



44º CONGRESSO
BRASILEIRO DE GEOLOGIA
O PLANETA TERRA EM NOSSAS MÃOS



planetaterra®
Ciências da Terra para a Sociedade



As Ciências da Terra e sua importância para a Humanidade

A Contribuição Brasileira para o Ano Internacional do Planeta Terra - AIPT



Rômulo Machado

Editor | Organizador

2008

O interior da Terra: características e implicações na dinâmica do planeta

Umberto Giuseppe Cordani e Colombo Celso Gaeta Tassinari

Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo / CNPq

Rua do Lago, 562, CEP 05508-080, São Paulo, SP, ucordani@usp.br e ccgtassi@usp.br

O interior da Terra: Características e implicações na dinâmica do Planeta

Umberto Giuseppe Cordani e Colombo Celso Gaeta Tassinari

Resumo A Terra formou-se há 4,57 Ga. Por analogia com os tipos conhecidos de meteoritos, conclui-se que sua estrutura interna é formada por uma crosta delgada, e um manto silicático que recobre um núcleo metálico. No manto, a cerca de 200 km de profundidade, encontra-se uma camada com comportamento plástico, a astenosfera. A parte rígida situada acima dela, que inclui a totalidade da crosta, é a litosfera. O núcleo, constituído de ferro e níquel é líquido, em sua camada, externa e sólido na interna. A temperatura aumenta para o interior do planeta, atingindo no núcleo interno por volta de 5500 °C. As principais fontes da energia interna se localizam no limite entre manto e núcleo externo, onde existe uma camada de alta temperatura, cerca de 1000 °C mais elevada do que o material adjacente. Os movimentos das placas litosféricas são tangenciais à superfície, e em seus limites concentra-se a geodinâmica terrestre. Em eventos vulcânicos de caráter especial, grandes províncias magmáticas podem ser formadas por plumas ascendentes no manto. Magmas formados no mobilismo horizontal da tectônica de placas, ou no verticalismo das plumas mantélicas, são versões da mesma moeda, pois co-existiram durante praticamente todo o tempo geológico. No Arqueano predominava o regime de plumas, enquanto que no Fanerozóico, magmatismo ligado à tectônica de placas prevaleceu. A dinâmica interna pode alterar as condições climáticas da superfície, influindo nas condições de vida do planeta. Como exemplo, as épocas de grande vulcanismo têm coincidido, aproximadamente, com importantes períodos de extinção de espécies.

Palavras-chave: Estrutura Interna da Terra; Tectônica de Placas; Geomagnetismo; Sismologia; Grandes províncias Magmáticas, Geodinâmica

Abstract *THE EARTH'S INTERIOR: CHARACTER AND GEODYNAMIC IMPLICATIONS* The Earth formed 4.57 Ga ago. By analogy with the parental bodies of meteorites, the internal structure of the Earth is considered to be formed by a very thin crust, and a voluminous silicate mantle including a metallic nucleus. Within the mantle, the astenosphere, about 200 km deep, is a layer with plastic behavior, covered by the lithosphere, the external rigid layer which includes the entire crust. The nucleus, made up by iron and nickel, is liquid in the external part and solid in the inner part. The temperature increases with depth, reaching about 5500 °C at the center of the Earth. The main sources of the internal energy seem to be located within a hot layer at the boundary between mantle and nucleus. The lithospheric plates move tangentially to the surface of the planet, and at their limits most of the Earth's geodynamics is concentrated. In addition, large igneous provinces may be formed by the activity of hot mantle plumes. Magmas produced by plate tectonics or by plumes were co-existent during the entire geologic time. In the Archean plumes were the main source of magmatism, while during the Phanerozoic magmatism due to plate tectonics was predominant. The internal dynamics of the planet may have a role at its surface, modifying atmosphere, climate, and influencing the life support systems. As an example, the timing of very large volcanic events in Earth's history seem to coincide with important extinction periods observed in the geological record.

Keywords: Earth Internal Structure; Plate Tectonics; Large Igneous Provinces; Geomagnetism; Seismology; Geodynamics.

INTRODUÇÃO O homem pode conhecer bem o que acontece a milhares de quilômetros acima de nossas cabeças, mas não consegue saber com a mesma precisão o que acontece a algumas centenas de quilômetros abaixo de nossos pés. Isto é verdade porque não temos como observar diretamente o material e os processos que ocorrem abaixo de uma dezena de quilômetros. Tudo o que sabemos é estabelecido com base em evidências indiretas, tais como estudos de meteoritos, planetologia comparada, estudos de petrologia experimental, bem como evidências geofísicas oriundas de estudos do magnetismo terrestre, do comportamento de ondas sísmicas e do fluxo térmico do planeta. Este trabalho reúne alguns comentários sobre a constituição interna do planeta Terra sobre sua dinâmica e fontes de energia, bem como sobre alguns aspectos de como o interior da Terra pode influenciar o que ocorre em sua superfície.

EVOLUÇÃO PRIMITIVA DO PLANETA TERRA A Terra formou-se há 4,57 bilhões de anos atrás, ao mesmo tempo do que o Sol e os demais planetas do Sistema Solar, através de condensação de gases e aglutinação e acreção da poeira cósmica existente na nebulosa solar. Portanto a Terra, nos primórdios de sua formação, consistia de uma mistura caótica de materiais que foi mantida coesa pela atração gravitacional. A evolução do planeta está relacionada a um processo de diferenciação geoquímica, envolvendo a transformação daquela mistura caótica de materiais em um corpo estruturado em camadas concêntricas diferentes entre si.

A chave para caracterizar o material existente no interior da Terra é o estudo de meteoritos, que são fragmentos de matéria sólida provenientes do espaço extraterrestre, especificamente do cinturão de asteróides, situado no es-

paço orbital entre os planetas Marte e Júpiter. Estes corpos são formados simultaneamente aos planetas mais próximos do Sol, no mesmo processo de acreção. Entretanto os seus corpos parentais nunca conseguiram atingir dimensões planetárias, visto que vários protoplanetas foram formados na mesma órbita, e acabaram colidindo entre si, despedaçando-se nos muitos milhares de fragmentos que constituem os asteróides. Dependendo do tamanho adquirido, os corpos parentais dos meteoritos sofreram ou não o mesmo processo de diferenciação sofrido pela Terra, separando-se em zonas concêntricas. Dessa forma, alguns tipos de meteoritos, especificamente aqueles fragmentos dos corpos diferenciados que penetram na atmosfera da Terra podem revelar, pela analogia dos processos de formação e diferenciação, a composição das zonas internas dos planetas não gasosos do sistema solar, ou seja Mercúrio, Vênus, Terra e Marte.

A figura 1, adaptada de Cordani e Sigolo, 1997, mostra esquematicamente a formação dos diversos tipos de meteoritos, e a sua proveniência a partir de zonas internas de seus corpos parentais.

Os meteoritos não diferenciados, testemunhos da mistura caótica de materiais formada no processo de acreção planetária, são os condritos, representam cerca de 86% do total recebido na superfície da Terra, e são constituídos por materiais silicáticos (olivina + piroxênio) e materiais metálicos. Sua composição química é próxima da abundância solar dos elementos, e são considerados os corpos mais primitivos do Sistema Solar acessíveis para estudos diretos. Por outro lado, os meteoritos diferenciados podem se dividir, segundo sua composição, em sideritos (abundância 4%), siderólitos (abundância 1 %) e aerólitos ou pêtreos do tipo acondrito (abundância 9%). Os sideritos são essencialmente metálicos, com 5 a 10% de Ni, e representam com toda probabilidade material proveniente de fragmentos do núcleo interno de corpos parentais diferenciados. Seus minerais são ligas de Fe e Ni, e não são conhecidos nas rochas terrestres. Siderólitos são meteoritos constituídos por uma mistura de silicatos, distribuídos em uma matriz metálica, e são originados da mesma forma do interior de corpos diferenciados. Por sua vez, meteoritos do tipo acondrito são compostos por minerais conhecidos nas rochas terrestres, tais como olivina, plagioclásio e piroxênio. São considerados representantes do material silicático envolvente do núcleo dos corpos parentais diferenciados, que guardariam completa analogia com o material do manto da Terra. Além disso, alguns acondritos são bastante similares a tipos de basalto, rocha comum na crosta terrestre.

