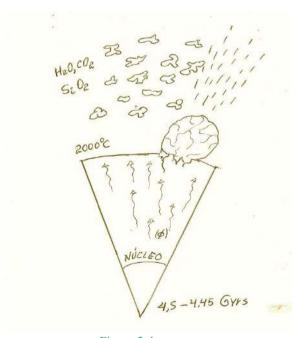


Figura 3.4

Após a colisão de Theia houve a separação entre sua manta e o núcleo, mas, enquanto este foi recapturado pela Terra, a manta permaneceu em orbita e formou a Lua. Calcula-se que tanto a obliquidade quanto o período de rotação da Terra são devidos ao impacto de Theia. Portanto, a Lua não é responsável apenas pela existência das quatro estações do ano, mas, também pela periodicidade, já que a Terra mantém com certa regularidade a obliquidade em sua orbita em torno do Sol. {[59]; 228, 249}

Por outro lado, a análise dos períodos de frio intenso pelos quais a Terra atravessou no passado indica uma relação direta com a mudança da sua obliquidade. Ver a Figura 3.33. As glaciações da Terra mostram que: A obliquidade variou entre 22,1° e 24,5° a cada 41.000 anos; A excentricidade mudou a cada 100.000 anos, e que entre 19.000 e 23.000 anos ocorreram variações da precessão. Conclui-se então que a combinação desses eventos impõe a Terra períodos de glaciação, alternados com períodos de temperatura amena como o atual. {[100]; 47,82}

Formação do oceano

Após a formação da Lua, a temperatura diminuiu gradativamente e a matéria contendo silicato que estava em suspensão precipitou-se e começou a depositar sobre a superfície terrestre o amalgama de basalto que se solidificaria no futuro formando então a crosta terrestre. Houve também o efeito estufa provocado pela mistura densa de H₂O e CO₂ que em conjunto com a energia ($\phi > 150 \text{ w/m}^2$) que fluía do interior da Terra manteve a temperatura elevada – 1.000°C – por algum tempo. Isso impediu a superfície de se solidificar, em um estágio que durou cerca de 2,5 milhões de anos. A atmosfera remanescente deve ter sido uma mistura densa composta de 270 bar de vapor de água, e entre 40 e 120 bar de CO₂, além de traços de Nitrogênio. Figura 3.5

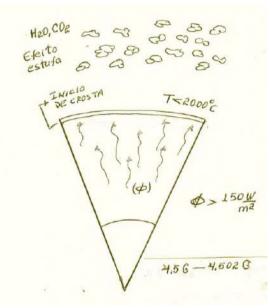


Figura 3.5

Com a diminuição do fluxo da energia radiada ($\phi \ll 150 \text{ w/m}^2$) pelo interior da Terra, o efeito estufa foi reduzido e a temperatura da superfície pode cair drasticamente. Portanto, esse resfriamento teve duas consequências: Por um lado possibilitou a solidificação da camada de basalto que impermeabilizou a superfície da Terra e assim criou as condições físicas para o leito do oceano. Por outro lado, o resfriamento da atmosfera permitiu que o vapor de água se condensasse e se precipitasse sobre a Terra tal como um dilúvio, formando então o oceano terrestre primordial. Ver a Figura 3.6. Calcula-se que essa precipitação tornou-se possível quando a temperatura caiu para 300°C sob a pressão de algumas centenas de bar. Houve ainda uma atmosfera residual de CO₂ com variações de pressão entre 40 e 210 bar.

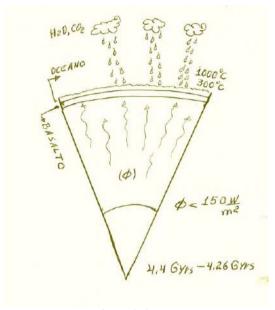


Figura 3.6

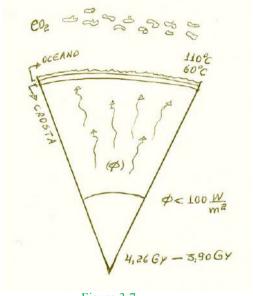


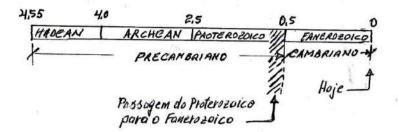
Figura 3.7

Hipertermofilicos

Estima-se que a precipitação do oceano -Figura 3.6 - durou menos de mil anos. No entanto, a temperatura do final desse estágio do oceano (300°C) ainda era muito elevada para o desenvolvimento da vida. Assim, quando o fluxo de energia do interior da Terra tornou-se muito menor do que 100 W/m², o próprio efeito estufa controlou a temperatura do oceano, logo, temperaturas entre 60°C e 110°C puderam entrar em equilíbrio com o ambiente, enquanto a pressão da atmosfera caiu para a faixa entre 5bar e 25bar. Figura 3.7. Calcula-se que a reciclagem do CO₂ no manto recémformado retirou CO2 da atmosfera e baixou a pressão. {[56];96} Com a temperatura entre 60°C e 110°C, o surgimento da vida nessa época seria possível desde que a origem da vida tenha sido um hipertermofilico, ou seja, um organismo capaz de viver sob temperaturas entre 80°C e 110°C.

O oceano

A vida está intimamente ligada à existência dos oceanos e ao surgimento dos continentes. Por outro lado, a atividade termodinâmica da manta – nas células de convecção de energia – que envolve o núcleo da Terra está relacionada de alguma maneira tanto com o gênesis das espécies quanto com a formação das rochas do seu relevo e as cadeias de montanhas. Ver: Movimento Tectônico. Consequentemente, a energia termodinâmica da manta terrestre está relacionada com a emersão dos continentes, a formação dos ecossistemas e a diversidade das espécies. As rochas terrestres mais antigas, os gnaisses de Akilia-Isua encontramse na ilha de Akilia na Groenlândia, e são datadas de 3,872 G anos atrás. Todos esses fatos sugerem a existência nessa época de água na superfície do planeta recémformado. Ao lado disso, pesquisadores constataram também a evidencia da matéria orgânica. {[56]p.113}



Eixo horizontal – O tempo em bilhões de anos.

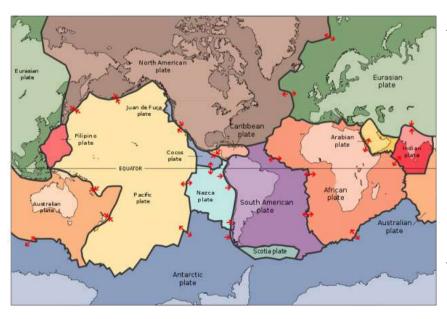
Gráfico 3.2

Tempo geológico

O tempo geológico é representado por uma sequencia de períodos sucessivos desde a formação da Terra até o presente. Esses períodos são denominados Eons, e são medidos em centenas de milhões de anos. A sequência completa encontra-se na Carta Estratigráfica Internacional, no Apêndice E. O Gráfico 3.2 põe em destaque a mudança ocorrida na passagem do Eon Proterozóico para o Fanerozoico. O fato é que até o Proterozóico, a vida era constituída predominantemente de espécies primárias desprovidas de ossos ou carapaças, como os Ediacaras. Logo, a partir de então, a natureza iria alcançar um novo patamar. Assim, há 540 milhões de anos, as espécies formaram o chamado Sistema Cambriano; A origem dos primeiros vertebrados: os peixes.

Uma área rochosa de 20 Km² em Acasta, Canadá, de 4,030±0,003 bilhões de anos, é provavelmente parte do primeiro continente que emergiu, portanto, é uma evidencia de estratificação da primeira crosta continental. {[56]p.117}

Placas tectônicas. A litosfera terrestre não é continua. Ela assemelha-se a uma casca de ovo rachada abrangendo pelo menos doze gigantescas áreas cujas bordas podem deslizar entre si. Ver Figura 3.8. Essas regiões são chamadas placas tectônicas e envolvem todo o globo terrestre. A maior placa tectônica é a do Pacifico com área $103,28 \times 10^6 \text{ Km}^2$. E entre outras existe a placa africana com área de $78 \times 10^6 \text{ Km}^2$, enquanto a placa sul americana tem área equivalente à $43,62 \times 10^6 \text{ Km}^2$.



Placas Tectônicas
(Denominadas; Tectonic Plates, na língua inglesa). A figura ao lado destaca as junções das diversas placas:
Pacífico, africana, norte-americana, eurasiana, Antártida, indoaustraliana, sulamericana, Nazca, Filipinas, árabe, caribenha, etc. {[56]; 431}

Figura 3.8

Crosta

As placas tectônicas constituem a maior e mais fundamental estrutura geomórfica da Terra. Setenta e cinco por cento da Terra é coberta por água liquida, o restante são áreas continentais. Os acidentes geográficos, ou hidrosfera; Oceanos, montanhas, vales, lagos, vulcões, ilhas, etc. surgiram da camada superior que envolve a Terra, chamada crosta, cujo limite inferior é a parte rígida chamada litosfera. Existem dois tipos de crosta: oceânica e continental.

Crosta continental primitiva

Cálculos de Mc Culloch e Bennet, 1993, indicam que 10% da crosta continental atual surgiu do Eon Hadeano. {[56]p.118} Entretanto, a única evidencia dessa ultima são os cristais de zircão de Jack Hills, de 4,404±0,008 bilhões de anos. Já a área rochosa de 20 Km² em Acasta, Canadá, representa o trecho de crosta mais antigo encontrado até agora.

Há um consenso de que entre 70% e 75% da crosta continental foi extraída da manta terrestre antes de 2,5 bilhões de anos atrás. {[56];116, 119} Essa crosta compõe-se de três tipos de matéria: 85% de gnaisse, ou TTG; 10% de granitoides; 5% de sedimentos vulcânicos - do tipo Greenstone Belt. Portanto, se por um lado isso indica que houve bastante atividade tectônica no Eon Arqueano, por outro, significa que a emersão de massas continentais criou alternativas para a diversidade das espécies.

- três etapas.

O modelo elaborado por Kamber et al.(2.002) e Kleinhanns et al.(2.003), apud Martin, 2.006, p.132, sugere que a crosta continental primitiva foi produzida em três etapas: I – Derretimento parcial da manta, o que gerou a crosta de basalto no leito marinho. II – A compressão do basalto através de subdução que o transformou no magma parental do tipo TTG. III – Finalmente, a cristalização do magma produziu o gnaisse continental. {[56]p.133} Sabe-se que essa crosta não é reciclada. Já a crosta mais recente foi produzida em zonas de subdução. Ver; margens convergentes.

