

2. Conhecimentos fundamentais

Ao estudar petrologia de rochas ígneas, deve-se confirmar alguns conhecimentos fundamentais da geologia geral. O mundo da geologia está com cheio de mitos e superstições. Até mesmo no presente, início do século XXI, as teorias já abandonadas nos séculos passados continuam sendo divulgadas através de livros, jornais, revistas e programas de televisão.

2.1. Corpo, rocha e mineral

A superfície da Terra é coberta geralmente pelo solo. Abaixo do solo, porém, existe a parte sólida composta principalmente de materiais silicáticos. De acordo com o tamanho e as propriedades, esses **materiais, constituintes da crosta** terrestre, são classificados em: 1) **corpo** geológico; 2) **rocha**; e 3) **mineral**. Corpos geológicos são unidades que compõem a crosta terrestre, com tamanho variando de metros até dezenas de quilômetros, estudadas normalmente em trabalhos de campo. O **estudo de corpos** geológicos é denominado **geologia** (*stricto sensu*), ou seja, geologia do campo. **Rochas** são **materiais constituintes dos corpos** geológicos, estudadas no tamanho de amostras de mão, cerca de 10 cm, em laboratórios. As rochas são normalmente materiais heterogêneos, compostas principalmente de várias fases de silicato, e cada **fase é quimicamente homogênea**, denominada **mineral**. Os **estudos específicos das rochas e dos minerais** são chamados respectivamente de **petrologia e mineralogia**. A **descrição** e a classificação das rochas são chamadas de **petrografia**. O tamanho dos minerais varia geralmente de micrométrico até centimétrico (Fig. 2.1; Tabela 2.1). Cientificamente, o termo mineral (*stricto*

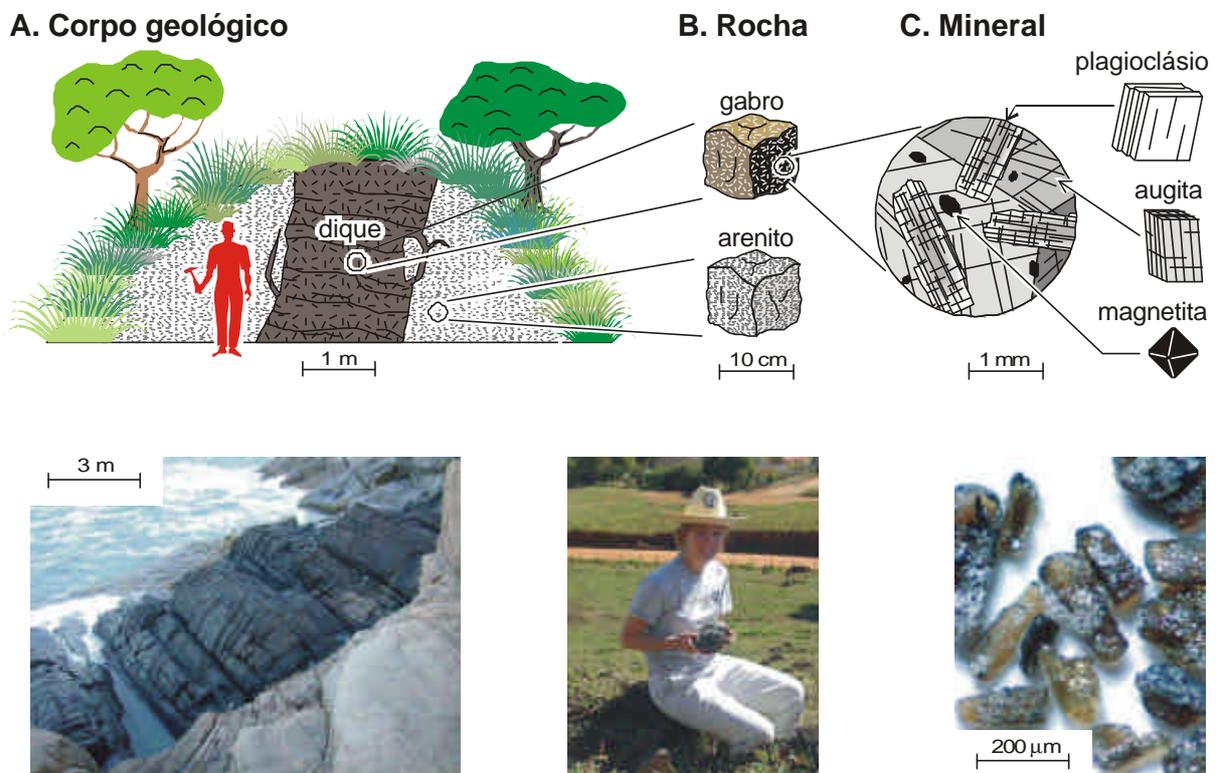


Fig. 2.1. Ilustração esquemática de: (A) corpo geológico, dique de gabro, Cabo Frio - RJ; (B) rocha, granada anfíbolito, Aiuruoca - MG; (C) mineral, bronzita, Vulcão Lautaro - Patagônia, Chile.