A figura 2 mostra o cenário dos primeiros 800 milhões de anos da história da Terra. Nesse contexto, é crucial o processo de diferenciação geoquímica primária, com a separação entre núcleo metálico e manto silicático. Começa com uma massa planetária fundida, alto fluxo térmico e elevada energia interna. Impactos de planetésimos na fase final da acreção planetária transformam energia de movimento em calor, e o consequente aumento de temperatura interna é acelerado pela desintegração de elementos radioativos, tais como ^{238}U , ^{235}U , ^{232}Th , ^{40}K , além de muitos outros isótopos radioativos de meia-vida mais curta, hoje

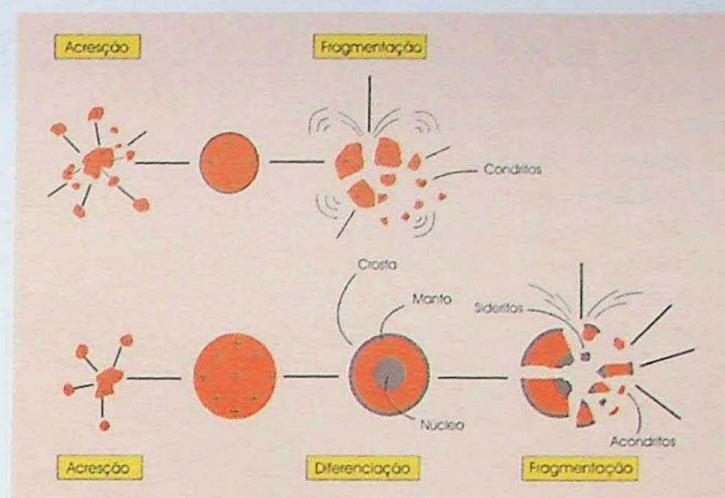


Figura 1: Esquema simplificado para a origem dos meteoritos (adaptada de Cordani e Sigolo, 1997)

extintos na natureza. O material mais denso afunda e tende a se concentrar no interior da Terra ao passo que o material mais leve, menos denso, flutua concentrando-se na parte mais superficial do planeta. A subida do material mais leve conduz o calor interno para a superfície, dissipando-o, e a Terra, consequentemente, vai se resfriando e solidificando, transformando-se em um planeta zonado e diferenciado em três camadas principais, núcleo, manto e crosta, esta última como uma camada externa, de espessura muito pequena, formada por diferenciação do material mantélico. No núcleo se concentrariam os elementos chamados siderófilos, com afinidade ao ferro, e no manto estariam principalmente compostos de silício e oxigênio, com quantidade relevante de Fe e Mg. A crosta inclui, além dos mencionados, elementos mais leves, como Al, Ca, K, e Na, combinados com elementos incompatíveis nos minerais mantélicos, tais como U, Th e outros elementos pesados.

ESTRUTURA INTERNA DA TERRA As perfurações mais profundas efetuadas na Terra atingem no máximo uma dezena de quilômetros de profundidade, de modo que têm que ser utilizadas evidências indiretas para a investigação da natureza, composição e condições físico-químicas dos materiais existentes no interior do planeta. A ferramenta mais utilizada é a sismologia, a ciência que estuda a propagação das ondas sísmicas que atravessam o interior da Terra e que servem para demonstrar a sua estrutura interna. Ondas sísmicas podem ser produzidas por fatores naturais, como sismos de distintas magnitudes, ou serem induzidas artificialmente, como, por exemplo, por explosões. A sua forma de propagação informa as características físicas dos materiais atravessados. Existem dois tipos principais de ondas sísmicas: as primárias conhecidas como ondas P, e as secundárias, denominadas de ondas S. As ondas P movimentam o material comprimindo-o e dilatando-o, e o movimento das partículas é paralelo à direção de propagação da onda, como no caso das ondas sonoras. Por outro lado, as ondas S movimentam as partículas do material perpendicularmente à direção de propagação das ondas. A velocidade de propagação das ondas P e S dependem da densidade, das propriedades elásticas

OS PRIMEIROS 800 MILHÕES DE ANOS

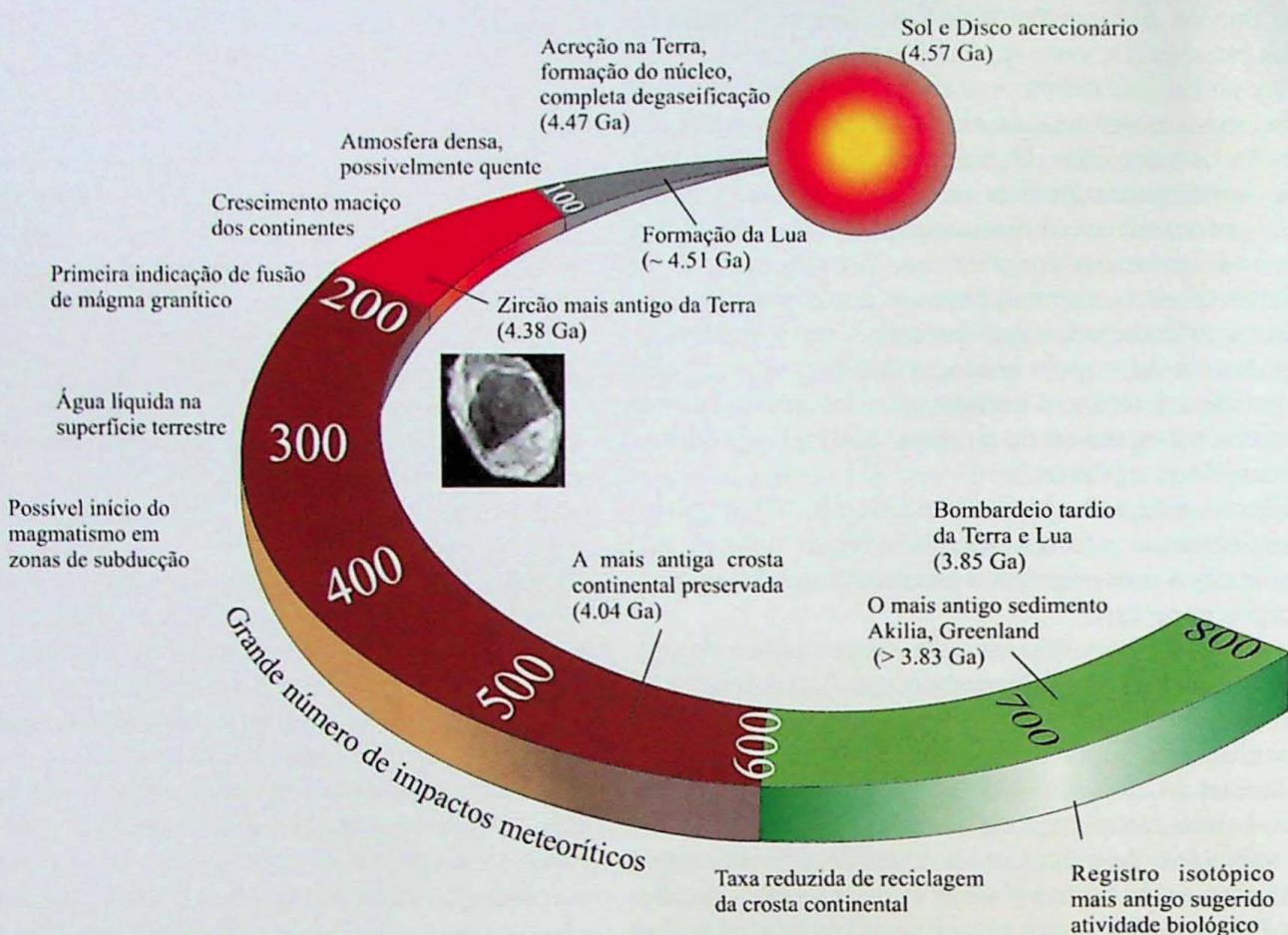


Figura 2: Representação do cenário dos primeiros 800 milhões de anos da história da Terra. Corpos parentais com tamanhos acima de certo valor crítico sofreram diferenciação, ao contrário dos menores.

e da resistência à compressibilidade e à deformação de cisalhamento dos materiais atravessados. Para o caso das ondas do tipo S, quando a resistência à deformação de cisalhamento é nula, como nos líquidos, a velocidade é zero e essas ondas não se propagam neste meio.

Quando ocorrem rupturas ou movimentações de rochas na parte sólida do interior do planeta ocorre liberação de energia, que é propagada pelas ondas P e S e provoca sismos, os quais são registrados nas estações sismográficas. A propagação é então registrada nos sismogramas, cuja análise permite o estabelecimento das características do sismo, como a localização do epicentro, a profundidade do hipocentro, bem como o cálculo da velocidade das ondas geradas. Como as ondas P e S possuem velocidades que variam em função da natureza dos materiais atravessados, as estações sismográficas localizadas em várias regiões do mundo receberão os sinais dessas ondas em tempos distintos. Em muitos casos nem mesmo receberão esses sinais, uma vez que podem ocorrer as chamadas zonas de sombra (figura 3).

A análise de telesismos, ou seja, os sismos localizados a pelo menos 2000 km dos sismógrafos receptores, mostra que o interior da Terra é constituído por três camadas principais, que exibem diferenças importantes, separadas por descontinuidades (zonas de mudança brusca de velocida-

de das ondas P e S). Trata-se de manto (sólido), núcleo externo (líquido) e núcleo interno (sólido). Como é indicada na figura 4 a descontinuidade de Gutenberg, a 2900 km de profundidade, separa o manto do núcleo externo. Por sua vez a descontinuidade de Lehman, a 5100 km de profundidade, separa o núcleo externo do núcleo interno. Por outro lado, a análise dos sismos localizados mais próximos das estações sismográficas, até cerca de algumas centenas de quilômetros, permitem definir a estrutura dos materiais da crosta terrestre. A descontinuidade sísmica entre crosta e manto, denominada de Mohorovicic (ou mais brevemente de Moho), situa-se a 5-10 km de profundidade na crosta oceânica e a 30-40 km na crosta continental.