Crosta oceânica

A crosta oceânica é formada do magma ejetado pela fenda entre placas, que é observado, por exemplo, no fenômeno Dorsal Mesoceânica. Ver as figuras 3.9 e 3.10. O magma é produzido pelo derretimento de matéria da manta superior. Após o enrijecimento, o magma forma o basalto da crosta. Com o tempo, o fenômeno se repete e a crosta mais recente empurra lateralmente a crosta antiga, provocando no fundo do mar o fenômeno chamado "Sea Floor Spreading" (Figura 3.9). A crosta oceânica é reciclada na manta – astenosfera – nas chamadas zonas de subdução. Ver; margens convergentes. Figuras 3.12 e 3.13. {[56]; 429}

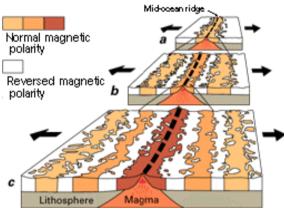
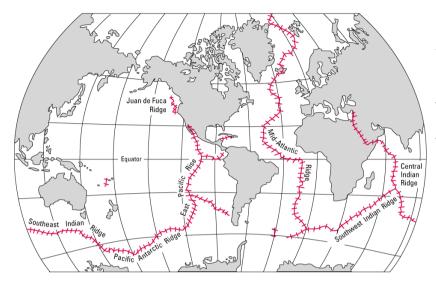


Figura 3.9 – A litosfera é penetrada pelo magma. Toda vez que a polaridade do campo magnético terrestre é invertida, o fenômeno fica registrado no funcho do mar; "Polaridade magnética reversa".



Cadeias de montanhas no fundo dos oceanos; As linhas vermelhas tracejadas da figura ao lado. O fenômeno denominado Dorsal Mesoceânica junção em aclive de duas placas que cria cadeias de montanhas – foi identificado inicialmente no Atlântico. No entanto, o mesmo foi descoberto depois nos outros oceanos.

Figura 3.10

Movimento Tectônico

A geografia da Terra e a natureza são influenciadas diretamente pela energia das células de convecção da astenosfera. Essa energia torna a manta superior flexível, o que permite o deslizamento das placas tectônicas sobre ela. A renovação da crosta, o surgimento de ilhas e montanhas ou, o desaparecimento de oceanos são processos que duram dezenas de milhões de anos e resultam do regime de placas tectônicas. Os efeitos mais visíveis dessa atividade, em curto prazo, são as erupções vulcânicas, maremotos e terremotos. Uma combinação notável resultante do movimento tectônico reúne a Cordilheira dos Andes e vulções na região costeira do Peru e Chile. {[59]; 191}

A geografia muda com o tempo. No entanto, esse fato normalmente passa despercebido porque a escala do tempo geológico é lenta quando comparada ao ciclo de vida da espécie humana. Por outro lado, sabe-se que as consequências da movimentação tectônica é um conhecimento relativamente recente.

Os acidentes geográficos são formados na medida em que as fronteiras das placas tectônicas se movimentam. Os terremotos e maremotos não apenas demonstram o poder dessa movimentação, mas, são os sinais mais evidentes de que o planeta encontra-se em um processo de transformação continuo.

A cadeia de montanhas do Himalaia, por exemplo, é considerada uma consequência da confluência entre as placas eurasiana e indo-australiana após um deslocamento relativo de 70 milhões de anos entre elas. Ver Figura 3.11 Algumas placas tectônicas contem tanto crosta oceânica quanto crosta continental como é o caso das placas eurasiana, africana e mesmo a placa indoaustraliana. Outras, como a placa do Pacifico, contem apenas crosta oceânica. Existem dois tipos de junção entre a crosta oceânica e a crosta continental: Junção passiva é quando as duas crostas pertencem à mesma placa. Junção ativa é quando as duas crostas pertencem a placas distintas.

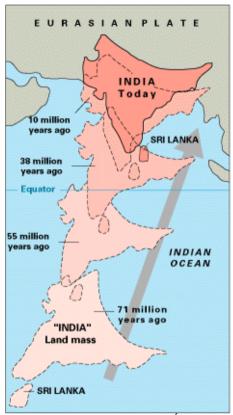


Figura 3.11 – Deslocamento da Índia e Sri Lanka nos últimos 71 milhões de anos. A figura mostra a movimentação (indicada de baixo para cima na figura) da placa indo-australiana, que contem a Índia e o Sri Lanka, em sentido contrario a Placa Eurasiana.

Junção entre Índia e Eurásia

O movimento no passado entre as duas placas contendo a Índia e a Eurásia, que durou setenta milhões de anos, acabou suprimindo o trecho de oceano que havia entre elas e criou a cadeia de montanhas do atual Himalaia. A compressão de segmentos de crosta continental acumulados na confluência das duas placas resultou na elevação da topologia da junção, formando então a cadeia de montanhas. Enquanto isso, a crosta oceânica penetrou na astenosfera da placa eurasiana. O movimento geológico correspondente é representado na Figura 3.14.

Fronteira do movimento tectônico

Existem três tipos de fronteira entre as placas tectônicas. A interação entre placas é então classificada de acordo com o movimento relativo de suas margens, da seguinte maneira; Margens convergentes; Margens divergentes, e margens conservadoras.

- margens convergentes.

É a interação em que duas plaças movem-se uma contra a outra. Existe o caso em que a crosta oceânica (Oceanic crust) em conjunto com a litosfera (Lithosphere) mergulham sob a litosfera da crosta continental (Continental crust); Figura 3.12. Esse fenômeno é chamado subdução e cria o magma da crosta continental. No caso em que a crosta e a litosfera oceânica mergulham sob a crosta de outra placa oceânica – Figura 3.13 – o magma produzido estará disponível para a renovação da crosta. {[77]; 193}, {[56]: 436}

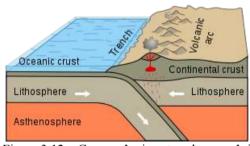
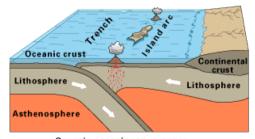


Figura 3.12 – Convergência entre placa oceânica e placa continental.



Oceanic-oceanic convergence Figura 3.13 – Convergência entre duas placas oceânicas.

- margens divergentes.

As duas placas movem-se em sentidos contrários a partir da junção. É o caso da Dorsal Mesoceanica no Oceano Atlântico onde a matéria derretida da astenosfera é injetada entre as placas, criando uma crosta expandida no fundo do mar. (Figura 3.9) O fenômeno cria cadeias de montanhas no fundo dos oceanos. Figura 3.10. {[77]p.193}

margens conservadoras.

Não há criação de crosta. Nesse caso, o movimento relativo entre as placas provoca apenas o deslizamento entre elas. O exemplo é a "Falha de St. Andreas" na Califórnia, USA. A interação entre as placas do Pacifico e da América do Norte gera atividades sísmicas, às vezes catastróficas.

- cadeias de montanhas.

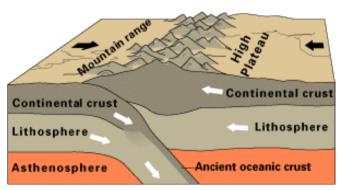
Surgem da subdução, o "mergulho" significativo entre placas. Ver a Figura 3.14. No caso; Um trecho oceânico foi espremido entre duas crostas continentais. Após alguns milhões de anos o mar do trecho desapareceu, e no seu lugar emergiu uma cadeia de montanhas. Um processo desse tipo, ainda em andamento, fez surgir os Alpes suíços e o Himalaia. {[56]p.437}

Subdução; Na Figura 3.12, a crosta oceânica é mais densa do que a crosta continental, logo, isso faz com que a crosta oceânica deslize sob a litosfera continental. E a compressão da litosfera gera a matéria do magma.

Vulcanismo

Os vulções são aberturas da crosta terrestre que descem dezenas de quilômetros através da litosfera até alcançar a câmara de magma. As células de convecção da astenosfera são aquecidas constantemente pela energia liberada no interior da Terra. O vulcanismo clássico acontece em subduções de placas convergentes. O vulção expele o magma quente e fluido devido a movimentação tectônica. O fato é que a matéria "espremida" pelas placas aumenta a fluidez e sobe naturalmente até a câmara de magma. A erupção consiste na ejeção de lava, gás e poeira. Figura 3.12. {[56]; 166,436}

Uma erupção vulcânica típica ocorre quando a pressão exercida pelo gás da matéria na câmara de magma é capaz de rompê-la, e suficiente para a ejeção através da abertura. O acumulo da matéria expelida em grande quantidade por vulções marinhos - Figura 3.13 - criou as ilhas vulcânicas; Molokai, Oahu e Kavai, no Havaí, em uma região denominada "Hot Spot". {[77]; 193}



Continental-continental convergence

A figura ao lado mostra a movimentação geológica, ao longo do tempo, em que a ação da crosta continental, à esquerda, empurrou a crosta oceânica sob a litosfera da crosta continental à direita. Então, a Cadeia do Himalaia emergiu no centro.

Figura 3.14 – Surgimento do Himalaia a partir da convergência de duas crostas continentais. (Continental - continental convergence).

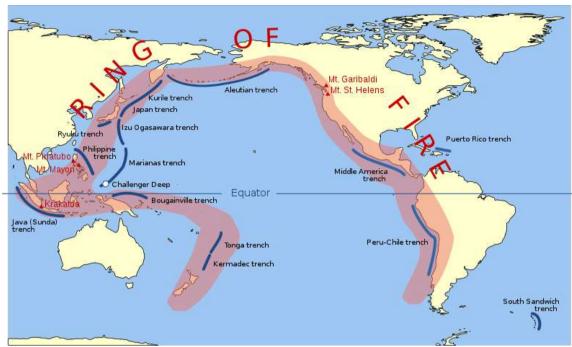


Figura 3.15 – Anel de Fogo do Pacifico.

O movimento relativo das placas é a razão do intenso vulcanismo e terremotos dessa região.

Vulcões vermelhos, e vulcões cinza. Os vulcões encontram-se ao longo de fronteiras de placas tectônicas divergentes e convergentes. A Dorsal Mesoceânica é um exemplo típico de placas divergentes. Por outro lado, o "Anel de Fogo do Pacifico" é um exemplo típico de fronteira de placas convergentes, a região de intenso vulcanismo e de ocorrências dos terremotos terrestres. Figura 3.15. {[77]; 192,193}

Alguns vulcões expelem principalmente magma, como o Maunaloa situado no Hawai, EUA. Eles são chamados vulcões vermelhos. Já os vulcões cinza, como o Santa Helena, EUA, Figura 3.16, produzem erupções explosivas devido ao gás represado com o magma. Um exemplo de associação entre vulcanismo e terremoto ocorreu em 27/03/1980 quando o Santa Helena entrou em ação após ocorrerem vários abalos sísmicos na região.