Tabela 2.1. Diferenciação entre corpo geológico, rocha e mineral.

Unidade	Tamanho exemplar	Modo geral de ocorrência	Estudo	Metodologia do estudo
Corpo	1 m - 10 km	composto de uma ou mais rochas	geologia	trabalhos de campo
Rocha	2 cm - 20 cm	composta de mais de um mineral	petrologia	estudo no laboratório
Mineral	1 µm - 10 mm	crystal, quimicamente homogêneo	mineralogia	estudo no laboratório

sensu) significa os materiais inorgânicos que possuem estrutura cristalina ordenada e composição química homogênea.

Corpos ígneos são definidos como corpos formados através do **resfriamento de magmas**. Um corpo ígneo corresponde a um pulso de intrusão magmático ou extravasamento de lava. A diferença entre rochas ígneas e corpos ígneos está basicamente nas escalas. Certos corpos ígneos são compostos apenas de um tipo de rocha ígnea, porém, **a maioria dos corpos ígneos inclui mais de um tipo de rocha ígnea**. Sem dúvida, a origem e natureza dos corpos ígneos são intimamente relacionadas às de rochas ígneas. Entretanto, poucos livros didáticos explicam detalhadamente e corretamente a relação entre os dois, portanto, ainda existem confusões.

2.2. Rochas ígneas, sedimentares e metamórficas

As **rochas são classificadas** tradicionalmente em **três categorias** por sua **gênese**: 1) **ígneas**; 2) **sedimentares**; e 3) **metamórficas** (Fig. 2.2; Tabela 2.2). As **rochas ígneas** são definidas como as que são formadas por meio do **resfriamento de magmas**, sendo consideradas como **rochas primárias**, ou seja **origem líquida**. A energia formadora das rochas ígneas de magmas é o **calor interno da Terra**. O resfriamento dos magmas pode ocorrer tanto na superfície quanto no interior da Terra. As **rochas sedimentares** são definidas como as que são formadas por meio da **sedimentação** ou decantação de materiais na superfície da Terra. Normalmente existem rochas originais que foram **desagregadas**, decompostas e **transportadas**, e esses materiais foram levados até o local de **sedimentação**. Neste sentido, as rochas sedimentares são consideradas **secundárias, origem sólida**. A **energia** formadora das rochas sedimentares é fundamentalmente **solar e química**. O local de formação é especificamente a **superfície da Terra**. As **rochas metamórficas** são definidas como as que se formam por meio da **transformação de rochas originais** sob altas **temperaturas e pressões do interior da Terra**. As rochas originais podem ser tanto ígneas, sedimentares quanto metamórficas. Neste sentido, as rochas metamórficas são classificadas como as **secundárias**, também de **origem sólida**. A **energia** formadora das rochas metamórficas é térmica e mecânica da parte interna da Terra, e o local de formação é especificamente o **interior do planeta**. Desta forma, as gêneses de rochas ígneas, sedimentares e metamórficas são comparadas com os processos de fabricação de vidro (mineral fundido), cimento (grãos de areia colados) e cerâmica (argila calcinada no forno). Na realidade, existem rochas cuja origem não é esclarecida ou difícil a ser definida. Por exemplo, as rochas consideradas de proveniência direta do manto são enquadradas convencionalmente na categoria de rochas ígneas. Porém, não há certeza de serem realmente de origem magmática. Tufos são originados do magma e depositados na superfície da Terra, neste sentido, podem ser enquadrados tanto na categoria de

Tabela 2.2. Classificação genética das rochas em três categorias: ígnea, sedimentar e metamórfica.