A dinâmica interna do planeta tem suas origens nos fluxos de material no manto, constituído por minerais silicáticos, e que se encontra quase que totalmente no estado sólido. Caracterizando o comportamento das ondas sísmicas em seu interior, verifica-se que, de um modo geral, a sua velocidade de propagação tende a aumentar com a profundidade. Entretanto, entre 100 e 300 km de profundidade, as ondas sísmicas do tipo S sofrem uma diminuição de velocidade, definindo uma zona com características físicas mais plásticas, onde ocorreria certa quantidade de material líquido. Esta zona é conhecida como astenosfera, ou zona de baixa velocidade. A parte rígida do planeta

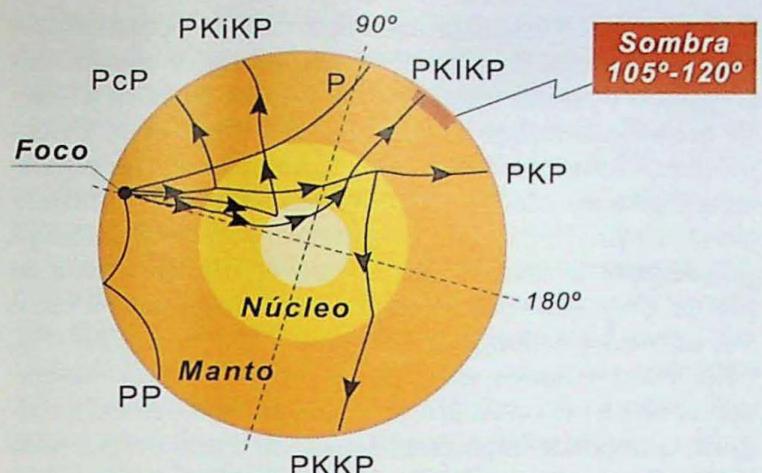


Figura 3: Comportamento das ondas sísmicas no interior da Terra (adaptada de Teixeira et al., 2000)

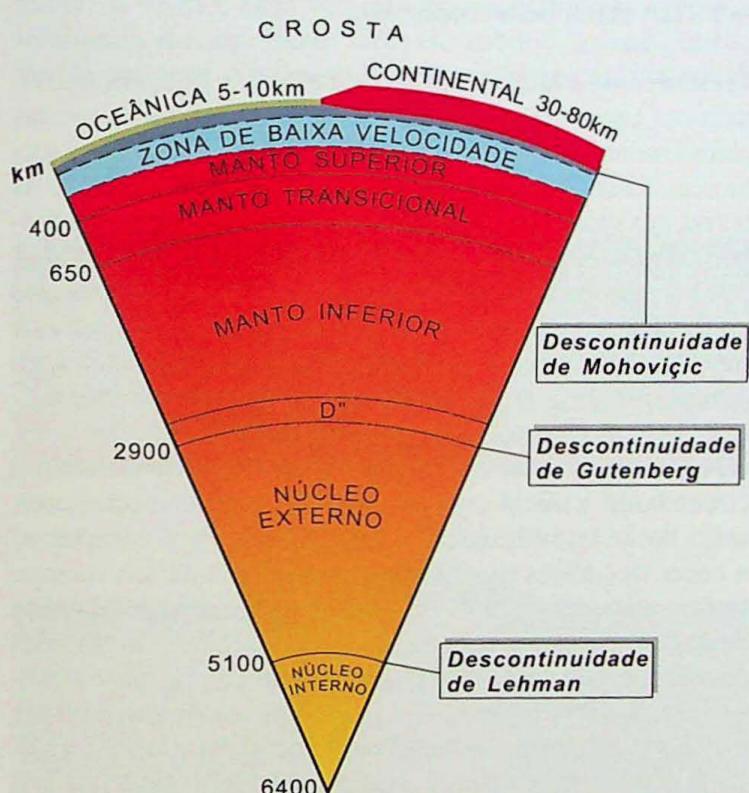


Figura 4: Estrutura interna da Terra (adaptada de Teixeira et al., 2000)

situada acima da astenosfera, que inclui a totalidade da crosta terrestre, mais uma porção importante do manto superior, é denominada de litosfera.

É demonstrado que para o núcleo externo a temperatura estimada pela curva da geotermia é superior à temperatura do ponto de fusão do material existente, o que implica em admitir o seu estado de fusão. Isto ocorre também, embora parcialmente, na parte superior do manto, e especificamente na astenosfera, na região de baixa velocidade das ondas S.

Composição química e mineralógica do interior da Terra Para a determinação da composição dos materiais que ocorrem no interior do planeta pode-se utilizar

a caracterização petrográfica e geoquímica de xenólitos mantélicos, trazidos pelos vulcões para a superfície da Terra. De qualquer forma são essenciais as analogias já descritas com os diversos tipos de meteoritos e das rochas lunares, e com os dados trazidos da planetologia comparada. Além disso, dados geofísicos são utilizados largamente nos modelos correntes sobre a composição de manto e núcleo do planeta (ver por exemplo Anderson, 1989). Os principais são os derivados do estudo do magnetismo terrestre, do fluxo térmico, pela medida do gradiente de calor em função da condutividade termal das rochas, e da petrologia experimental, que indica as condições físico-químicas de estabilidade dos possíveis minerais existentes no interior da Terra.

A caracterização dos distintos tipos de acondritos, aliada com o conhecimento da composição de xenólitos mantélicos encontrados em meio às lavas de muitos vulcões em todo o globo, e levando em conta os estudos de petrologia experimental, tem permitido o estabelecimento da química e da mineralogia das camadas superiores da Terra, crosta e manto. A crosta, acessível para estudo direto, é constituída principalmente por feldspatos, quartzo e micas, além de minerais ferromagnesianos tais como piroxênios, anfibólios e olivina. Pela determinação da profundidade da Moho, já comentada, sabe-se que a crosta continental possui espessura média de uns 35 km e a crosta oceânica por volta de 8 km. Suas densidades médias dependem de suas composições químicas e mineralógicas. A crosta continental, de composição média granítica, possui densidade de cerca 2,7 g/cm³, enquanto que a crosta oceânica, de composição média basáltica, possui densidade de cerca 2,9 g/cm³.

Abaixo da Moho ocorre o manto superior litosférico, composto predominantemente por minerais tais como olivina, piroxênios e granadas, formadores de rochas ultramáficas mais densas, tais como peridotito e piroxenito, cujas densidades estão entre 3,2 g/cm³. Dentro do manto, em profundidades normalmente superiores a 100 km, ocorre a astenosfera, cuja composição química e mineralógica é similar à do manto litosférico, mas o seu comportamento envolve maior mobilidade de seu material em virtude da presença de certa quantidade de fase líquida. Para as camadas abaixo da astenosfera, acredita-se que a composição química média permaneça mais ou menos similar, mas as fases minerais teriam que adquirir um "packing" mais denso para os seus átomos, em virtude das altas pressões confinantes admitidas para as zonas inferiores. No limite manto-núcleo, descontinuidade de Gutenberg à profundidade de 2900 km, a temperatura atinge cerca de 4000°C.

A analogia com os sideritos, provenientes do núcleo dos corpos parentais dos meteoritos, bem como a combinação de evidências geofísicas, e de resultados teóricos e experimentais, permite deduzir que o núcleo, constituído de Fe, Ni e traços de O e S, ocupa 1/6 do volume da Terra e 1/3 de sua massa, e como consequência possui a densidade variando entre 9 até 12 g/cm³ no centro do planeta. Como já foi visto, o núcleo externo é líquido e estima-se que seja constituído por 80% de Fe, 5% de Ni e 15% de elementos mais leves, tais como Si, O e S. Na

descontinuidade de Lehman, à profundidade de 5000 km, a temperatura é da ordem de 5200 °C. No núcleo interno a temperatura estimada é de 5500 °C, e a velocidade de propagação das ondas P aumenta significativamente, indicando que o material se comporta como um sólido.

Magnetismo terrestre A Terra se comporta como um imenso imã, cujo campo magnético possui intensidade atual aproximada de $50\ 000 \times 10^{-9}$ T (T=Tesla) e seu eixo está próximo do eixo geográfico do planeta, de modo que as agulhas imantadas das bússolas orientam-se sempre para o norte. Gauss (1830) já indicava que cerca de 95% do campo magnético do planeta originava-se no interior da Terra. Este campo geomagnético, que possui forma semelhante àquele gerado por um grande imã em barra, forma o escudo magnético da Terra definindo a magnetosfera, cujo alcance vai muito além do planeta sólido, incluindo praticamente toda a atmosfera. Este escudo protege a Terra dos raios cósmicos, do vento solar, e especialmente das partículas de alta velocidade emitidas pelas freqüentes erupções solares, que somente conseguem atingir a atmosfera superior (80 km de altitude) nas regiões polares, onde as linhas de força do campo magnético terrestre penetram quase que perpendicularmente à linha do equador.

A presença e a quantidade dos minerais magnéticos da crosta não são suficientes para produzir o campo geomagnético observado. Por outro lado o núcleo externo da Terra é fluido e o movimento do seu material, essencialmente metálico, poderia induzir a formação de um campo com as propriedades observadas. Com efeito, o campo geomagnético possui eixo situado muito próximo do eixo de rotação do planeta, o que indicaria que o fluxo de material metálico no interior do núcleo externo estaria relacionado com esse movimento. Dessa forma, o campo geomagnético possui geometria definida e relacionada ao eixo de rotação, e as evidências paleomagnéticas indicam que ele existiu durante todo o tempo geológico. Por outro lado verificou-se que, embora o campo tenha guardado íntima relação com o eixo de rotação da Terra, sua polaridade se inverteu inúmeras vezes, e sua intensidade variou bastante, ocasionando inclusive períodos discretos em que esteve virtualmente nulo.

DINÂMICA INTERNA DO PLANETA TERRA Como foi visto nos itens anteriores, a temperatura no interior do planeta aumenta à medida que se segue em direção ao centro da Terra, atingindo no limite manto/núcleo por volta de 4000 °C, e no núcleo interno por volta de 5500 °C. O calor interno da Terra é transportado para a superfície de duas formas distintas, por condução ou por convecção (Condie, 2001, e referências incluídas). Quando realizado por condução, esse transporte de calor, também denominado de fluxo térmico, se dá em meio sólido. Entretanto é mais lento e consiste da transferência de energia de uma molécula para a outra molécula vizinha. Já o processo de transporte de calor por convecção é mais rápido e eficiente, especialmente quando há fase líquida, e consiste da movimentação de massa das zonas mais quentes para as mais frias, ocorrendo tanto no manto como no núcleo da Terra.