Figura 3.16 - Vulcão Santa Helena - EUA

A Geomorfologia estuda a evolução da paisagem. O relevo é o resultado da movimentação tectônica que soergue montanhas e redesenha os continentes, e da sua erosão pela ação do clima. A forma objetiva de se estudar o relevo é através das rochas que formam a crosta terrestre. O Anel de Fogo do Pacífico é exemplo de área continental, cujo relevo tem sido constantemente modificado pelo vulcanismo do oceano Pacífico. Observe-se que sua configuração atual foi estabelecida apenas há 25 milhões de anos, no Período Neogeno.

Geomorfologia

"As rochas são os livros onde a história geomorfológica da Terra é escrita". Seu estudo desvela a transformação da paisagem terrestre desde o comeco. Através das camadas superficiais da crosta é possível identificar: os vestígios de espécies e civilizações extintas; a ocorrência do impacto de meteoritos; as marcas de eras glaciais; bem como as erupções vulcânicas que criam ilhas, ou alteram as crostas de continentes e oceanos. Desde os primórdios dos ancestrais do Homo sapiens, lá bem distante na pré-história, a sobrevivência e o bem estar da espécie tem sido ancorados em artefatos obtidos das rochas da crosta da Terra.

Existe uma relação estreita entre os minerais das rochas e o desenvolvimento de tecnologias pelas civilizações. Há 2,4 milhões de anos, o Homo habilis/rudolfensis fabricou as ferramentas da Idade da Pedra. Há 5.500 anos, na Idade do Bronze, os sumérios criaram a escrita cuneiforme e as ferramentas de uma agricultura nada desprezível.

Idade do silício

Através de artefatos de argila os sumérios expressaram sua arte em Uruk. Após a Idade do Bronze, a Idade do Ferro possibilitou armas mais eficientes e a formação de impérios muito antes do cristianismo, no continente europeu. No entanto, as armas do Império Romano não impediram sua queda no século V d.C. Hoje, graças a física quântica e ao uso do silício como semicondutor, seria então apropriado afirmar que estamos vivendo a Idade do Silício. O fato é que o silício tornou viável a eletrônica do estado sólido, a base tecnológica da mudança socioeconômica estabelecida a partir da segunda metade do século XX.



Figura 3.17 – Diamante, a estrutura cristalina padrão de dureza.

Os minerais

As rochas são feitas de minerais, as substancias inorgânicas naturais de estrutura cristalina. Contudo, o termo natural aqui empregado significa rochas que surgiram de fenômenos inerentes ao planeta como o tectonismo, embora os elementos atômicos que formam os minerais sejam de origem estelar, especificamente de supernovas. Um produto direto do tectonismo são as rochas ígneas. Nem todas as rochas são compostas de minerais, um exemplo é o âmbar. Rochas formadas de tipos diferentes de minerais são chamadas poliminerais, é o caso da maioria que constitui a crosta terrestre. Mais de 2.000 tipos de minerais já foram identificados na crosta. No entanto, na sua maior parte a crosta é composta por cerca de 30 tipos de minerais. Esse grupo inclui: quartzo, feldspato, talco, calcita, olivina, magnetita, pirita e mica. {[77];151,152}

Ígneas Sedimentares		Metamórficas	
Quartzo	Quartzo	Quartzo	
Feldspato	Argilominerais	Feldspato	
Mica	Feldspato	Mica	
Piroxênio	Calcita	Granada	
Anfibólio	Dolomita*	Piroxênio	
Olivine	Gipsita*	Estaurolita	
	Halita*	Cianita	

Tabela 3.1 - Tipos de rochas e seus minerais.

Os tipos de rochas

A rigor, rochas já existiam desde o Eon Hadeano, o que é demonstrado pelo zirção de Jack Hills. De fato, as rochas são classificadas em três categorias; Ígneas, Sedimentares e Metamórficas, Tabela3.1. As rochas ígneas surgem da solidificação do magma muito quente que migra para a manta superior. Após se solidificar em uma temperatura menor, os cristais da rocha são formados. Quando o processo ocorre na própria manta a rocha é denominada intrusiva. Quando ocorre na superfície é chamada extrusiva, como acontece com a lava expelida por vulcões.

Rochas ígneas

Essas rochas são identificadas pela textura, cor, densidade e composição mineral. A textura é influenciada pelo tamanho, forma e arranjo dos seus cristais. Ela é definida também pelo tempo de resfriamento e solidificação. Se o resfriamento for lento, os cristais são grandes. É o caso das rochas intrusivas, cujo exemplo clássico é o granito, cujos cristais são identificados a olho nu. As rochas extrusivas possuem cristais pequenos, ou mesmo nenhum cristal. Elas são o resultado de processos de resfriamento rápido. Algumas rochas geradas no leito oceânico tem formação tão rápida que adquirem textura vítrea. {[77];153}

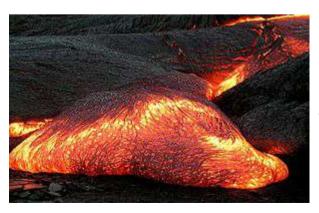




Figura 3.18 – Amostra de rocha Ígnea; Granitos.

A diferenciação pelo magma. O tipo de rocha depende dos minerais que fazem parte do seu magma, que é a rocha no estado liquido. A rocha se forma quando o magma se resfria. Então, os primeiros minerais que se cristalizam no resfriamento são os que se fundem por ultimo em uma escala relativa, logo, são os de maior densidade. No caso de uma rocha máfica típica como o basalto, o mineral que se cristaliza primeiro é o piroxênio. E no caso de rocha felsica, são os cristais de feldspato. Os últimos minerais que se cristalizam são os que se fundem em temperaturas mais baixas. Ver a Figura 3.20 {[152];102}

Embora não seja um critério absoluto, a cor de uma rocha ígnea pode auxiliar na sua identificação. As rochas de cores mais claras seguem a tendência de conter feldspato e minerais com alto teor de quartzo, que são menos densos. As rochas com cores mais escuras seguem a tendência de conter maior percentual de plagioclásio, piroxênio e olivina, os minerais mais densos.

Em algumas situações o magma da manta terrestre solidifica-se antes de atingir a superfície formando então rochas intrusivas. O magma vulcânico expelido produz o basalto comum encontrado na superfície dos continentes.

Figura 3.19 – Magma expelido por vulcão.

Classificação percentual

Como mostra a Figura 3.20, as rochas ígneas podem ser classificadas de acordo com os percentuais de suas composições minerais. Geólogos descobriram que, exceto as rochas chamadas ultramáficas como o peridotito, as rochas intrusivas e extrusivas têm a mesma composição, diferindo apenas na textura. Por exemplo, o gabro e o basalto tem a mesma composição mineral, embora o primeiro seja formado a grande profundidade e o segundo, na superfície.

De maneira semelhante, o riolito, uma rocha extrusiva, possui a mesma composição do granito, que é uma rocha intrusiva. A diferença entre elas acontece na textura, que no caso do riolito é chamado rocha de textura fina devido ao tamanho minúsculo dos seus cristais. Portanto, ao se testar a classificação de uma amostra em laboratório, a comprovação final pode ser obtida a partir da sua textura. {[152]; 97,98}

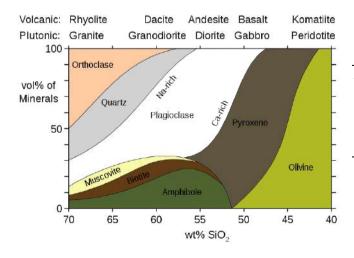
Na extremidade esquerda da Fig. 3.20, Riolito (Rhyolite) e granito (Granite) são diferentes apenas na textura. No sentido oposto, o Basalto (Basalt) corresponde ao Gabro (Gabbro). O Peridodite na extremidade à direita não possui a rocha extrusiva correspondente. Os pares: Granodiorito/Dacito e Diorito/Andesito, na faixa central, são rochas ígneas intermediarias.



Figura 3.21 – Basalto, a rocha mais abundante da crosta, encontra-se em todo o leito oceânico.

As rochas ígneas, segundo a composição mineral, Figura 3.20, são as rochas associadas a minerais com percentuais diferentes de silicatos por volume de rocha. Os minerais são: quartzo, feldspato, as micas muscovita e biotita, os grupos do anfibólio e do piroxênio alem da olivina, os quais formam uma serie sistêmica. De maneira geral, elas são divididas em félsicas, ricas em sílica, e máficas, que são pobres em sílica. O termo félsica significa: a partir de feldspato e sílica. O termo máfica significa: a partir de magnésio férrico.

Na Figura 3.20, no eixo vertical estão indicados os percentuais dos minerais por volume de rocha. No eixo horizontal, estão indicados os percentuais de quartzo (S_iO_2) no peso de cada rocha. {[152];98,106}



Na parte superior do gráfico, as indicações: rocha plutônica (rocha intrusiva) e rocha vulcânica (rocha extrusiva) significam; Formadas em grande profundidade, e, formadas no magma vulcânico, respectivamente.

Figura 3.20 – As rochas ígneas segundo as composições minerais.

Mineral	Formula química	Planos de clivagem	Estrutura espacial	
Feldspato	Ortoclásio – KalSi ₃ O ₈ Plagioclásio – (Ca,Na)AlSi ₃ O ₈	Dois planos a 90°	Tridimensional	
Anfibólio	Ca ₂ (Mg,Fe) ₅ Si ₈ O ₂₂ (OH) ₂	Dois planos a 120°	Cadeias duplas	
Mica - moscovita	KAl ₂ (AlSi ₃ O ₁₀)(OH) ₂ .	Um plano (Lamelar)	Laminas	
Piroxênio	(Mg,Fe)SiO ₃	Dois planos a 90°	Cadeias simples	
Olivina	(Mg,Fe) ₂ SiO ₄	Um plano	Tetraedros isolados	

Tabela 3.2 – A composição dos silicatos

Na medida em que a rocha está próxima da extremidade direita do eixo horizontal da Figura 3.20, ocorre o seguinte:

- I A quantidade de quartzo (sílica) diminui.
- II A temperatura de fusão e a densidade aumentam.
- III O teor de ferro, magnésio e cálcio aumenta.
- IV O teor de sódio e potássio diminui. Idem, a viscosidade. {[152]; 98}

Os silicatos. O silício é o segundo elemento químico mais abundante da crosta da Terra. O primeiro é o oxigênio. Seu composto mais simples é S_iO₂, o chamado dióxido de silício ou, simplesmente sílica, que é o cristal do quartzo. A estrutura espacial da sílica é um tetraedro. Então, tetraedros de sílica podem formar uma serie de estruturas cristalinas em conjunto com o potássio, cálcio, magnésio ou ferro. Assim, constituindo compostos de silicatos em forma de cadeias simples, anéis, cadeias duplas, folhas ou redes. Ver a coluna: Estrutura espacial, da Tabela 3.2. A estrutura lamelar do xisto está relacionada às cadeias em forma de folhas, de seus cristais.