Categoria	Energia	Local de formação	Temperatura	Natureza	Exemplos
Ígnea	terrestre	superfície e interior	600 a 1200°C	primária	granito, basalto
Sedimentar	solar e química	superfície	ambiental	secundária	arenito, argilito, calcário
Metamórfica	terrestre	interior	300 a 700°C	secundária	gnaisse, xisto, mármore

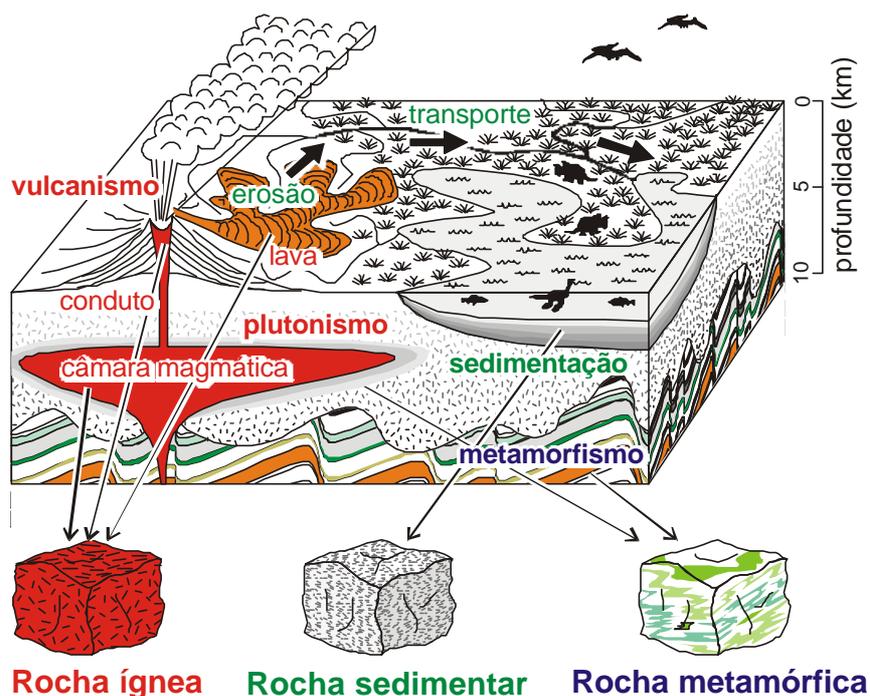


Fig. 2.2. Classificação genética das rochas em três categorias: rocha ígnea (granito, Bico do Papagaio - Rio de Janeiro); rocha sedimentar (arenito, Rincón de Salces - Neuquen, Argentina); rocha metamórfica (cianita sillimanita xisto, Armação de Búzios - RJ).

rochas ígneas quanto as sedimentares. Apesar destes problemas, a classificação em três categorias se tornou popular desde o final do século XIX.

2.3. Estrutura do Planeta Terra e geração do magma

O termo geológico “**magma**” corresponde ao material **subterrâneo** de composição **silicática** em **fusão** devido à alta temperatura. Mesmo sendo um líquido subterrâneo, a água de fontes térmicas não é o magma, porque não é silicato. Mesmo sendo líquido silicático, o vidro em fusão na caldeira de fábricas não é o magma, porque a energia térmica não é subterrânea. Na literatura geológica, este termo é utilizado comumente para **líquidos silicáticos**, eventualmente para os **carbonáticos**, com **inclusão** de **voláteis** (gases) e **crístais** (sólidos). O termo **melt** corresponde somente à **parte líquida** do magma. Quando o magma se resfria e se consolida, são formadas as rochas ígneas.

Na década de 1960, houve descoberta de **lavas** compostas de rochas **carbonáticas** no Vulcão Oldoinyo Lengai, Tanzânia. Além disso, foram descobertos **corpos intrusivos** de rochas **carbonáticas** em vários locais do mundo, inclusive no Brasil. Apesar de não ser de composição silicática, os comportamentos destes líquidos são os mesmos dos magmas silicáticos. Desta

Tabela 2.3. Materiais constituintes da crosta, manto e núcleo. O manto superior e o inferior são divididos pela composição mineralógica, e não química.

Divisão		Composição	Materiais representativos	Estado
Crosta	continental	félsica a intermediária	granito, granodiorito, gnaisse, rochas sedimentares	sólido
	oceânica	máfica	rochas basálticas	sólido
Manto	superior	ultramáfica	dunito e lherzolito com olivina α	sólido
	inferior	ultramáfica	magnésio-perovskita e magnesioustita	sólido
Núcleo	externo	metálica	Fe, Ni e outros elementos	líquido
	interno	metálica	Fe puro	sólido

forma, essas rochas carbonáticas foram incluídas na categoria de rochas ígneas, denominadas de **carbonatito** junto com reconhecimento de **magma carbonatítico**. Os carbonatitos estão associados frequentemente a minerais de importância econômica, tais como apatita (minério de fósforo), pirocloro (minério de nióbio), monazita (minério de urânio, tório e elementos terras raras), etc.