O fluxo térmico está associado ao motor responsável pela dinâmica interna do planeta, que afeta todas as camadas do planeta e produz transformações específicas na litosfera, que se manifestam também na superfície, onde afetam biosfera, hidrosfera e atmosfera. Embora exista no planeta algum resto do calor inicial, da época em que se formaram núcleo e manto a partir de uma massa planetária fundida, a grande parte do calor produzido hoje em dia no interior do planeta é resultado da desintegração dos isótopos radioativos de meia-vida longa, tais como o ^{236}U , ^{237}U , ^{232}Th , ^{40}K , ^{87}Rb , ^{147}Sm , e outros, que permanecem dispersos nos minerais do manto ou da crosta, e dos quais ainda existe alguma quantidade importante apesar de terem transcorrido 4,57 bilhões de anos desde a formação da Terra. As fontes de energia interna da Terra, portanto, estão localizadas principalmente no manto, e especialmente na zona limite entre o manto e o núcleo externo, onde existe uma camada de alta temperatura, cerca de 1000 °C mais elevada do que as rochas mantélicas adjacentes.

Tectônica de Placas Como sabemos, a litosfera é dividida em cerca de uma dúzia de placas grandes, e muitas placas menores, que constituem as conhecidas placas tectônicas. Essas placas se movimentam umas em relação às outras em velocidades distintas, que podem variar de menos de um centímetro por ano a uma dezena de centímetros por ano (ver por exemplo Dewey, 2007, e referências incluídas). Alguns mecanismos são responsáveis por este movimento, mas sem dúvida alguma o principal deles é a movimentação das correntes de convecção sub-litosféricas. Estas são originadas em zonas mais quentes do manto, cujo material torna-se menos denso do que o material circundante, e inicia uma ascensão para níveis superiores, até o limite entre litosfera e astenosfera. Para compensar a ascensão destas massas de material mantélico quente, rochas mais densas e frias descem e preenchem o espaço deixado pelo material que subiu, completando o ciclo das células de convecção. As placas tectônicas rígidas se movimentam sobre a superfície mais plástica da astenosfera, e com a sua movimentação os limites entre elas constituem o ambiente principal para a ocorrência dos processos geológicos que dominam a geodinâmica do planeta.

As correntes de convecção do manto, e suas consequências, constituem o paradigma fundamental da revolução mobilista da tectônica global, que transformou as Ciências da Terra, nos anos 60', numa ciência quantitativa, que conseguiu explicar de maneira coerente e integrada as principais feições e os principais processos geodinâmicos observados na escala maior do planeta (por exemplo, ver Le Pichon, 1968) O histórico dessa revolução científica inclui o debate sobre deriva continental, que ocupou muitas décadas do século 20. A série de evidências acumuladas de diversos campos das geociências, nos anos 50 e 60, culminaram por volta de 1967-1970 com a consolidação e aceitação completa do novo paradigma pelos militantes das ciências geológicas e geofísicas (por exemplo, ver Uyeda, 1971).

Os movimentos das placas tectônicas, ou placas litosféricas, as quais podem atingir dimensões continentais, com

milhares de quilômetros de diâmetro, são tangenciais à superfície da Terra, e seus limites podem ser convergentes, divergentes, ou conservativos. Nos limites convergentes ocorre o choque entre duas placas, convergindo uma em direção a outra. As feições geológicas criadas e as modificações produzidas na crosta irão depender da natureza das placas tectônicas envolvidas, se continentais ou oceânicas (Figura 5). No caso de choque de uma placa oceânica com outra da mesma natureza, a placa mais densa irá mergulhar por debaixo da outra, criando uma zona de subducção. Esta placa, a medida que mergulha, vai ganhar calor, perder consistência e se integrar no manto. Ao mesmo tempo, na zona de subducção, magmas serão gerados e arcos magnéticos serão formados, constituídos de material de natureza máfica a intermediária, como nas ilhas do Japão. Para o caso de um processo colisional, envolvendo duas placas de natureza continental, a placa mais densa poderá entrar em subducção, mas não mergulhará de forma acentuada no manto, uma vez que possui densidade significativamente menor. Neste caso de subducção rasa, envolvendo material continental, serão geradas cordilheiras de

montanhas do tipo Himalaia, e os magmas formados nas zonas de subducção serão predominantemente graníticos, formados por processos de retrabalhamento crustal. Por fim, se o limite convergente envolver uma placa oceânica e uma placa continental será gerado um arco magnético de natureza andesítica e granodiorítica, como ocorre na Cordilheira Andina. Nos três casos a presença de sismos é bastante comum, incluindo-se aí terremotos de magnitude de muito alta, catastróficos para as comunidades afetadas. A presença de vulcanismo é mais evidente quando há o envolvimento de litosfera oceânica no processo de subducção, e o mergulho dessa placa no manto até algumas centenas de quilômetros de profundidade, ensejando fusão parcial do material e a consequente produção de importante quantidade de magmas.

No caso de limites divergentes entre placas tectônicas desenvolvem-se sistemas de riftes, que podem evoluir para a formação de assoalhos oceânicos, com margens continentais passivas. Nos oceanos, as dorsais meso-oceânicas representam os locais de geração de crosta oceânica nova, pela subida de magmas de natureza basáltica, formados a partir de material predominantemente astenosférico, nas partes superiores das correntes de convecção ascendentes do manto. Por sua vez, os limites de placas conservativos apresentam sistemas de falhas transcorrentes/transformantes, onde uma placa desliza horizontalmente em relação à placa vizinha. O exemplo mais conhecido e mais característico é o sistema de falhas de San Andreas na costa oeste da América do Norte.

Grandes Províncias Magmáticas e Hot spots Pelo exposto, as zonas de limites de placas constituem os locais mais propícios para a ocorrência de transformações da litosfera, como resultado da dinâmica interna do planeta. Entretanto, atividades tectono-magnéticas importantes também podem ocorrer no interior das placas tectônicas, em regiões afastadas dos seus limites. A atividade mais espetacular está relacionada às denominadas “Large Igneous Provinces” (LIPs), ou Grandes Províncias Magmáticas (Mahoney e Coffin, 1997).

As LIPs são formadas em eventos vulcânicos maciços que resultam a partir de um tipo de convecção do manto diferente daqueles que dirigem a tectônica de placas na Terra. Elas são constituídas de grandes volumes de magmas predominantemente máficos, gerados durante intervalos curtos de tempo geológico (alguns milhões de anos), por processos mantélicos associados à ascensão das assim chamadas plumas. O magmatismo relacionado à formação das LIPs é gerado em grandes profundidades, possivelmente na região de contato entre o núcleo e o manto, onde pode ocorrer uma produção de calor circunstancialmente elevada. Este tipo de processo magnético é provavelmente o mesmo pelo qual os outros planetas terrestres perdem parcialmente ou totalmente o seu calor interno. A figura 6 mostra a localização e a denominação de algumas LIPs que foram caracterizadas como tais, tanto em ambiente continental (CFB = Continental flood basalts, ou derrames de basaltos continentais) como em ambiente oceânico (OFB = Oceanic flood basalts, ou derrames de basaltos oceânicos). Elas ocorrem como derrames de platô

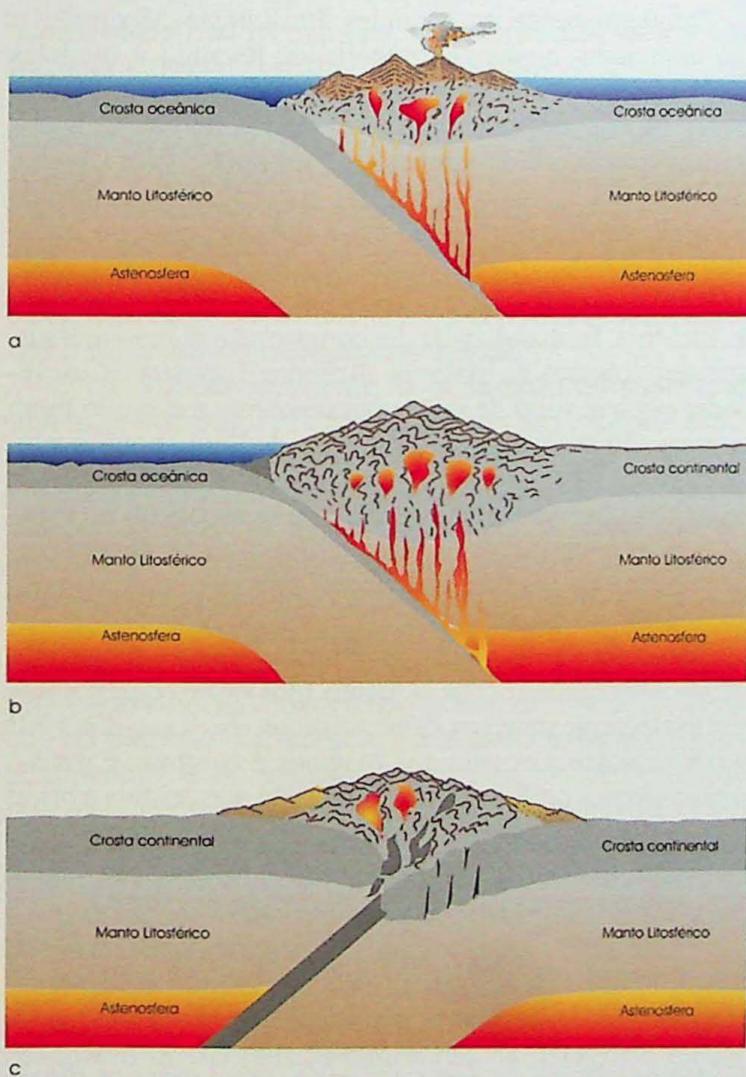


Figura 5: Ilustração esquemática mostrando as feições geradas durante processos de subducção: (a) colisão de duas placas com crosta oceânica; (b) colisão de placa continental versus placa com crosta oceânica; (c) colisão envolvendo duas placas com crosta continental (adaptada de Tassinari, 2000).