Contudo, nem todos os minerais são silicatos. Esse fato pode ser constatado pelos minerais marcados com asterisco da Tabela 3.1. {[152]; 65}

Rochas sedimentares

São rochas formadas pelo acumulo ao longo do tempo de sedimentos de rochas préexistentes. Uma grande parte dessas rochas surgiu de fragmentos que passaram por um processo de litificação. De maneira geral, os fragmentos são resultantes de: I - Produtos da erosão de rochas pré-existentes. II - Restos de esqueletos de organismos vivos. III -Cristais precipitados pela água e intermediados pela atividade de organismos vivos.

Classificação. As rochas sedimentares são classificadas em categorias baseadas na sua composição. As categorias principais são: rochas de silicato e rochas de carbonato, resumidas da seguinte maneira;

I - Rochas de silicatos são compostas de minerais de silicatos como: quartzo, mica, feldspato. As partículas sedimentares são produzidas pela ação de agentes erosivos como: água, vento, neve, ou animais, que são compactados em um local diferente daquele da rocha erodida. Os sedimentos tendem a diminuir de tamanho ao serem transportados do meio erodido para o local de formação da nova rocha. Um tipo clássico de rocha sedimentar é formado de argila, com grãos que atingem 1/125 mm. As rochas siliclasticas têm sedimentos classificados em três tipos: grão grosso, grão médio e grão fino {[151];47-50}, {[152];138}

As rochas de estratificação cruzada – Figura 3.22 – tem origem em áreas fluviais ou desérticas. A inclinação das camadas indica a direção das paleocorrentes de ar ou água do passado. Logo, ajudam os geólogos na reconstituição do passado da região.

II - Rochas de carbonato são rochas compostas de minerais contendo íons de carbonato, CO₃-2, em sua constituição química. Os principais minerais de carbonato são: aragonita, calcita e dolomita. O giz é um produto típico desse tipo de rocha.



Figura 3.22 – Rocha sedimentaria de estratificação cruzada. Rocha do período Carbonífero inicial ou, mississipiano, situada no Estado de Ohio, EUA.

Rocha metamórfica

A rocha metamórfica é obtida a partir da transformação de outra rocha submetida à alta temperatura e pressão. O metamorfismo provoca alterações químicas e de textura em rochas ígneas, sedimentares, ou em outras rochas metamórficas. Grosso modo, o metamorfismo atua de três maneiras.

I – Metamorfismo regional. A rocha metamórfica surge da subdução de placas convergentes. Um exemplo ocorre entre as placas de Nazca e da América do Sul, na chamada fossa Peru/Chile. A placa oceânica, que é mais densa, logo é mais pesada, mergulha sob a placa do continente produzindo então a cadeia de montanhas vulcânicas da Cordilheira dos Andes. {[152]; 36}

II – Metamorfismo de contato. Ocorre quando a intrusão de magma quente injeta calor na rocha que será transformada. Geralmente, a temperatura é o fator principal.

III – Metamorfismo por pressão. Nas profundezas da Terra o metamorfismo pode ocorrer em profundidades entre 6 km e 10 km, e com temperatura entre 100°C e 200°C, e sob pressão menor do que 3kbar. É chamado então metamorfismo de grau baixo. No entanto, em zonas de subdução, o mergulho da placa oceânica leva sedimentos a profundezas da ordem de 30 km, e pressão acima de 12 kbar. Esse metamorfismo é de alto grau. {[152]; 157,158}

Textura. A textura da rocha metamórfica é função do tamanho, forma e arranjo de cristais dos minerais. As principais rochas metamórficas são divididas em folhadas, e não folhadas ou granoblasticas. {[152]; 159,

I – O folhado das rochas é criado pelo alinhamento de cristais que cresce perpendicularmente a tensão sobre o mineral em formação. O metamorfismo pode ser de alto grau, intermediário, ou de baixo grau, dependendo para isso da granulação dos cristais. Rochas de granulação fina, como a ardósia, possuem metamorfismo de baixo grau, Figura 3.26. Rochas de granulação intermediária – por exemplo, o xisto – tem metamorfismo intermediário, embora existam xistos de granulação fina como os anfiboloxistos. Já os gnaisses possuem granulação grossa, logo, tem alto grau de metamorfismo, e seus cristais são visíveis a olho nu. As rochas de baixo grau – a ardósia – têm cristais finos, logo, não são visíveis a olho nu. Xistos e gnaisses são produzidos por metamorfismo regional. {[153]; 157}

II - As rochas não folhadas, ou granoblasticas, tem cristais estruturados em cubos ou, esferas. Os exemplos são: O mármore, o quartzito e o anfibolito.

O xisto é formado pelas micas; moscovita e biotita. A clivagem da ardósia produz placas delgadas e paralelas. Já a rocha de mica tem clivagem perfeita, o que resulta em folhas finas e flexíveis. Figura 3.25



Figura 3.23 Gnaisse, rocha metamórfica. Seu folhado é fraco. Os cristais são visíveis a olho nu.



Figura 3.24 Mármore, rocha não folhada.



Figura 3.26 – Ardósia, rocha metamórfica de granulação fina.

Reciclagem das rochas

A constituição das rochas ígneas, sedimentares e metamórficas – Ver a Tabela 3.1 – faz parte de um processo em que está implícita a possibilidade de reciclagem de rochas anteriores. O fato é que o magma formado da matéria sedimentar das proximidades da zona de subdução, Figura 3.12, que após ser expelido como lava vulcânica torna-se rocha ígnea, pode ser na realidade matéria transformada de antigas rochas erodidas pelo intemperismo.

Portanto, se a matéria sedimentar do magma da rocha recém-produzida foi produto da erosão de rocha anterior que em seguida foi transportada para a zona de subdução, fica então caracterizada a conclusão de um ciclo de reciclagem.



Figura 3.25 – Rocha de mica. Sua clivagem produz folhas finas e brilhantes.

Figura 3.27 – Xisto, rocha metamórfica de granulação intermediária contem cristais de mica.

Glaciações

Embora pareça paradoxal, o movimento das placas tectônicas, que provoca terremotos, maremotos, erupções vulcânicas e tragédias nas áreas atingidas, é o motor da vida terrestre. Sua ação contribui de forma determinante para a diversidade das espécies. Acontece que o movimento entre as placas, entre outras consequências, foi o que extraiu da manta terrestre primordial, a matéria da crosta oceânica e da crosta continental.

Por outro lado, fenômenos como as glaciacões também interferem de forma determinante sobre as espécies, ao mesmo tempo em que forjam a topologia terrestre através de ação própria. A geomorfologia abrange os processos que produzem a topologia. Três desses processos são destacados nesse trabalho: o movimento tectônico, o vulcanismo e as glaciações. Os dois primeiros, que já foram tratados anteriormente, estão intimamente relacionados e dependem da energia radiada no interior da Terra. Enquanto as glaciações dependem de três parâmetros astronômicos do eixo da Terra: excentricidade, obliquidade e precessão.

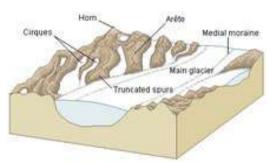


Figura 3.28 – Formação de vale do tipo-U por geleiras. O gelo acumulado no centro da figura constitui a geleira principal (Main Glacier). Nessa superfície observa-se ainda um moraine intermediário. (Medial Moraine).

A erosão provocada pela glaciação produz vales com perfil do tipo-U como mostrado na Figura 3.28, em vez de vales em forma de V, de origem fluvial.

Eon Proterozóico.

O Eon Proterozóico foi precedido pelo aumento de CO2 na atmosfera; Ver o Gráfico 7.1. Estima-se que os núcleos das crostas continentais foram formados no Eon Proterozoico. Os núcleos, chamados cratons, constituíram os supercontinentes como Pangaea. Contudo, o final do Proterozoico, que é chamado Pré-Cambriano, é caracterizado por preceder a notável expansão das espécies do Paleozoico, a Era seguinte. Ver: Velocidade da Evolução, Capitulo 7. Consequentemente, esse surto da diversidade está associado ao desmembramento de Pangaea, nas massas continentais, que resultaram nos continentes atuais.

Idade do Gelo

Há 2,5 milhões de anos a Terra começou a experimentar períodos prolongados de frio intenso seguido por outros de temperatura amena. Esse regime de alternância foi denominado; Idade do Gelo. As glaciações alteraram a geografia terrestre, geraram novos habitats e impuseram novos hábitos a todos os seres. Assim, o rigor da temperatura forjou novas rotinas para todas as espécies. Ao mesmo tempo, as quatro estações do ano adquiriram novos contornos e significados principalmente para os habitantes de regiões de maior latitude.

Apesar de tudo, é surpreendente como as espécies superaram as adversidades. O Australopithecus africanus, por exemplo, que surgiu entre 3,0 milhões e 2,4 milhões de anos atrás e foi o precursor do Homo sapiens, teve de se adaptar ao novo regime climático. A última glaciação terrestre ocorreu na época denominada Pleistoceno Tardio -Gráfico 3.3 – a última etapa do Sistema Quaternário, o qual precedeu a época atual, chamada Holoceno. Ver também: Carta Estratigráfica Internacional, no Apêndice E. O Pleistoceno começou há 2,588 milhões de anos e terminou há 11.700 anos, na Época Pleistoceno Superior ou, Pleistoceno tardio, que coincide com o final da última glaciação da Terra. Desde então o planeta encontra-se na Época Holoceno.

O Pleistoceno e o Sistema Quaternário				
<u>Sistema</u>	Época	Estágio	Idade (<u>Ma</u>)	
	<u>Holoceno</u>	Atual	0– 0.0117	
		Superior	0.0117- 0.126	
Quaternário		Ionian (Medio)	0.126– 0.781	
	Pleistoceno	Calabrian (Inferior)	0.781– 1.806	
		Gelasian (Inferior)	1.806– 2.588	

Gráfico 3.3 – O Sistema Quaternário.

O Ouaternário, onde se encontra a Época Pleistoceno é o último período da Era Cenozoico. A Época Holoceno teve inicio há 11.700 anos, após o final da ultima glaciação.