O Planeta Terra possui um raio de aproximadamente 6330 km, sendo constituído principalmente pelo **núcleo** com **3470 km de raio** e o **manto** com **2850 km de espessura**. Na região **continental**, a **espessura da crosta** é muito **variável**, sendo de **30 a 60 km de espessura** e na região **oceânica**, a espessura é relativamente **homogênea**, sendo em torno de **6 km** (Tabela 2.3). A estrutura foi determinada através de **estudos sísmicos**, ou seja, os de transmissão de ondas sísmicas dentro da Terra (Fig. 2.3; 2.4). A **divisão** entre o núcleo, o manto e a crosta é função da **diferença na composição química**. Mais de 90% de componentes do **núcleo** são materiais **metálicos**, interpretados como a liga de **Fe e Ni**. A **parte externa**, com **2660 km de espessura** está em estado **líquido**, denominado **núcleo externo**. O fato de estar em estado líquido foi determinado por não transmitir a onda sísmica S. A **parte interna**, com **1210 km de raio**, está em estado sólido e é chamada de **núcleo interno**. As pesquisas recentes de físico-química indicam que o núcleo interno é composto provavelmente de ferro puro. O **manto** ocupa cerca de **83 % do volume** da Terra e é **constituído** principalmente por silicatos sólidos com muito alto

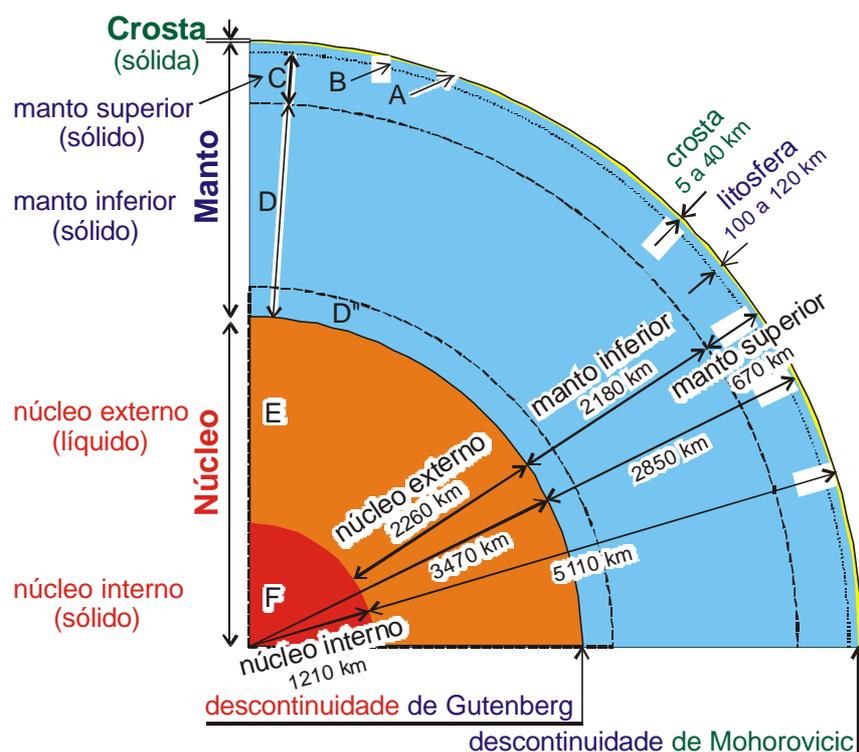


Fig. 2.3. Estrutura interna do Planeta Terra com base nos estudos sísmicos. Planos de descontinuidade de Mohorovicic e de Gutenberg correspondem, respectivamente, ao limite entre a crosta e o manto, e o manto e o núcleo.

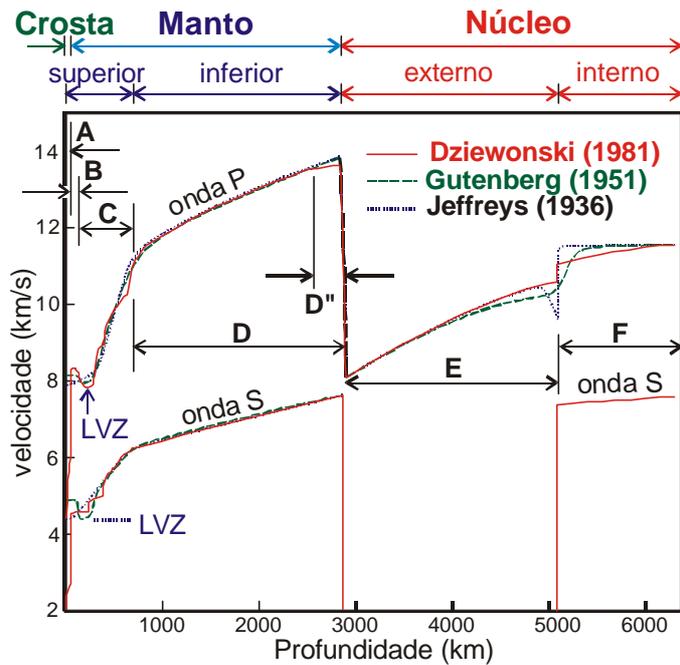


Fig. 2.4. Variação da velocidade das ondas sísmicas P e S em função da profundidade, segundo Jeffreys (1936), Gutenberg (1951) e Dziewonski (1981).