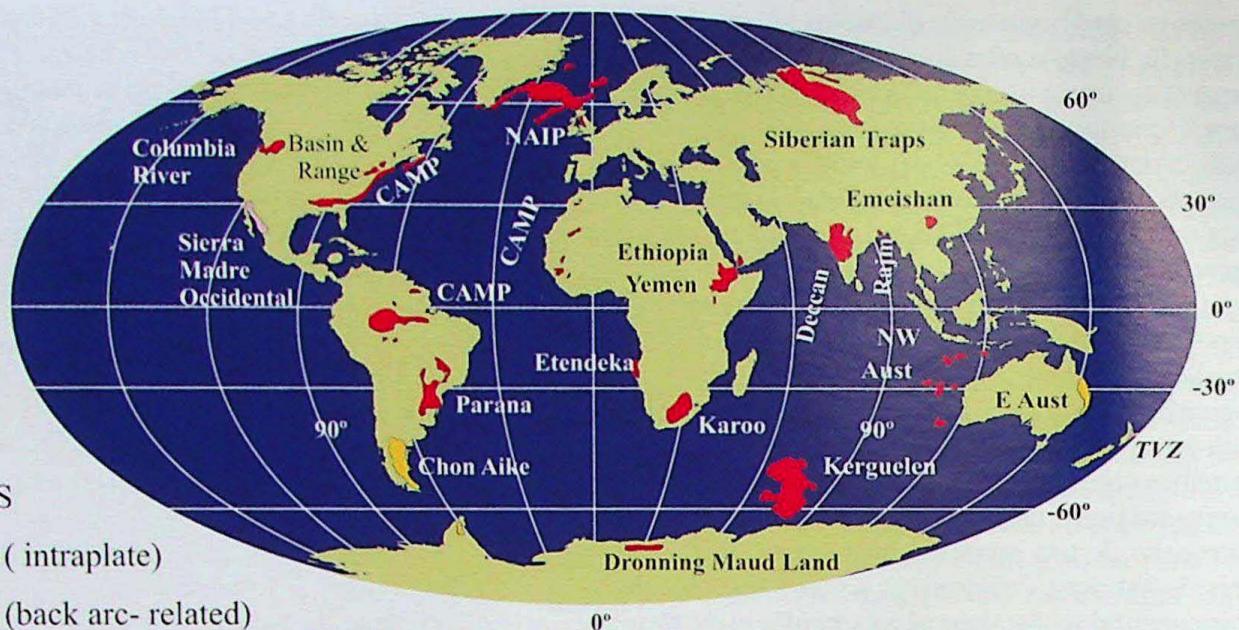


Figura 6: Distribuição na Terra das principais Grandes Províncias Ígneas

continental, margens de riftes vulcânicos, platôs oceânicos, derrames basálticos de bacias oceânicas, cristas submarinas e cadeias montanhosas marinhas, sendo que além de basaltos, rochas félscicas também podem estar associadas. Além disso, as LIPs são melhor preservadas quando relativamente jovens, como ocorre quando sua idade não ultrapassa a Era Mesozóica. Províncias ígneas oceânicas (OFB) geradas em tempos anteriores ao Mesozóico já desapareceram nos episódios de reciclagem da litosfera oceânica nas zonas de subducção pretéritas, enquanto que as continentais (CFB) já se encontram parcialmente erodidas, ou deformadas nas faixas orogênicas de todas as idades.

A figura 6 indica claramente que as LIPs, quando emergem na superfície da Terra, ocupam grandes áreas, da ordem de alguns milhões de Km². As maiores estão localizadas em bacias oceânicas, onde enormes platôs vulcânicos, como os de Java no Oceano Pacífico e o de Kerguelen no Oceano Índico, foram formados. Derrames de lavas basálticas podem ocorrer próximos de margens continentais passivas, como nas plataformas continentais do leste do Brasil e do oeste da Namíbia, quando são associados ao início do processo de separação dos continentes, ou também em ambientes claramente continentais, como os extensos derrames de basaltos da Bacia do Paraná, que se estendem, pelo menos, desde o Mato Grosso e parte noroeste do estado de São Paulo até o Rio Grande do Sul.

A geoquímica das rochas das LIPs, e especialmente a geoquímica de isótopos radiogênicos tais como Sr, Nd e Pb, indica que a geração dos magmas dos OFB é astenosférica, com pequena interação com a litosfera oceânica. Por outro lado, a geração dos magmas dos CFB implica numa forte interação de magmas astenosféricos com a litosfera continental. Em ambos os casos, o mecanismo de formação é similar. Em ambiente tectônico extensional ocorre ascensão do material mantélico de temperatura elevada, formado nas profundezas do manto, e a súbita decompressão devida à rápida ascensão, acarreta formação imediata, em termos de tempo geológico, (por volta de 1-2

milhões de anos) de enormes quantidades de magma.

Freqüentemente as Grandes Províncias Magmáticas são associadas a plumas mantélicas, levando à modelos que relacionam a origem dessas províncias com as correntes de convecção ascendentes do manto sub-litosférico, associadas aos denominados “hot spots” (ver Condé, 2001). Nesta hipótese as plumas consistem de bolhas de material mantélico mais quente e menos denso do que o material vizinho, que subiriam até a litosfera e se espalhariam em forma de enormes cogumelos justamente na base da litosfera, formando pela descompressão já mencionada, grandes volumes de magmas. A figura 7 mostra as localidades em que áreas de vulcanismo recente e elevado fluxo térmico são associadas à existência de “hot spots” e plumas. Nesta figura foram assinaladas duas enormes áreas anômalas observadas no geóide, que se associam no espaço com as áreas de maior fluxo térmico, e que devem corresponder a regiões em que ocorre atualmente convecção ascendente no manto, na escala maior do planeta.

Na formação das LIPs, as plumas quentes necessariamente interageriam com o manto litosférico, que por sua vez pode gerar magmas característicos. No caso dos CFB o debate sobre a origem dos magmas é contínuo e muitos pesquisadores preferem evitar o modelo que postula a priori a existência de “hot spots” e de plumas. Eles preferem utilizar o termo mais genérico de “anomalia térmica” do manto, sem assumir compromisso com o modelo de plumas.

Nas últimas duas décadas a tectônica global e a mobilidade das placas litosféricas foram associadas ao que se convencionou chamar de Ciclo supercontinente (Rogers, 1996). O conceito prende-se à noção de que, em certos períodos da história da Terra, todas ou quase todas as placas contendo crosta continental aglutinaram-se num grande conjunto, denominado supercontinente, com o restante da superfície terrestre sendo domínio de litosfera oceânica. Isto teria ocorrido um certo número de vezes na história da Terra, formando, nas diferentes épocas, Pangea, Gondwana, Rodinia, Columbia, e alguns outros superconti-



Figura 7: Localização das áreas de vulcanismo recente relacionadas com “hot spots”. As duas grandes regiões delimitadas referem-se a anomalias do geóide, significativas de áreas com alto fluxo térmico, condicionadas a movimentos ascendentes de material quente no manto (adaptada de Condie, 2001)

nenentes ainda não plenamente caracterizados. Ocorre que litosfera oceânica conduz muito melhor o calor do que litosfera continental. Dessa forma, o grande desequilíbrio criado com um grande continente e um grande oceano, no sentido da condução de calor para fora do planeta, condiciona um aumento de temperatura anômalo na litosfera continental, que obriga, após certo tempo de instabilidade e fraturamento, com magmatismo anorogênico associado, a fragmentação desta litosfera e a consequente dispersão dos fragmentos com crosta continental.

O ciclo supercontinente, cuja duração estimada é da ordem de 600 milhões de anos, deve estar vinculado a mudanças importantes nos padrões de convecção do manto, e o estabelecimento de uma nova geometria no desenho das placas litosféricas, mantendo aquelas com litosfera continental, que adquirem novas direções de movimento, e reciclando para o manto aquelas com litosfera oceânica, em regiões de subducção recém criadas. Estas épocas de mudança global nos padrões de convecção do manto estão gravadas nas idades dos principais ciclos orogênicos do planeta, que caracterizam as sucessivas colisões continentais e os episódios acrecionários de formação de crosta continental. Ao mesmo tempo a litosfera oceânica é reincorporada no manto, descendo para grandes profundidades, ao que parece em grandes episódios de curta duração, ainda pouco conhecidos, e denominados de “avalanches” (Condie, 1998).

O acima exposto indica que se situa no manto o motor de todos os processos maiores que afetam a litosfera, e produzem as maiores modificações na fisiografia da superfície da Terra. Ao que parece o manto inteiro participa das grandes convulsões do planeta, tanto a parte superior, que inclui a astenosfera plástica e geradora de magmas primários, como a parte inferior, na região adjacente ao núcleo externo, onde se originam as anomalias térmicas e as correntes ascendentes de material aquecido. A dinâmica das placas litosféricas atuais é o melhor registro da

atuação da astenosfera e do manto superior, enquanto que grande parte das LIPs estaria associada a hotspots provenientes de profundidades maiores. No caso da Figura 6, cabe assinalar que as LIPs indicadas estão relacionadas ao fraturamento do supercontinente Pangea, que iniciou há 200 Ma, bem como à dispersão de seus fragmentos continentais e à formação dos oceanos modernos.