Até o século XVIII não se tinha uma explicação científica para a existência das crostas de gelo nos polos da Terra. Também não era possível explicar o fenômeno que transportou os enormes blocos de pedra para as montanhas Jura nos Alpes suíços. Figura 3.29. Mas, em 24 de Julho de 1837, o naturalista suíço Luiz Agassiz afirmou no Congresso de Ciências Naturais de Neuchatel, Suíca, que os pesados blocos de pedra das montanhas Jura foram deslocados para

o local pela capa de gelo que cobriu a região na Idade do Gelo. Até então a única explicação para as enormes pedras era que elas haviam sido transportadas pelo dilúvio bíblico.



Figura 3.29 – Montanhas Jura, Alpes suíços.

Contudo, sabe-se que em 1793 o geólo go britânico James Hutton já dispunha das evidencias de atividade glacial na região. E em 1832 o professor alemão de ciências naturais Reinhart Bernhardi declarou que no passado remoto uma capa de gelo polar havia coberto a região até a Alemanha central. {[100]; 18,19} Em 1839 o paleontólogo Timothy Conrad anunciou que havia descoberto sinais de atividade glacial do passado na região ocidental do estado de Nova York.

Homem de Neanderthal

Paleoantropologia. Em 1852 uma expedição científica constatou que a Groenlândia havia sido coberta no passado por uma espessa camada de gelo. Tempos depois, ainda no século XIX, exploradores da Antártida fizeram uma estimativa da extensão original da camada de gelo do Pólo Sul. {[100]; 24} Em 1856 os restos mortais do Homem de Neanderthal foram descobertos em uma caverna na Alemanha. E em 1862, trabalhadores da construção de uma estação de trens em Les Eyztes no Sudeste da França descobriram restos mortais do Homo sapiens e de animais acostumados a baixíssimas temperaturas em uma camada de mesma profundidade. O que confirma que o ser humano conviveu com a era de extremo frio, como havia afirmado 25 anos antes o naturalista Luiz Agassiz. {[100]; 28}

Laurentide

Na época vitoriana os geólogos já dispunham de estimativas da área coberta pelo gelo da ultima glaciação. Calculou-se então que na Europa, os Alpes e a Escandinávia foram encobertos, enquanto nos Estados Unidos o gelo cobriu uma área continua que hoje corresponde à faixa de terra entre Seattle (Estado de Washington) e o estado de Nova York. Em 1875 foi feito o mapa em que 44 milhões de quilômetros quadrados da Terra foram submetidos à glaciação. A maioria dessa área – 26 milhões de quilômetros quadrados - foi identificada no hemisfério Norte. A duração do fenômeno é calculada em 10.000 anos. {[100]; 28}

Os sucessores do trabalho de Luiz Agassiz refinaram seu modelo da Idade do Gelo. Os pesquisadores concluíram então que uma placa de gelo, batizada de Laurentide, cobriu a maior parte do Canadá e parte do Norte dos EUA entre Seattle e Nova York. Enquanto no hemisfério Sul, a placa de gelo do polo expandiu-se só um pouco mais além do que hoje é a Antártida.

Última glaciação

Moraine é a palavra inglesa para designar o relevo formado de pedras e matéria orgânica residual devido à junção de duas geleiras. Os moraines resultam da penetração do gelo no solo e nas laterais, ou paredes, das montanhas e vales. Em alguns casos, após o final da glaciação, com o aumento da temperatura, a água que formava o gelo se es-

coou naturalmente pela ação da gravidade deixando em seu lugar os moraines, os vestígios de matéria da era glacial. Ver a Figura 3.30. Mas, em casos onde o gelo permaneceu, como a geleira de Brügen na Patagônia, observa-se um moraine lateral formado de matéria escurecida.



Figura 3.30 – Moraines laterais do lago Luiza, em Alberta, Canadá. Eles formam os relevos contínuos da parte inferior direita da figura.

Nível dos oceanos

A água das geleiras foi aquela suprimida dos oceanos pelo frio extremo. Na última glaciação, que terminou há 11.700 anos, o nível dos oceanos baixou entre 107 e 122 metros em relação ao nível atual. Nessa época, o Alasca e a Sibéria tornaram-se regiões indistinguíveis entre si, enquanto a Grã-Bretanha ficou ligada por terra ao continente europeu. {[100]; 33}

Ao procurar mapear as regiões dos moraines glaciais, os geólogos descobriram também que 2,6 milhões de metros quadrados de solo da Europa, Ásia e América do Norte, foram cobertos na época da glaciação por uma camada de 3,0 metros de espessura, constituída por uma espécie de areia de grão finos que os fazendeiros alemães batizaram de lösch ou, loess em Inglês. Essa camada homogênea foi formada em áreas adjacentes às geleiras.

Entretanto, essa areia foi carregada pelo vento e fixou-se em outras regiões. O loess é responsável pela fertilidade do solo onde é encontrado. Tal fertilidade permitiu aos primeiros fazendeiros da Europa cultivarem o solo há 8,0 mil anos mesmo sem arar a terra previamente. Essa fertilidade também é verificada em alguns locais do estado de Iowa, ou nas fazendas da região conhecida como "Farm Belt", dos Estados Unidos. {[100]; 33}

Outras glaciações



Figura 3.31 – Ilustração do que seria a glaciação do Polo Norte na Época Pleistoceno, abrangendo grande parte da A. do Norte, Groenlândia, e a antiga União Sovietica (U.S.S.R.).

Ainda na época vitoriana, no século XIX, ao mapear as regiões glaciais, os geólogos concluíram que não houve apenas uma glaciação, mas, várias, as quais foram

intercaladas por períodos de temperatura amena, chamados interglaciais. {[100]; 34} Nessa época várias teorias foram formuladas para explicar o motivo da queda drástica da temperatura da Terra. Procurou-se identificar o motivo da permanência por um logo período de parte considerável dos continentes sob as camadas de gelo, e o retorno subsequente a uma temperatura menos rigorosa.

Após a erupção do vulção Mount Tambora no Sudeste asiático em 1815, a enorme quantidade de poeira fina da fuligem expelida obliterou a luz do Sol, a temperatura caiu e a Europa foi privada de um verão normal no ano seguinte. Esse fato foi considerado como um exemplo do que pode ter provocado o inicio a Era Glacial. Também já se alegou que o descolamento de enormes pedaços de gelo da Antártida pode ter iniciado o fenômeno da queda de temperatura, na medida em que o gelo flutuante no oceano próximo mandaria de volta ao espaco parte da energia solar que mantém a Terra aquecida.

A proximidade do Sol

Em 1842 o matemático francês Jöseph Alphonse Adhémar publicou o livro; Revolutions of the Sea, onde afirma que as glaciações resultaram do deslocamento do equinócio ao longo da orbita da Terra, em ciclos de 22.000 anos. {[100]; 35} A ideia de Adhémar foi assumida pelo escocês James Croll, que teria sabido também da pesquisa do astrônomo francês Urbain Le Verrier, o qual havia demonstrado que a orbita da Terra sofria um alongamento lento porem continuo. Croll passou então a defender a ideia de que o alongamento da orbita terrestre foi a razão da Era Glacial.

Croll concluiu que nos últimos 3,0 milhões de anos a excentricidade da Terra

variou de maneira cíclica. E concluiu que a glaciação teria sido provocada pela mudança da distancia entre a Terra e o Sol. Logo, segundo ele, quando essa distancia ultrapassa seu valor crítico, o inverno no hemisfério Norte torna-se frio o suficiente para provocar o inicio da glaciação. Essa teoria foi demonstrada por ele no livro "Climate and Time" publicado em 1875. {[100]; 36}

Os Ciclos de Milankovitch

Nascido em 1879 em uma pequena cidade às margens do rio Danúbio, Millutin Milankovitch foi um engenheiro sérvio que dedicou 30 anos de vida para desenvolver uma teoria para explicar a Era Glacial. Aos 24 anos foi para Viena onde desenvolveu tese de doutorado sobre o uso de concreto reforcado em grandes estruturas. {[101]; 117}. Embora em 1912 a meteorologia fosse considerada uma matéria interdisciplinar importante, ainda era uma ciência empírica.

Milankovitch decidiu então investigar através de um modelo matemático as causas da Idade do Gelo, e estabelecer uma teoria matemática sobre o clima da Terra. Até então havia a teoria de James Croll sobre o assunto, que, no entanto foi desconsiderada porque a glaciação prevista pela teoria, a mais recente, não foi confirmada pelos dados de campo. {[101]; 120}

Sabe-se que a excentricidade de um corpo em órbita elíptica dá a medida de quanto sua trajetória se desvia de um circulo. Uma órbita elíptica pode ter excentricidade entre zero e um. Um corpo em órbita circular tem excentricidade zero. Bem antes de MilanKovitch, Joseph Alphonse Adhémar argumentava que a glaciação da Terra era função da variação da sua orbita em torno do Sol.

as curvas de Milankovitch.

A partir do trabalho teórico, Milankovitch propôs que uma diminuição da excentricidade da Terra, portanto, quando sua trajetória aproxima-se de um círculo, resulta na queda da energia recebida do Sol durante o verão. Por outro lado, a diminuição da distancia em relação ao Sol em qualquer das quatro estações do ano aumenta a energia solar recebida pela Terra. Contudo, Millankovitch afirmou que o efeito desses fenômenos depende da latitude onde se encontra o observador. Ele calculou ainda que as curvas da radiação solar recebida pela Terra para altas latitudes é função principalmente da obliquidade da Terra, que varia entre 22,1° e 24,5°. {[77]; 408} Ver a Figura 3.33.



Na Época Pleistoceno, o espaço da natureza era disputado por mamutes e outras espécies do Pleistoceno na America do Norte.

Figura 3.32

Sabe-se que no equador a radiação solar varia em ciclos de 22.000 anos com a mudança do equinócio na translação da Terra. Milankovitch calculou a variação da radiação solar no verão em três latitudes do hemisfério Norte nos últimos 650.000 anos. O resultado foi um conjunto de gráficos denominado Ciclos de Milankovitch. O trabalho apontou quatro pontos nos Alpes suíços que coincidem com as épocas das glaciações. No total, Milankovitch assinalou nove quedas de radiação solar no hemisfério Norte, ou seja, nove glaciações. Essa curva foi publicada em 1924 no livro "Climates of the Geological Past", dos autores; Wladimir Köpen e Alfred Wegener.