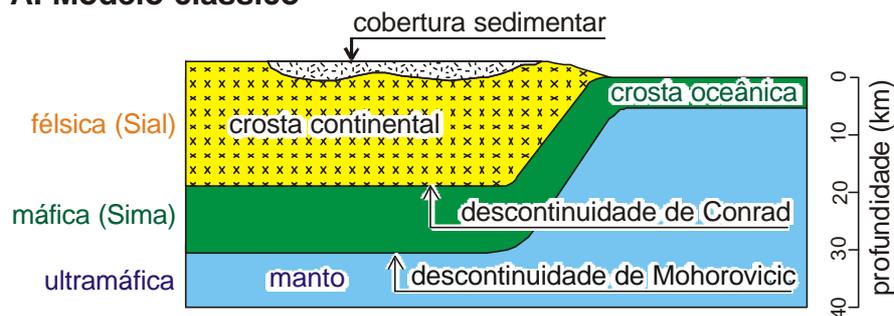
teor de Mg e Fe e muito baixo Na, K, Al e Si. Tais materiais são denominados **rochas ultramáficas**. As rochas ultramáficas são os silicatos de abundância predominante no Sistema Solar, inclusive na Terra, entretanto, muito raras na superfície da Terra. O **manto superior, até 670 km de profundidade**, é composto de **rochas ultramáficas menos densas**. O **manto inferior, de 670 km até 2850 km**, é constituído pelas rochas da mesma composição, porém **mais densas** devido à compactação e **transformação de fase mineralógica** por causa da alta pressão.

A **crosta também é composta de silicatos sólidos**. A **crosta continental** é constituída por

rochas com muito baixo teor de Mg e Fe e com alto teor de Na, K, Al e Si, denominadas **rochas félsicas**. O **granito** é uma rocha representativa de composição félsica. Por outro lado, a **crosta oceânica** é composta de rochas com teor relativamente elevado de Mg e Fe, e baixo teor de Na, K, Al e Si, mas não tanto quanto as rochas do manto, denominadas **rochas máficas**. O **basalto** é uma rocha representativa da composição máfica. Tradicionalmente, as composições félsicas e máficas são chamadas respectivamente de Sial (sílica e alumínio) e Sima (sílica e magnésio). Até a década de 1950, acreditava-se que na região continental a crosta oceânica de composição máfica (básica, basáltica, Sima) era sobreposta pela crosta continental félsica (ácida, granítica, Sial). O plano da descontinuidade sísmica de Conrad era interpretado como o limite entre as duas partes (e.g. Wilson, 1954). Entretanto, as pesquisas sísmicas detalhadas após a década de 1960 vêm revelando o fato de que **não há a crosta oceânica basáltica abaixo da crosta continental granítica** (Fig. 2.5). Atualmente, acredita-se que a parte superior da crosta continental é composta de rochas de composição félsica (graníticas), e a parte inferior, de rochas de composição intermediária (andesítica ou diorítica), entretanto, há uma **grande heterogeneidade** na distribuição **horizontal**. A **variação vertical** de composição da **crosta continental** é **gradativa**, não havendo plano de descontinuidade notável (e.g. Oliver 1982; Kaneoka, 1989). O **plano de Conrad**, que se detecta em algumas regiões continentais, pode corresponder à **camada de fusão parcial**, ou seja, da **anatexia**, (estado de fusão parcial) na crosta continental média, com cerca de 15 km de profundidade.

Ao **entrar no interior da Terra, eleva-se a temperatura**. Desta forma, antes do século XX, prevaleceu a seguinte idéia: abaixo de determinada profundidade as rochas estariam em estado de fusão, isto é, o magma estaria presente em qualquer região do mundo. Entretanto, junto com a temperatura **eleva-se**, também, **a pressão**. O aumento da pressão **dificulta a fusão** do manto, sendo de efeito contrário ao da temperatura. Com a exceção da parte superficial, a **velocidade de ondas sísmicas dentro do manto aumenta conforme a profundidade** (Fig. 2.4).