Quando Começou o Regime de Tectônica de Placas? A tectônica de placas mostra que crosta oceânica, de composição média basáltica, é formada continuamente nas dorsais médio oceânicas, enquanto que, ao mesmo tempo, nas zonas de subducção, crosta oceânica formada algum tempo antes é reciclada de volta para o manto. Dessa forma, a crosta oceânica tem um tempo de residência efêmero, da ordem de 200 milhões de anos, na superfície do planeta. Por outro lado, o magmatismo das zonas de subducção produz granitóides de vários tipos, nos arcos magnáticos, que acabam adicionando-se à crosta continental, vista a sua dificuldade de serem reciclados de volta para o manto pela sua densidade mais baixa. Esta é a forma pela qual a crosta continental aumenta continuamente a sua proporção relativa, no tempo geológico. Além disso, uma possibilidade alternativa de crescimento crustal é fornecida pelo magmatismo de origem mantélica, que ascende através das plumas, e pode acrescentar material tanto à crosta continental como à oceânica. Nesse último caso, ele pode eventualmente ser agregado aos continentes, nos processos chamados acrecionários. Como foi visto, este material é predominantemente basáltico, mas podem ocorrer em associação muitos produtos dele derivados, formados pelos diferentes processos de diferenciação magmática.

Magmatismo associado ao mobilismo horizontal da tectônica de placas, e magmatismo associado ao verticalismo das plumas mantélicas, são duas versões da mesma moeda, eles co-existem hoje em dia, e as evidências indicam que co-existiram durante quase todo o tempo geológico. As evidências acumuladas pela geoquímica, ao investigar o caráter das rochas magmáticas ao longo do tempo geológico (por exemplo, Condie & Pease 2008), indicam que no Arqueano, período em que o calor produzido no interior do planeta era 3-4 vezes maior do que o de hoje, predominava o regime verticalista, das plumas. No limite entre Arqueano e Proterozóico, há cerca de 2 bilhões de anos, a produção de magmas entre os dois regimes era semelhante, enquanto que mais recentemente, no Fanerozóico, o magmatismo ligado à tectônica de placas é largamente predominante.

Até o presente não foram encontradas na Terra rochas mais antigas do que 4030 milhões de anos, portanto não há evidências diretas a respeito dos regimes tectônicos primitivos. Por outro lado, pelo estudo dos meteoritos, acredita-se que o planeta Terra, em seu início, passou por uma fase com enorme quantidade de fase líquida, o modelo do “oceano de magma”. Isto quase seguramente ocorreu com a Lua, onde os anortositos de suas “highlands”, seriam o resultado de um processo global de diferenciação por flotação. Se isto ocorreu com a Lua, com mais razão teria ocorrido com o planeta Terra, de massa muito maior. Por outro lado, há indícios, no estudo dos minerais mais antigos encontrados

em rochas terrestres, os zircões do meta-conglomerado de Jack Hills, na Austrália, que há cerca de 4400 milhões de anos atrás já existiria uma crosta terrestre de composição granítica, além de água nas camadas superficiais do planeta, significando possivelmente uma superfície com baixa temperatura, podendo receber água líquida (Wilde et. al., 2001). Na figura 2 se especula a existência de grande crescimento de crosta continental, por volta de 4400 Ma, e a existência de oceanos por volta de 4200 Ma. As rochas sedimentares mais antigas conhecidas remontam a 3800 Ma, indicando que já estavam em operação os processos superficiais de erosão e sedimentação.

Com a existência de oceanos, litosfera continental, terras emersas e com o planeta resfriando, haveria na Terra condições para o início do mecanismo de tectônica de placas, possivelmente com placas menores, mais finas e mais rápidas. Situação geológica em que tectônica acrecionalária similar à que ocorre hoje em dia, por exemplo, nos cinturões intra-oceânicos do Pacífico, foi descrita por Van Kranendonk et al. (2007) para o Craton de Pilbara, na Austrália, em rochas do Arqueano tardio, por volta de 2900 Ma. Na figura 2 indica-se também, de modo especulativo, o possível início deste regime por volta de 4100 Ma.

A dinâmica interna da Terra e seus impactos no clima e na vida do planeta A fisiografia da Terra, em que se salientam as cordilheiras elevadas que existem em todos os continentes, é continuamente atacada e desbastada pelos agentes da dinâmica externa. Se não houvesse a contínua reposição do relevo, não haveria continentes, pois o fundo do oceano global estaria situado a volta de 2500 metros de profundidade. Felizmente existe no planeta o motor interno representado pelas correntes de convecção do manto, que condicionam a tectônica de placas, a qual modifica continuamente a topografia da superfície da Terra, repondo continuamente o relevo.

Entretanto, se por um lado a dinâmica interna proporciona a existência de vida nas terras emersas do planeta, ela se manifesta também de modo adverso, pelos desastres naturais relacionados com vulcanismo e terremotos, os processos geológicos mais evidentes que ocorrem de preferência nos limites entre as placas tectônicas (Tassanri, 2000). Esses fenômenos naturais potencialmente causadores de desastres, e que fazem parte da dinâmica do planeta, não podem ser impedidos. Entretanto, podem deixar de se tornar desastres, desde que sejam tomadas a tempo algumas medidas adequadas de prevenção. Já existem conhecimentos tecnológicos específicos. Além disso cresceu muito nos anos recentes a capacidade de defesa das sociedades devidamente instruídas e educadas nas técnicas de prevenção e segurança. Não são mais aceitáveis, no presente, as atitudes fatalísticas do passado em relação a desastres naturais, e os avanços do conhecimento devem ser ativados, em toda parte, para reduzir as possíveis perdas humanas e materiais. Para isso é importante, especialmente nos países mais vulneráveis a desastres, ensejar uma mudança de mentalidade, dando maior ênfase nas atividades de planejamento, prevenção, preparação, comunicação e educação específica para cada tipo de desastre, ao invés de limitar-se às atividades posteriores de reparação

dos danos e restauração das estruturas sociais.

Modificações da litosfera que ocorrem nos limites de placas tectônicas produzem cordilheiras, arcos magmáticos com vulcões ativos e uma atividade sísmica importante. O conjunto de eventos pode alterar tanto a composição da atmosfera, devido às quantidades significativas de gases, do tipo H_2S , CO_2 , SO_2 e vapor de água, entre outros, que são exaladas, como também as condições climáticas que modificariam as condições de vida do planeta. Robock (2000) demonstrou que atividades vulcânicas podem afetar o sistema clima em diversas escalas de tempo, com reflexo na dinâmica da atmosfera, mas também na evolução da vida nos continentes. Por exemplo, os impactos climáticos significativos causados por atividades vulcânicas se dão através de injeção dos aerossóis e das cinzas emitidas, que atingem os níveis mais elevados da atmosfera, particularmente a baixas latitudes, para produzir uma dispersão em escala global, tal como ocorreu nas grandes explosões vulcânicas do Krakatoa, em 1883 (Stephen e Rampino, 1981), ou do Pinatubo, em 1991 (McCormick e Patrick, 1995), em que durante anos a circulação atmosférica foi afetada pelo material expelido pelos vulcões.

É difícil estimar o efeito da dinâmica interna do planeta e suas variações nas mudanças climáticas ocorridas na história da Terra. Especula-se que a situação da própria existência de supercontinentes e grandes oceanos, ou da situação de dispersão de fragmentos continentais pelas diferentes latitudes do planeta, como a que existe hoje em dia, teriam influência sobre o clima global. Dessa forma, poderia haver relações de causa e efeito entre as manifestações climáticas e a paleogeografia da superfície do planeta, em especial em relação aos extremos climáticos, ou seja, os períodos das glaciações maiores na história da Terra (Tardy e Roquin, 1998).

O sistema climático da Terra é constituído pela atmosfera, os oceanos, a superfície dos continentes e as geleiras. O planeta recebe mais energia solar nas baixas latitudes que nas regiões polares, no entanto esta energia é em parte transportada pelos ventos e correntes marinhas, o que atenua o gradiente térmico entre altas e baixas latitudes. Na escala do planeta, o fator que mais influencia o clima é a latitude, por causa de sua dependência direta com a insolação. No entanto, a distribuição latitudinal das zonas climáticas é modificada também por fatores específicos, como as correntes oceânicas e a altitude. Por outro lado, a geografia de continentes e oceanos, e especificamente a existência de grandes massas continentais em situação próxima dos pólos, pode influenciar o sistema climático de modo especial, ou seja ensejar o advento de épocas glaciais.