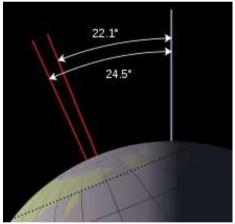


Figura 3.33 – A variação da obliquidade da Terra: mínimo; 22,1° - máximo; 24,5°. A obliquidade atual é 23,5°. {[59]; 930}

Teoria de Milankovitch

A Teoria de Milankovitch descreve os fenômenos astronômicos que interferem diretamente no clima da Terra em ciclos de 100.000 anos, 41.000 anos e 22.000 anos. Eles são respectivamente; variação da excentricidade da orbita elíptica, variação da obliquidade do eixo terrestre, e a precessão

do equinócio. Portanto, a Teoria de Milankovitch demonstra que a combinação desses fenômenos provocou o avanço e o recuo das glaciações sofridas pela Terra nos últimos 2,5 milhões de anos. Em primeiro lugar, sabe-se que a variação da excentricidade da órbita da Terra flutua entre uma elipse e um círculo. Essa oscilação é importante porque determina se a Terra fica mais próxima ou mais distante do Sol, ou seja, se ela recebe uma maior ou menor quantidade de radiação da energia solar nas diversas estações do ano.

Variação da obliquidade

A formação de neve necessita do ar úmido para que haja a matéria disponível para ser condensada em flocos gelados. O verão ocorre no hemisfério que na oportunidade do evento encontra-se inclinado para o Sol. Logo, como consequência o Sol fica mais alto e o hemisfério recebe mais de doze horas de radiação por dia. Por outro lado, como está mais distante do Sol, o hemisfério oposto encontra-se então sob o inverno. E como o Sol fica mais baixo, o hemisfério recebe menos de doze horas de radiação da energia solar por dia.

- aumento do gelo dos Polos.

Quando a obliquidade da Terra é mínima, a radiação solar é dividida de maneira mais equitativa entre os dois hemisférios. Assim, para uma determinada posição em relação ao Sol, quando um dos hemisférios encontra-se sob inverno, este é mais quente logo, haverá mais matéria para ser condensada, o que irá contribuir para a formação de neve. Já no hemisfério oposto, o verão torna-se mais frio, então será derretida menos neve durante a estação. Portanto, nesse caso, ambos os hemisférios apresentam as condições favoráveis para o acumulo de gelo nas regiões polares.

- redução do gelo dos Polos.

Ouanto maior for a obliquidade do eixo terrestre maior será a diferença de energia da luz solar recebida pelos dois hemisférios. Nesse caso, quando for verão em um dos hemisférios, este será mais quente, consequentemente mais neve será derretida. Enquanto isso, no hemisfério oposto tem-se um inverno mais frio, logo, haverá menos mistura na atmosfera e a produção de neve será menor. Portanto, nessas circunstancias: as condições são adversas para o acumulo de neve e também para a conservação das placas de gelo nas regiões polares.

Em resumo, quando a Terra encontra-se com a obliquidade mínima, têm-se as condições favoráveis para a conservação e ampliação das placas de gelo polares. Por outro lado, na medida em que a obliquidade do eixo terrestre aumenta, surgem as condições propicias para o derretimento do gelo dessas placas.

Precessão do equinócio

Segundo Maslin (2.009), Apud Fagan, (2.009), p.83, à medida que a Terra gira em torno de si, ao mesmo tempo em que se desloca em forno do Sol, a precessão do seu eixo completa um ciclo a cada 27.000 anos. Ver a Figura 3.34. No entanto, a própria elipse da sua trajetória completa um ciclo de precessão a cada 105.000 anos. Ou seja, sua elipse sofre variações que se repete em intervalos de 105.000 anos.

Por outro lado, sabe-se que a combinação da precessão do eixo de rotação com a mudança devido a precessão da orbita forma períodos de 23.000 anos. Enquanto isso, sabe-se que a combinação da mudança da excentricidade com a precessão do eixo de

rotação forma períodos de 19.000 anos. Como consequência, a combinação dessas duas últimas periodicidades resulta na precessão do equinócio. Isso significa que o periélio coincide com o verão em cada hemisfério, em média, a cada 21.700 anos. {[100];83}

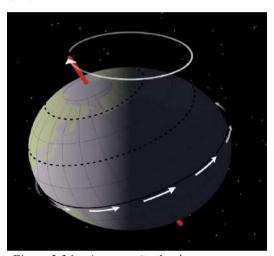


Figura 3.34 – A precessão do eixo terrestre.

Teste dos ciclos

Nos anos 60 e 70 do século passado foram feitas medições de campo para comprovar os Ciclos de Milankovitch. Apud Fagan, (2.009), p.47. Portanto, Wallace Broecker e Jan van Donk do observatório Lamont-Dohert concluíram que a Era Glacial obedece a um ciclo maior, de 100.000 anos.

A particularidade desse ciclo é que nele o esfriamento da Terra é lento enquanto o reaquecimento é rápido. Em 1971 foi criado um grupo de pesquisa para desenvolver o mapeamento de vestígios da superfície terrestre, referentes a Idade do Gelo, e o estudo das mudanças climáticas resultante, que foi denominado CLIMAP.

Em 1976, usando análise espectral e o método do CLIMAP, Imbrie e outros confirmaram que o planeta é submetido periodicamente a um ciclo maior, dominante, e a dois outros menores. Eles concluíram que o maior – 100.000 anos – deve-se a variação da excentricidade da orbita da Terra. Comprovaram também a ocorrência de um segundo ciclo de 41.000 anos devido à variação da obliquidade do eixo da Terra, além de ciclos 23.000 e 19.000 anos devido à precessão do planeta. Esse trabalho foi uma confirmação de que na sua essência, a Teoria os Ciclos de Milankovitch está correta. {[100]; 46,47}

O Pleistoceno

Para alguns pesquisadores, só a partir do Pleistoceno, ou seja, há 2,588 milhões de anos, a Terra deixou de ser um planeta úmido e tropical para acumular gelo em áreas continentais próximas aos polos ou no próprio polo como acontece na Antártida. Segundo eles, até então havia florestas tropicais desde a região do Canadá até a Patagônia no hemisfério Sul. Contudo, o mais provável é que desde há muitas centenas de milhões de anos a Terra sofra das variações cíclicas da excentricidade, obliquidade e precessão durante sua trajetória em torno do Sol, que são os fenômenos que provocam os ciclos glaciais. Sabe-se, por exemplo, que há 300 milhões de anos houve as glaciações do período denominado Permo-Carbonífero.

- a glaciação do inicio.

Segundo essa ultima corrente de pesquisadores, no inicio do Pleistoceno o Polo Sul já havia acumulado placas de gelo. O mesmo havia acontecido no Polo Norte, logo, a Terra vivia uma era de gelo. Todavia, os modelos computacionais desses estudos mostram que a retenção de gelo nos polos precisa de massas continentais nessas regiões, como se verifica na Antártida e na Groenlândia. Consequentemente, se a concentração de gelo nos polos tornou possí-

veis as eras glaciais, isso aconteceu devido a uma diferença de temperatura – gradiente - estabelecida entre o equador e os polos, o que por sua vez resultou na dinâmica do clima da Terra atual. {[100]; 50}

O gradiente de temperatura entre os polos e o equador é determinante para as correntes de ar que criam a dinâmica do clima. Acontece que a alta temperatura no equador faz com que o ar quente dessa região, suba, enquanto o frio nos polos provoca a descida do ar resfriado. Assim, a ação conjunta desses fenômenos resulta no movimento continuo de correntes de ar quente do equador para os polos, o que em conjunto com as correntes oceânicas mantém o clima característico da Terra. {[100]; 50}

A circulação das águas oceânicas em torno do Polo Sul está permanentemente retirando calor dessa região para lançá-lo no Atlântico, no Indico e no Pacífico. Isso permite a Antártida manter sua camada de gelo. Calcula-se que se o gelo concentrado na região fosse derretido o nível do mar subiria 70 metros globalmente. {[100]; 53}

Prenúncios da glaciação

Três fenômenos foram sintomáticos da aproximação da "Era do Gelo" há 2,5 milhões de anos no inicio do Pleistoceno:

- 1. Os lençóis de gelo começaram a se formar no Ártico eurasiano e nordeste da Ásia há 2,74 milhões de anos. Também existem as evidencias da ocorrência do mesmo fenômeno no Nordeste americano.
- 2. No Alasca, lencóis de gelo comecaram a crescer há 2,7 milhões de
- 3. Há 2,54 milhões de anos, o lençol de gelo do Nordeste dos EUA, que foi o maior de todos, atingiu seu tamanho máximo.

Conclui-se então que através dessa sequencia de eventos, o que corresponde a 200.000 anos, a Terra saiu da Época Plioceno para entrar na Idade de Gelo da Época Pleistoceno. {[100]; 58}

O gelo da Groenlândia

A pesquisadora Maureen Raymo da Universidade da Virginia, EUA, formulou a seguinte hipótese para a formação do gelo da Groenlândia; Segundo ela, a elevação da altura da cadeia do Himalaia – provocada pela movimentação tectônica – resultou na diminuição da concentração de CO₂ no ar, o que deu inicio ao processo de criação de placas de gelo na Groenlândia entre 5 e 10 milhões de anos atrás.

Portanto, de acordo com essa pesquisadora, a elevação provocou a formação de nuvens no ar que ao cair sob a forma de chuva resultou na mistura do CO2 com o silicato existente na montanha, que por sua vez fluiu para o mar. {[100]; 54} A diminuição do CO₂ permitiu então o resfriamento do hemisfério Norte. Esse resfriamento atuou no ar quente com origem no equador, que em seguida foi condensado e transformado em gelo. A massa gelada assim formada passou então a se concentrar na Groenlândia. Calcula-se que há 5 milhões de anos havia tanto gelo na Antártida e Groenlândia como o que existe hoje nessas regiões.

Corrente do Golfo;

A Corrente do Golfo é o fenômeno cíclico dos mares do Caribe que evita a diminuição da temperatura da Terra. Acontece que a evaporação das águas do golfo deixa a água do oceano com maior concentração de sal. A água da superfície é então empurrada através do Caribe ao longo da costa da Flórida no sentido do Atlântico Norte. É dessa

forma que começa a chamada Corrente do Golfo, que é aproximadamente 500 vezes o tamanho do rio Amazonas. Ela percorre a costa Leste dos EUA e atinge o Atlântico Norte, em seguida a costa da Irlanda, depois a Islândia e alcança o mar do Norte onde é resfriada.

A partir de então, o fluxo de água tornase mais denso e mergulha no oceano transformando-se em uma corrente de águas profundas do Atlântico Norte que irá retornar ao Atlântico Sul. Em seguida o fluxo se unirá a outra corrente profunda proveniente da Antártida, que por sua vez irá fluir no sentido do Pacifico e do Indico para atingir a superfície na altura do mar do Caribe.