A. Modelo clássico



B. Modelo atualizado

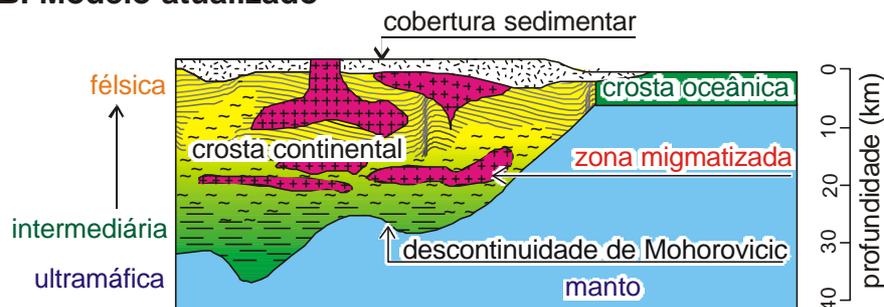


Fig. 2.5. Estrutura da crosta segundo: A) modelo clássico, e.g. Wilson (1954), aceito até a década de 1950; B) modelo atualizado, e.g. Oliver (1982), divulgado a partir da década de 1960.

O fato significa que, **de acordo com a profundidade**, o manto se torna **mais rígido**, e a sua **fusão** se torna **mais difícil**.

No estado térmico atual da Terra, **o efeito da pressão é superior ao da temperatura**, sendo contrário da opinião que prevaleceu no século XIX. **Quanto maior for a profundidade tanto mais difícil será a fusão**. Nos dicionários, livros, jornais e revistas de caráter popular não científico, encontra-se ainda a opinião de que o manto geral está em estado pastoso, semi-derretido, ou o manto inferior está em estado líquido. Entretanto, tal argumento de fato já era derrubado pelas observações sismológicas estabelecidas na década de 1930. Conforme a Fig. 2.4, **a onda sísmica S propaga-se no manto**. Este é um comportamento físico típico de materiais em estado **sólido**. Desta forma, pode-se afirmar que não há uma camada geral em estado líquido no manto. A **geração do magma é um fenômeno raro e regional**, que ocorre na **parte próxima à superfície do manto**.

O núcleo externo está certamente em estado líquido, entretanto, o fato não é devido à elevação da temperatura, mas, à sua composição química metálica. Os materiais metálicos que constituem o núcleo possuem a temperatura de fusão mais baixa do que a dos silicatos que compõem o manto.

A parte próxima à superfície da Terra, **até cerca de 100 km de profundidade**, é intensamente **resfriada pela irradiação**, ou seja, a emissão do calor interno do planeta Terra ao espaço. Nesta camada fria, denominada **litosfera** ou **placa**, **não ocorre geração do magma** devido à baixa temperatura apesar de estar em pequena profundidade. Portanto, a **fusão parcial** do manto **pode ocorrer** somente em uma faixa estreita de profundidade, **logo abaixo da litosfera**, denominada **astenosfera** (Fig. 2.6). A astenosfera é determinada pelos estudos sísmicos na forma da **zona de baixa velocidade (LVZ)**, que está presente de 100 a 400 km de profundidade, onde as velocidades de ondas sísmicas P e S são inferiores às na camada superior, a litosfera. O **magma gerado a partir da fusão parcial do manto superior** é denominado **magma primário**.