Flutuações climáticas ocorreram durante todo o tempo geológico e deveram-se principalmente ao equilíbrio entre a intensidade da radiação solar incidente e o efeito estufa, proporcionado pela quantidade de vapor de água, aliado a outros gases presentes na atmosfera. A figura 8, que reporta alguns dos principais eventos evolutivos do planeta Terra, na sua superfície, mostra que na primeira metade da história da Terra o efeito estufa era mais relevante do que hoje, por causa de manifestações vulcânicas com emanações gasosas em maior quantidade. O balanço entre o aumento progressivo da intensidade de radiação

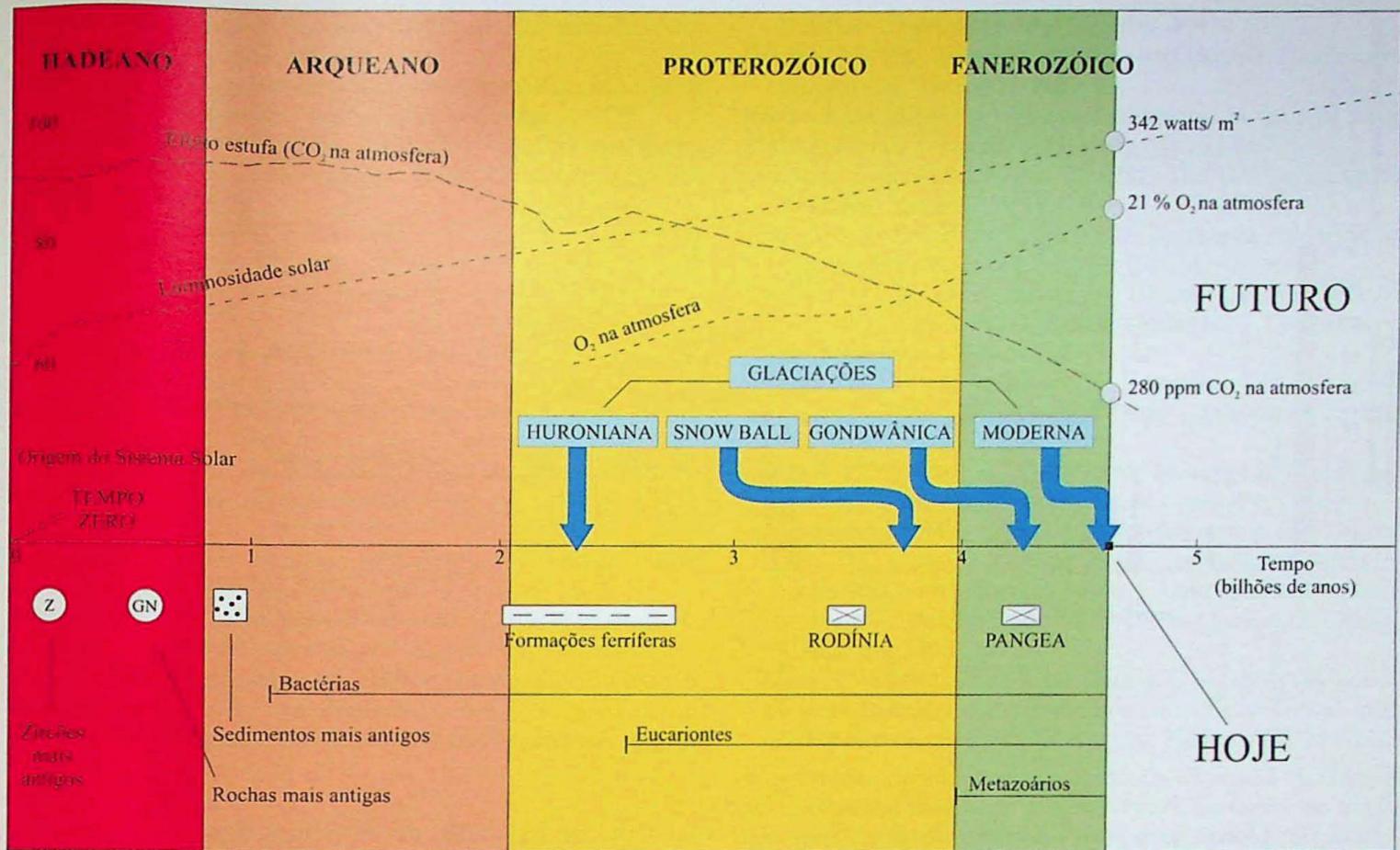


Figura 8: Esquema evolutivo para diversas feições maiores da história da Terra, em todo o tempo geológico: luminosidade solar; efeito estufa, oxigênio na atmosfera. Estão incluídos na figura os períodos principais de glaciação global, as épocas de existência dos supercontinentes globais Podinia e Pangea, e das principais formas de vida na Terra.

solar e a diminuição gradativa de CO₂ na atmosfera pela sua incorporação nos carbonatos marinhos permitiu, durante todo o tempo geológico, a partir da existência dos oceanos, uma temperatura da superfície da Terra compatível com a existência de água líquida e, portanto, da vida. Não há ocorrência clara de grandes glaciações nos primeiros dois bilhões de anos da Terra, como pode ser visto na figura 8. Os períodos quentes, caracterizados pela ausência de geleiras polares, dominaram portanto a maior parte do tempo geológico, em especial nas épocas mais antigas que 800 MA.

Na figura 8 verifica-se que os períodos frios, caracterizados pelo desenvolvimento de calotas glaciais que puderam atingir até latitudes médias ou baixas, duraram somente entre algumas dezenas e centenas de milhões de anos. O exemplo melhor conhecido de um período quente é o do Cretáceo médio, há cerca de 100 Ma, em que a temperatura global esteve excepcionalmente elevada. Na época não havia geleiras polares, e ocorreram as maiores transgressões marinhas do Fanerozóico; a maioria das massas continentais localizava-se em latitudes baixas ou médias, e uma tectônica ativa colocava grandes quantidades de CO₂ na atmosfera, intensificando o efeito estufa.

Houve pelo menos sete grandes períodos glaciais na história da Terra. No Proterozóico, em torno de 2 300 Ma, é registrada a primeira grande glaciação que afetou o planeta, denominada Huroniana. Entretanto é no período de transição entre o Proterozóico e o Fanerozóico, justa-

mente aquele que viu aparecer a vida multicelular, é que ocorreram três grandes glaciações: a Sturtiana (750-700 Ma), a Marinoana(630-610 Ma), que pode ter sido global (“Snowball Earth”, ou Terra Bola de Neve), atingindo latitudes tropicais e a Gaskiers (550-540 Ma). A figura 9 mostra a evolução da temperatura média da superfície da Terra ao longo do Fanerozóico, bem como a extensão latitudinal dos períodos glaciais ocorridos desde a glaciação Marinoana. Verifica-se que as temperaturas médias variaram gradualmente em todo o período, com dois mínimos pronunciados, um no Carbonífero, por volta de 300 Ma, e o outro correspondente ao Quaternário. A glaciação de 300 Ma é a chamada “Glaciação Gondwânica”, que afetou todos os continentes que fizeram parte do supercontinente de Gondwana, o qual na época constituía parte da Pangea, e localizava-se justamente em latitude polar. Finalmente, a última das glaciações do planeta, que perdura até hoje, começou há cerca de 15 milhões de anos no hemisfério sul, onde se localiza o continente Antártico. Nos últimos dois ou três milhões de anos da história da Terra registraram-se com precisão vários avanços e recuos das geleiras, muito bem documentados pelos depósitos glaciais do hemisfério norte. Pelas evidências, a glaciação do Quaternário apresentou uma dezena de oscilações maiores, e cerca de quarenta oscilações menores. Hoje estamos vivendo o mais recente episódio interglacial dessa glaciação, iniciado há cerca de 10 000 anos.

As causas das grandes flutuações climáticas, e espe-

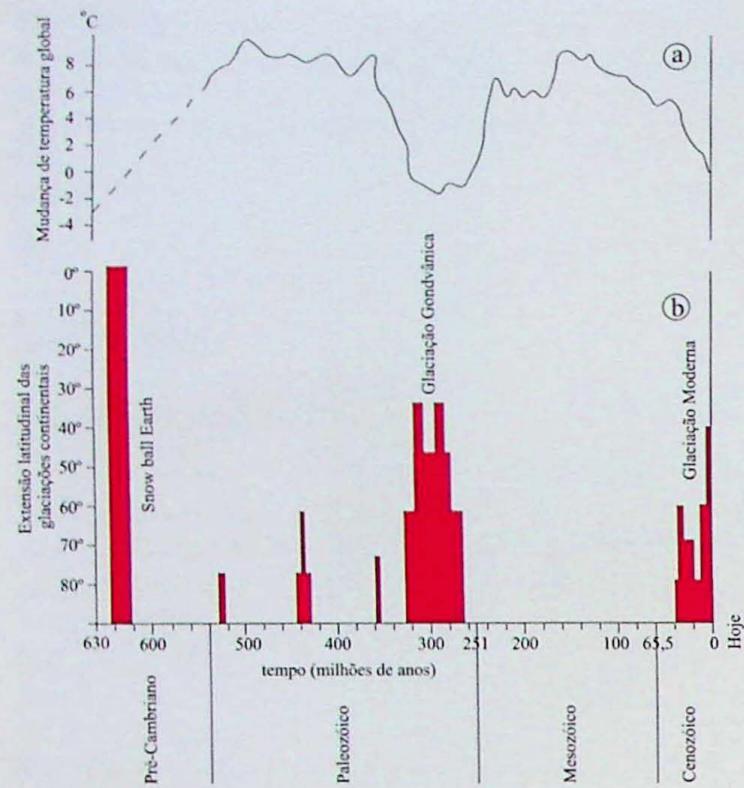


Figura 9: Evolução da temperatura média da superfície da Terra ao longo do Fanerozóico, e extensões latitudinais das glaciações globais principais ocorridas desde a “Snow Ball Earth” (glaciação Marinoana).

cialmente dos resfriamentos que conduzem às glaciações ainda não estão bem compreendidas, e normalmente são associadas a variações nos padrões de circulação oceânica, e em particular ao transporte de calor para as latitudes polares. Por outro lado, a situação das massas continentais e do relevo, e outras feições condicionadas à atuação da dinâmica interna, podem ser importantes. Como exemplo, o resfriamento global ocorrido recentemente e que levou o planeta à glaciação do Quaternário pode estar associado ao levantamento do platô tibetano nos Himalaias, iniciado há aproximadamente 50 Ma, que modificou sensivelmente a circulação atmosférica global.