- o hemisfério sul aquece o hemisfério norte.

Calcula-se que o percurso total dessa corrente leva em torno de 1.000 anos para ser concluido. A ação do mergulho desse fluxo denso nas águas do Atlântico Norte ajuda a manter o vigor da corrente morna do golfo. O que por sua vez, garante então o fluxo da água morna tropical para o Atlântico Nordeste, e o envio de massas de ar com temperatura mediana através do continente europeu.

Estima-se que a Corrente do Golfo entrega ao continente europeu cerca de 27.000 vezes a energia gerada pelo total das estações de potencia elétrica da Grã Bretanha. Portanto, o calor da Corrente do Golfo não somente permite a manutenção da temperatura media da Europa, como evita também uma queda drástica da temperatura da Terra. Por outro lado, sabe-se que há 5 milhões de anos esse fluxo não era tão forte como hoje, logo, a transferência de calor do hemisfério Sul para o hemisfério Norte era menor, consequentemente a temperatura da Terra era mais baixa. {[100]; 57}

O passado remoto

Existem evidencias de que aconteceram pelo menos quatro períodos glaciais importantes, antes da Idade do Gelo do inicio do Pleistoceno, de 2,5 milhões de anos atrás. Estima-se também que esses períodos foram ainda mais rigorosos do que outros ao longo do Pleistoceno. Calcula-se que o mais antigo deles impôs um rigoroso frio a Terra, há cerca de 2,9 bilhões de anos, enquanto o mais "recente", que é denominado Idade de Gelo do Permo-Carbonífero, ocorreu há 300 milhões de anos.

É provável que em alguns desses períodos, a glaciação tenha sido de fato uma serie de eventos intercalados ao longo de dezenas de milhões de anos. Contudo, dado a escassez de evidencias, é difícil estabelecer se determinada serie de eventos fez parte de um mesmo período glacial ou, representa glaciações separadas. {[101];142}



Figura 3.35 – Supercontinente Pangaea era formado por Eurásia, América do Norte, América do Sul, África, Índia, Antártida e Austrália.

Permo-Carbonífero

Pangaea e Gondwana. A Idade de Gelo do Permo-Carbonífero aconteceu entre os períodos geológicos; Permiano e Carbonífero. Na época, todas as massas continentais formavam o supercontinente Pangaea, que se estendia do Polo Norte até o Polo Sul. Ver a Figura 3.35. Entretanto, na parte do hemisfério Sul ficava Gondwanaland, a grande extensão de área continental que até o Período Triassico permaneceria unida, mas, se desmembraria mais tarde – Era Mesozoico - nos continentes; África, Índia, Austrália, America do Sul e Antártida.

Segundo a teoria de Alfred Wegener, durante a glaciação do Permo-Carbonífero, Gondwanaland foi coberto por um lençol de gelo desde o Polo Sul (extremidade inferior da figura) até aproximadamente 40° de Latitude. Supondo-se que a linha do equador divida a figura entre os hemisférios Norte e Sul, isso corresponde aproximadamente às áreas continentais mais próximas da extremidade inferior da Figura 3.35. {[101]; 147}

- a glaciação.

Calcula-se que a Idade de Gelo do Permo-Carbonífero durou cerca de 80 milhões de anos. Ou seja, estendeu-se de 340 milhões de anos até 260 milhões de anos atrás. Mas, nesse intervalo houve varias glaciações seguidas de períodos de temperatura amena. No entanto, sabe-se que o período mais crítico aconteceu entre 300 milhões de anos e 280 milhões de anos atrás.

- carbonífero.

O termo carbonífero refere-se ao acumulo de vastas camadas de matéria carbonífera no subsolo da Terra, que foram produzidas a partir da extinção da vida animal e dos vegetais.

A extinção foi o resultado da mudança climática provocada pela glaciação. Por outro lado, a natureza devastada formou uma extraordinária fonte de combustível fóssil. Assim, foram criados os mananciais de petróleo que permitiram a revolução industrial do século XVIII. {[101]; 147}

Os sinais das glaciações do passado remoto, ou seja, aquelas anteriores ao Pleistoceno, foram localizadas inicialmente na Índia. Os indícios não foram encontrados expostos ao tempo como as enormes pedras das montanhas Jura na Suíça, ou, os moraines do Canadá. Eles eram pedregulhos incrustados em rochas sedimentares. Os pedregulhos - denominados tillites - foram encontrados também na Austrália, America do Sul e África do Sul, durante o século XIX. Inicialmente, não foi possível justificar a ocorrência de glaciações em continentes tropicais e subtropicais. Contudo, Alfred Wegener afirmaria que, os tillites eram a prova de que os continentes estiveram unidos no Permo-Carbonifero.

Sabe-se que a Idade de Gelo do Permo-Carbonífero teve vários ciclos. Mas, dado a escassez de vestígios não foi possível definir todos os intervalos das glaciações. Também não foi possível concluir que a causa foi de natureza astronômica, embora isso seja o mais provável. {[101]; 144}

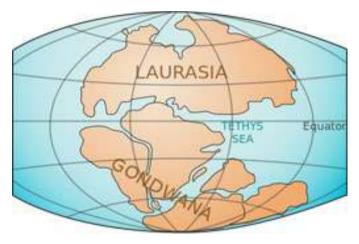
O Período Triássico. Esse período, que durou entre 251 milhões de anos e 200 milhões de anos atrás, foi a primeira etapa da Era Mesozoico. A Figura 3.36 representa o final desse período, quando então, a extensão continental chamada Laurasia já havia se desmembrado de Gondwana e avançado no hemisfério Norte. {[77]; 277} Por outro lado, na parte inferior da figura verifica-se o desmembramento em andamento dos continentes de Gondwana, que se encontravam ainda quase completamente contidos no

hemisfério Sul. Essas massas continentais podem ser identificadas da esquerda para a direita com os seguintes continentes atuais: América do Sul, África, Índia e Austrália. Enquanto no extremo Sul, encontra-se a Antártida. {[151]; 197}

Continental Drift

Ao elaborar a teoria denominada "Continental Drift", que veio a ser publicada em 1915 no seu livro, "A Origem de Continentes e Oceanos", Afred Wegener deparou-se com as evidencias geológicas da ocorrência de geleiras do Período Permo-Carbonífero. Os indícios sugeriam que camadas glaciais praticamente contemporâneas haviam coberto regiões hoje tão diversas como Índia, América do Sul, África do Sul e Austrália. A sua conclusão na oportunidade foi que uma continua e única camada de gelo se estendeu por áreas continentais que estavam então unidas.

Para Alfred Wegener, também não havia na época as bacias oceânicas conhecidas hoje como os oceanos; Atlântico Sul e Atlântico Norte. Isso, porque a África devia estar colada à America do Sul, enquanto ao leste havia a Austrália e ao norte, a Índia. {[101]; 145} Ainda segundo Wegener, se seu raciocínio correspondia à realidade, a dificuldade para justificar o vasto lençol de gelo do supercontinente deixaria de existir se o fenômeno tivesse ocorrido em torno do Polo Sul. Portanto, mais tarde, graças também a Teoria das Placas Tectônicas, a Teoria Continental Drift foi aceita. Assim, foi devido a concentração de continentes em torno da Antártida, e á movimentação tectônica, que o supercontinente foi desmembrado nos continentes hoje conhecidos.



O Período Triássico terminou há 200 milhões de anos. Figura 3.36. Cem milhões de anos antes, todas as extensões continentais faziam parte do supercontinente Pangaea, mostrado na Figura 3.35. Laurasia estabeleceu-se no hemisfério Norte no final da Era Paleozoico há 251 milhões de anos. {[57]; 349} América do Sul, África, Índia, Austrália e Antártida formaram Gondwana,

Figura 3.36 - Final do Período Triássico

Gondwana

Na época em que Alfred Wegener propôs a teoria "Continental Drift", não se conhecia o mecanismo geológico real que produz o movimento relativo das placas continentais. Logo, na ocasião, ele supôs equivocadamente que: "forças centrifugas associadas à rotação da Terra deslocam os continentes entre si". Portanto, durante algum tempo sua teoria não foi aceita pelos críticos. Consequentemente, a teoria "Continental Drift" foi descartada em conjunto com a hipótese da Idade de Gelo do Permo-Carbonífero.

Somente meio século depois o conceito "Continental Drift" teve recuperada sua credibilidade graças ao surgimento da teoria da movimentação das placas tectônicas. Consequentemente, foi restabelecida a ideia de Wegener, segundo a qual, no Permo-Carbonifero a Antártida fez parte do supercontinente formado também pela America do Sul, África, Índia e Austrália, o qual foi batizado de Gondwana. {[101]; 146}

Evidencias da Idade de Gelo do Permo-Carbonífero indicam que a glaciação da época estendeu-se sobre Gondwanaland até 40° de latitude Sul, ou um pouco menos, em torno de 35°. Ver a Figura 3.35. Isso significa que o fenômeno igualou ou excedeu em extensão as glaciações do Pleistoceno, no hemisfério Norte. Portanto, é razoável supor que no seu período mais rigoroso, a glaciação do Permo-Carbonífero superou aquela do Pleistoceno. {[101]; 147}

As evidencias

No processo de formação de alguns minerais, o alinhamento do campo magnético interno é condicionado pelas linhas do campo magnético da Terra, assim como ocorre com o alinhamento do ferro em relação a uma barra magnetizada. Ver; Magnetosfera, no Capitulo 2. Portanto, como a orientação da magnetosfera da Terra depende da latitude, esses minerais incorporam entre suas propriedades físicas a latitu

de de onde se encontravam na ocasião de sua formação, ou, a latitude de quando se tornaram parte da camada sedimentar.

Nos casos mais corriqueiros, a informação magnética pode ser decifrada em laboratório, mas, mesmo nos casos em que não é possível afirmar em qual dos hemisférios a rocha foi formada, pois a inclinação do campo magnético em relação à superfície é a mesma em latitudes equivalentes de ambos os polos, é possível obter os parâmetros críticos da glaciação, à qual o material foi submetido, e quão próximo ele encontravase em relação ao equador. Assim, a movimentação da rocha ao longo do tempo na superfície terrestre pode ser recuperada.