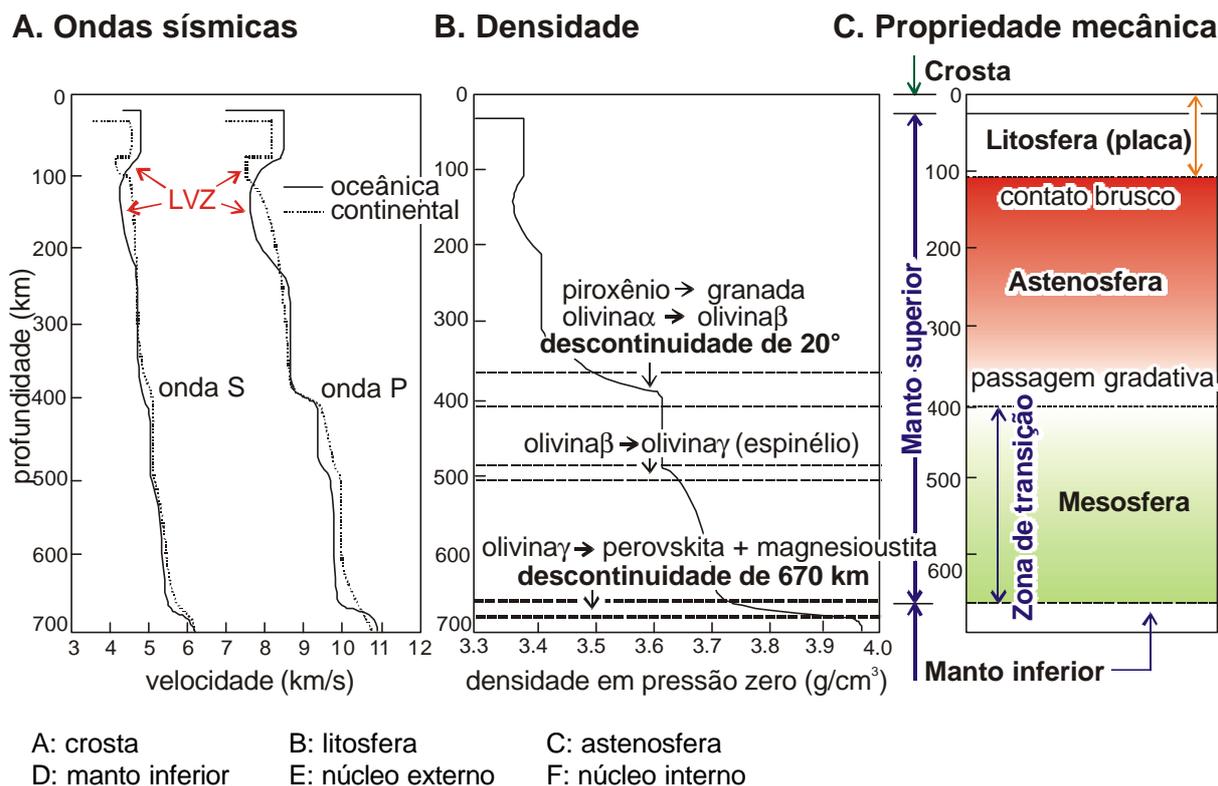


Fig. 2.6. Estrutura detalhada do manto superior: (A) velocidades de ondas sísmicas, segundo Anderson & Hart (1983); (B) densidade em pressão zero, segundo Mason & Moor (1982); (C) propriedades mecânicas de acordo com a tectônica de placas. As linhas inteiras e tracejadas da (A) apresentam respectivamente os exemplos da região oceânica e continental. A área sombreada da (C) se refere à faixa de profundidade onde pode ocorrer fusão parcial quando houver condições locais favoráveis.

Interpreta-se que a maioria do magma primário é de composição basáltica. O basalto que constitui a crosta oceânica é denominado **MORB** (Mid Ocean Ridge Basalt) e possui composição próxima à do magma primário.

No século XIX, com base na hipótese do manto do estado líquido, acreditava-se que o magmatismo poderia ocorrer em qualquer região do mundo onde as fraturas da crosta continental chegassem até o manto. Entretanto, com a compreensão do estado sólido do manto, pode-se dizer que em **condições normais**, o **manto não se funde**, isto é, não há lençol de magma dentro do manto. Nota-se que as curvas da fusão de rochas basálticas e do gradiente geotérmico da região oceânica não se cruzam (Fig.

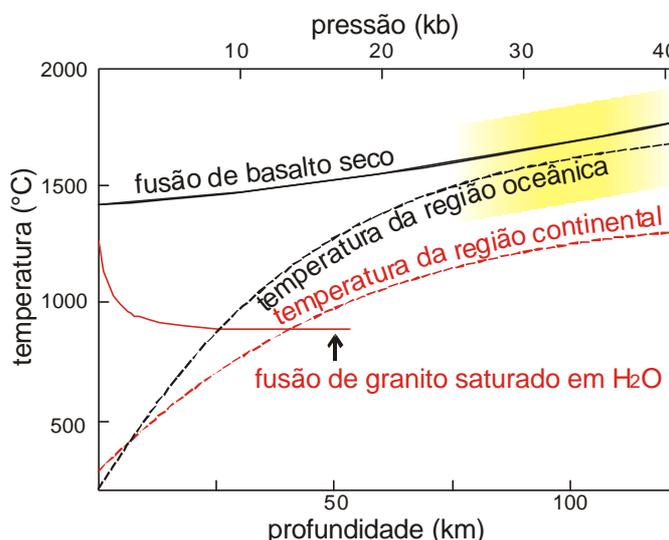


Fig. 2.7. Variação da temperatura de fusão de rochas basálticas (basalto e eclogito) em estado seco (sem H₂O) e de granito em estado úmido (com H₂O em excesso) em comparação com a temperatura subterrânea (gradiente geotérmico) da região continental e da oceânica, em função da profundidade (pressão), segundo Kushiro (1982). Nota-se que a rocha do manto não se funde sem H₂O e, a rocha da crosta continental se funde com excesso de H₂O.

2.7). Porém, estas se aproximam na faixa de profundidade de 60 a 150 km (área sombreada). O fato indica que **a fusão parcial do manto** pode ocorrer nesta faixa de profundidade **em condições especiais**.