As idades das Grandes Províncias Magmáticas têm coincidido, aproximadamente, com os mais importantes períodos de extinção de espécies durante a história geológica da Terra (Courtillot, 1999). Na figura 10 os exemplos mais marcantes da associação entre formação de LIPs e grandes extinções de formas de vida são o evento chamado K-T do final do Cretáceo (70 Ma) associado com o vulcanismo "Deccan" na Índia, a extinção do Jurássico (180 Ma) associada com a formação dos basaltos do Karroo no sul da África e a extinção de plantas e animais do Permiano (250 Ma) com a província Siberiana de derrames de basalto. Por isto pensa-se que a formação dessas províncias teria um efeito importante sobre a vida do planeta, mudando as condições ambientais na escala global. Durante a formação das LIPs seria liberada uma grande quantidade de gases tóxicos para os seres vivos, incluindo por exemplo SO_2 , Cl , F , NH_4 , etc, que formariam, entre muitos outros compostos, ácido sulfúrico na atmosfera, provocando chuvas ácidas, que por sua vez ensejariam o

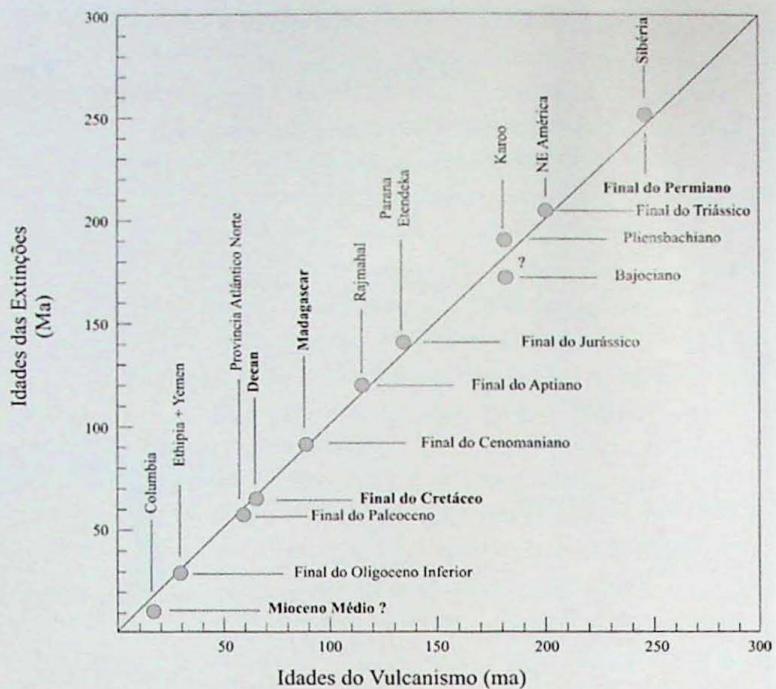


Figura 10: Diagrama de correlação entre as épocas de formação das Grandes Províncias Magmáticas e grandes extinções de formas de vida, no Meso-Cenozóico. (Courtillot, 1999)

aumento de lixiviação de nutrientes dos solos, inviabilizando a sobrevivência de muitas espécies.

Embora muito afastado da superfície da Terra, o núcleo terrestre também pode ter a sua importância para a vida no planeta, em especial na forma em que a dinâmica do núcleo externo fluido, onde se origina o campo geomagnético, pode ter afetado a evolução biológica no curso do tempo geológico. Como já foi descrito, o campo geomagnético, formador da magnetosfera, é um escudo que protege o planeta do impacto de raios cósmicos e vento solar. Entretanto, possui grande variabilidade em sua intensidade, dada a existência das reversões de polaridade, que nos últimos períodos da história da Terra têm ocorrido com freqüência da ordem de uma em cada milhão de anos. O modelo idealizado para a ocorrência de reversão é uma mudança nas condições de movimentação do material fluido no núcleo externo, e a decorrente diminuição da intensidade do campo até anular-se, para recomeçar um novo ciclo com polaridade invertida, mas com geometria sempre dependente do eixo de rotação do planeta. Especula-se que, nos períodos relativamente curtos de intensidade nula ou muito baixa, a superfície da Terra perderia seu escudo protetor e seria invadida por radiações incidentes em escala muito maior, ensejando uma aceleração na taxa de mutações nas diferentes espécies expostas, e portando uma aceleração nos processos de seleção natural e na velocidade de aparecimento de espécies novas.

Referências

- Anderson, D.L. 1989 – Theory of the Earth – Blackwell Scientific Publications, 366p.

Condie, K.C. 1998 – Episodic continental growth and super-

- continents: A mantle avalanche connection?, *Earth Planetary Science Letters*, 163: 97-108.
- Condie, K.C. 2001 – Mantle Plumes and their Record in Earth History. – Cambridge University Press, 306p.
- Condie K.C. & Pease V. 2008. When Did Plate Tectonics Begin on Planet Earth. *The Geological Society of America, Special Paper* 440: 294 pp.
- Cordani U.G & Sigolo, J.B.-. 1997. – Composição e estrutura interna de Marte – In: O Massambani & M.S.M. Mantovani –(Eds.) : Marte: Novas Descobertas, IAG USP, Cap.4 – p 121-138.
- Courtillot V. 1999. Evolutionary Catastrophes: the Science of Mass Extinctions: Cambridge University Press, 173 pp.
- Dewey, J.F. 2007 – The secular evolution of plate tectonics and the continental crust: An outline. In: Hatcher, R.D.Jr, Carlson, M.P., McBride, J.H. & Martínez-Catalan, J.R. (Eds) , 4-D Framework of Continental Crust, *GSA Memoir* 200: 1-7.
- Le Pichon X. 1968. Sea-floor spreading and continental drift. *Journal of Geophysical Research*, 73, 3661-3687.
- Mahoney J.J. & Coffin M.F. (Eds.) 1997. Large Igneous Provinces: continental, oceanic and planetary flood volcanism. *Geophysical Monograph* 100, American Geophysical Union: 438 pp.
- McCormick M. Patrick E. 1995. Atmospheric effects of the Mt Pinatubo eruption. *Nature* 373: 399-404.
- Robock A. 2000. Volcanic eruptions and climate: *Reviews of Geophysics*. 38: 2, 191-219.
- Rogers, J.J.W. 1996 –A history of continents in the past three billion years. - *Journal of Geology*, 104: 91-107.
- Stephen S. & Rampino M. R. 1981. The 1883 eruption of Krakatau. *Nature*, 294: 699-704.
- Tardy, Y & Roquin C. 1998. Dérive des continents, Paléoclimats et altérations tropicales, Editions BRGM, 473 pp.
- Tassinari C.C.G. 2000. Tectonica Global. In: W. Teixeira, M.C.M Toledo, T. Fairchild & F. Taioli (Eds): Decifrando a Terra, Oficina de Textos, , p.: 98-112.
- Teixeira, W., Toledo, M.C.M. de, Fairchild, T.R. & Taioli, F.(Org.), 2000 – Decifrando a Terra. – Oficina de Textos, São Paulo, 568 p.
- Uyeda S. 1971. New view of the Earth. *Moving Continents and Moving Oceans*. W. H. Freeman and Company, 217 pp.
- Van Kranendonk, M.J., Smithies, R.H., Hickman, A.H & Champion, D.C. – 2007 – Secular tectonic evolution of Archean continental crust: Interplay between horizontal and vertical processes in the formation of the Pilbara Craton, Australia. –*Terra Nova*, 19: 1-38.
- Wilde S., Valley J., Peck W.H., Grahan C.M. 2001. Evidence from detrital zircons for the existence of continental crust and oceans on the Earth 4.4 Gyr ago. *Nature*, 409: 175-178.

PROMOÇÃO



PATROCINADORES - DIAMANTE

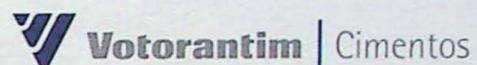
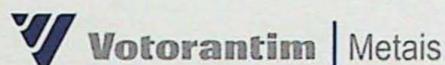
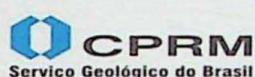


PATROCINADORES - OURO



Ministério de
Minas e Energia

Secretaria de Geologia,
Mineração e Transformação Mineral



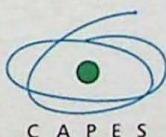
PATROCINADORES - PRATA



Companhia
Editora Nacional



SUPERINTENDÊNCIA DE
GEOLOGIA E MINERAÇÃO



APOIO



www.mercadoambiental.com.br

ABEQUA

SBPC

ORGANIZAÇÃO



Livros Textos publicados pela Sociedade Brasileira de Geologia

1. Hardy Jost & José Affonso Brod - Como redigir e ilustrar textos em Geociências (2005)
2. Nolan Maia Dehler & Rômulo Machado - Introdução aos conceitos de transpressão e transtraçao e exemplos de cinturões transpressivos (2006).
3. Marek Chvátal - Tradução de Igor de Abreu e Lima - **Mineralogia para principiantes, cristalografia** (2007).
4. Ismar de Souza Carvalho & Antonio Carlos Sequeira Fernandes - Icnologia (2007).
5. Marcos A. L. do Nascimento, Ursula A. Ruchkys e Virginio Mantesso - Neto - Geodiversidade, Geoconservação e Geoturismo - Trinômio importante para a proteção do patrimônio geológico (2008).

ISBN 978-85-99198-08-7



9 788599 198087