Os dados dos minerais das rochas sedimentares do Permo-Carbonífero de Gondwanaland são abundantes. E graças a isso, foi possível não só estabelecer a posição da extensão territorial do supercontinente com grande precisão, como foi também possível resgatar a movimentação das massas continentais a partir do desmembramento do supercontinente nos últimos trezentos milhões de anos. {[101]; 148}

Supercontinentes

Origens. O Eon Proterozóico foi o estágio de consolidação das plataformas continentais. No seu livro, Continental Drift, Alfred Wegener afirmou que no inicio da Terra todos os continentes formavam o gigantesco supercontinente chamado Pangaea, o qual permaneceu assim do Paleozoico tardio até o inicio do Mesozoico. Contudo. dados geológicos indicam que supercontinentes tiveram ciclos de vida no Proterozoico. O ciclo mais antigo é do supercontinente Rodinia, que teve inicio há 1,3 bilhões de

anos e foi desmembrado entre 750 e 650 milhões de anos atrás. {[151]; 197, 254}

No inicio da Era Paleozoico os maiores blocos continentais eram: Laurentia, que compreendia a America do Norte e Groenlândia; Báltica (Escandinávia); Sibéria, e Gondwana, que compreendia o Norte e o Sul da China, a Austrália, a África, a America do Sul, Antártida, Índia e Madagascar. Gondwana permaneceu unido durante toda a Era Paleozoico e parte do inicio da Era Mesozoico. {[151]; 259}

Cratons

São extensos blocos da crosta terrestre que formam o núcleo dos continentes. Eles são o produto final da orogênese, o processo de movimentação tectônica que cria cadeias de montanhas. Não se conhece todos os detalhes do processo em que cratons são formados na orogênese. {[108]; 538/6034} Mas, através da radiogenia isotópica é possível recuperar a historia do resfriamento de segmentos da crosta e assim estabelecer o tempo gasto para a matéria extraída da manta formar os cratons. Na maioria dos casos, esse tempo é estimado em pelo menos 300 milhões de anos. {[108]; 542/6034}

O ciclo de existência dos supercontinentes aproximou-se do final após a ocorrência da fissura e da posterior separação de subpartes formadas por cratons. Sabe-se que após o desmembramento, os cratons podem voltar a colidir entre si e formar novos supercontinentes com configurações diferentes daquelas do passado. Os ciclos dos supercontinentes deixaram registrados na crosta terrestre, graças a orogenesis e ao magmatismo, os dados geoquímicos e isotópicos das mudanças climáticas e ambientais que resultaram na evolução e extinção das espécies.

O craton de Laurentia. Esse craton foi constituído de diversas áreas protocontinentais individuais estratificadas no Eon Arqueano. Mais tarde, essas áreas constituíram a plataforma continental pela ação de cinturões orogênicos. {[151]; 256} O supercontinente Rodinia foi formado por diversas plataformas cratonicas durante o Mesoproterozoico. Esse supercontinente teve uma configuração bem diferente de Pangaea, que só seria formado um bilhão de anos mais tarde. Os cratons são chamados também de escudos continentais. Rodinia teve no seu centro o craton; América do Norte/ Groenlândia, que é conhecido como Laurentia ou, Escudo Canadense. Ver a Figura 3.37.



Figura 3.37 – Craton da América do Norte/Groenlândia.

Supercontinentes e evolução das espécies.

O oxigênio da atmosfera teve origem nos processos interativos ocorridos entre os sistemas biológicos e geofísicos dos dois primeiros bilhões de anos da Terra. A vida que evoluiu nas áreas continentais teve um impulso decisivo há 540 milhões de anos. A Idade de Gelo do Permo-Carbonífero, ocorrido entre 340 e 260 milhões de anos atrás. causou extinções em massa. Por outro lado, o desmembramento dos continentes influenciou a diversidade das espécies graças ao isolamento genético imposto pelo fenômeno. {[108]; 3149/6034}

O fósforo é um elemento fundamental para a existência da vida. Sabe-se da existência do fosfato sedimentário entre 1,9 e 2,0 bilhões de anos atrás. No entanto, a maior incidência de fosfato do passado remoto ocorreu no Eon Fanerozóico, nos seguintes casos: inicio do Período Cambriano; entre o Cretáceo tardio e o inicio do Período Paleógeno; Época Mioceno; no Permiano tardio e no Jurássico tardio.

O surgimento desses depósitos de fosfato é associado em parte aos ciclos dos supercontinentes, ou aos eventos vulcânicos ocorridos na manta terrestre. Sabe-se que houve picos da concentração de fosfato entre 800 milhões de anos e 600 milhões de anos atrás, e antes de 250 milhões de anos, atrás, os quais correspondem a períodos de desmembramento de supercontinentes. Acontece que nesses períodos ocorreu o aumento de áreas marinhas rasas enquanto as áreas continentais se dispersavam.

Consequentemente, as áreas marinhas rasas tornaram-se ambientes propícios para a transferência do fósforo proveniente do fundo do oceano para ecossistemas incipientes, mas ricos em incidência de luz solar nas áreas costeiras. Assim, é provável que o aumento da concentração de fosfato durante o Pré-Cambriano tenha contribuído para a mudança da biota surgida depois, o que se refletiria no aumento da biomassa e surgimento das espécies - metazoas - com partes duras. {[108]; 2662/6034} Por outro lado, o desmembramento dos supercontinentes fez surgir novas espécies através da dispersão,

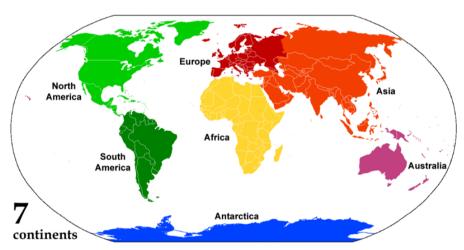
extinção e isolamento da fauna e da flora, graças a mudança da geografia local. Ver: Novas Espécies, no Capitulo 7.

Continentes Atuais

No inicio do período Cretáceo, Pangaea havia sido dividido em Gondwana, ao Sul, e Laurasia, ao Norte. {[151]; 354} No Cretáceo tardio, Gondwana foi desmembrado na América do Sul, África, Índia, Austrália e Antártida. Enquanto isso, Laurasia foi dividido pelas margens do Atlântico Norte em América do Norte, à esquerda, e Europa, à direita.

pa continental, assim como nas ilhas britânicas. (Irlanda do Norte e Escócia)

O Período Neogeno, como mostra o marcador GSSP do Apêndice E do presente trabalho, começou há 23,03 milhões de anos e terminou há 2,588 milhões de anos. Esse período compreende a Época Mioceno, seguida da Época Plioceno. No Mioceno, o oceano Tethys foi completamente cercado pela África e pela Eurásia, o que deixou em seu lugar o Mar Mediterrâneo e outras bacias menores. Entretanto, o período é caracterizado também por outro importante evento; O aparecimento do hominídeo mais antigo da arvore do Homo sapiens, o Sahelanthropus tchadensis, que surgiu no ultimo estágio da Época Mioceno, ou seja, há cerca de 7 milhões de anos.



Portanto, essa sequencia de desmembramentos dos supercontinentes teve como consequência a configuração dos continentes do Período Neógeno. Nesse ultimo rearranjo, o estado da Florida, nos Estados Unidos da America, apesar de ter sido anteriormente parte de Gondwana permaneceu na America do Norte. De maneira similar, partes de Laurentia permaneceram na Euro-

Figura 3.38 – Configuração atual dos continentes; Antártida, América do Sul, América do Norte, Europa, Ásia, Austrália e África.

Por outro lado, durante o Neogeno, a Terra desenvolveu sua biota moderna, e o Himalaia tornou-se parte da paisagem da Eurásia. Contudo, o Período Neogeno é digno de nota ainda, por outro fenômeno não menos significativo; Nele, os continentes assumiram a configuração atual. Ver a Figura 3.38. Assim, como consequência da

disposição dos continentes do Neogeno, o Período Quaternário atual herdou, por exemplo, o tectonismo ativo do Anel de Fogo do Pacifico, e o Himalaia.

A movimentação do nível das águas dos continentes no Neogeno resultou em uma nova geografia. Consequentemente, surgiram grandes planícies, savanas e pradarias. As áreas cobertas pela relva permitiram às novas espécies, a criação, o surgimento e a disseminação dos mamíferos. Os carnívoros também apareceram nessa época. Especificamente na Época Plioceno, destaca-se o surgimento há 4 milhões de anos, do Australopithecus anamensis, o predecessor bípede do Homo sapiens.

Referências Bibliográficas

[56] - Gargaud, M; Barbier, B; Martin, H; Reisse, J; Editors Lectures in Astrobiology 1.ed. Vol.1, Part 1, Springer-Verlag Berlim Heidelberg, Germany, 2006.

[57] - Gargaud, M; Barbier, B; Martin, H; Reisse, J; Editors Lectures in Astrobiology 1.ed. Vol.1, Part 2, Springer-Verlag Berlim Heidelberg, Germany, 2006.

[58] - Gargaud, M; Barbier, B; Martin, H; Reisse, J; Editors Lectures in Astrobiology 1.ed. Vol.2, Springer-Verlag Berlim Heidelberg, Germany, 2007.

[59] – McFadden, Lucy-Ann; Weissman, P.R; Johnson, T.V; Editors, Encyclopedia Of The Solar System 2.ed. Academic Press, 525 B Street, Suite 1900, San Diego, CA 92101-4495, USA, 2007.

[74] – Ruse, M.; Travis, J.; Editors. Evolution. The First Four Billion Years 1.ed. The Belknap Press of Harvard University Press, USA, 2009.

[77] – Butz, S.D. Science of Earth Systems 2.ed. Thomson Delmar Learning 5 Maxwell Drive, PO Box 8007, Clifton Park, New York 12065-2919, USA, 2008.

[100] – Fagan, B; Editor. The Complete Ice Age. How Climate Change Shaped the World 1.ed. Thames & Hudson Ltd. London, England, 2009.

[101] - Macdougall, D. Frozen Earth. The Once and Future Story of Ice Ages. 1.ed. University of California Press, Ltd. London, England, 2006.

[108] – Condie, K.C. Earth as an Evolving Planetary System. 5.ed. Elsevier Academic Press. 200 Wheeler Road, Burlington, 01803 MA, USA, 2005.

[151] - Babcock, L.E. Visualizing Earth History. 1.ed. John Wiley & National Geographic. 2009,USA.

[152] – Grotzinger, J.; Jordan, T. Para Entender a Terra. 6.ed.Tradução: Iuri Duquia Abreu. Bookman Editora Ltda. Av. Geronimo de Ornelas, 670 - Santana. 90040-340, Porto Alegre, Brasil, 2013.

[153] – Costa, J.B. Estudo e Classificação das Rochas por Exame Macroscópico 3ª ed. Fundação Calouste Gulbenkian/Lisboa. Av. de Berna, Lisboa, Portugal, 1969.