Além da fusão parcial do manto superior, a **crosta continental média**, de profundidade em torno de 15 km também **pode se fundir com presença de H₂O em quantidade suficiente**, (Fig. 2.7). O **magma gerado através deste processo** tem **composição granítica a granodiorítica**. Considera-se que, a maioria das **rochas graníticas da região continental de idade mais jovem do que 2700 Ma** são derivadas principalmente do magma granítico gerado a partir deste tipo de **refusão da crosta continental antiga**. A sigla internacional “Ma”, que representa idades geocronológicas significa milhões de anos atrás a partir do presente. Isto é, a expressão “2700 Ma” corresponde a 2 bilhões e 700 milhões de anos atrás contando a partir do presente.

Os **magmas máficos e ultramáficos podem ser gerados também pelo calor dos impactos de pequenos corpos celestes**, tais como **asteróides e cometas**. Até o final do século XX, fenômenos extraterrestres eram considerados como pouco importantes para a gênese de magmatismos terrestres. Entretanto, nas últimas décadas, os impactos estão chamando atenção dos geólogos progressistas, sobretudo no sentido de formação das jazidas metálicas do Precambriano.

Na segunda metade do Século XX, chegou a ser considerado que a fusão parcial do manto, que é o processo principal da geração dos magmas, se processa apenas abaixo de **algumas regiões em condições excepcionalmente favoráveis**, onde ocorre: 1) **aquecimento local** do manto por ascensão ativa de **pluma quente em hot-spots**; 2) **descompressão** por ascensão passiva do manto nas **cadeias meso-oceânicas**; 3) **abaixamento de temperatura de fusão** por atividades físico-químicas de materiais voláteis, sobretudo de H₂O, nas **zonas de subducção** (Tabela 2.4; Fig. 2.8).

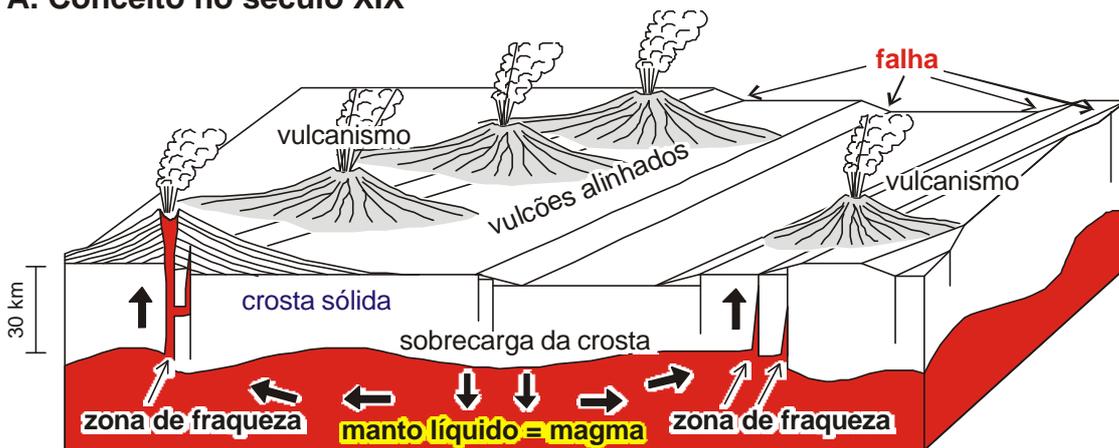
Estudos recentes indicam que o **efeito de H₂O é muito mais importante** do que as considerações anteriores, isto é, a geração do magma no manto é mais difícil a ocorrer do que as interpretações da meidana do Século XX. O **aquecimento local e a descompressão** podem estabelecer **condições regionais** de geração magmática porém, a princípio, **não são fatores satisfatórios** para o estado térmico da Terra do presente. O manto terrestre parece não ser tão quente tanto quanto à idéia anterior. Desta forma, a partir do final do Século XX, surgiu a idéia de que a **presença de H₂O é o fator direto e fundamental** para geração dos magmas primários do manto, sobretudo nas zonas de subducção e hot-spots. Falando em extremidade, o manto seco não gera o magma.

A interpretação sobre o processo de ascensão magmática também transformou na segunda metade do Século XX. Na primeira metade do Século XX, prevaleceu a idéia de que o magma estaria presente abaixo de qualquer região. Bastaria a existência de zonas de fraqueza na crosta sólida, tais como falha, diaclasamento e zona de cisalhamento, o magma subiria através dessas, resultando em erupções vulcânicas. Certos autores se basearam nesta idéia e interpretaram as zonas de fraqueza como fatores fundamentais para vulcanismos e plutonismos (Almeida 1986).

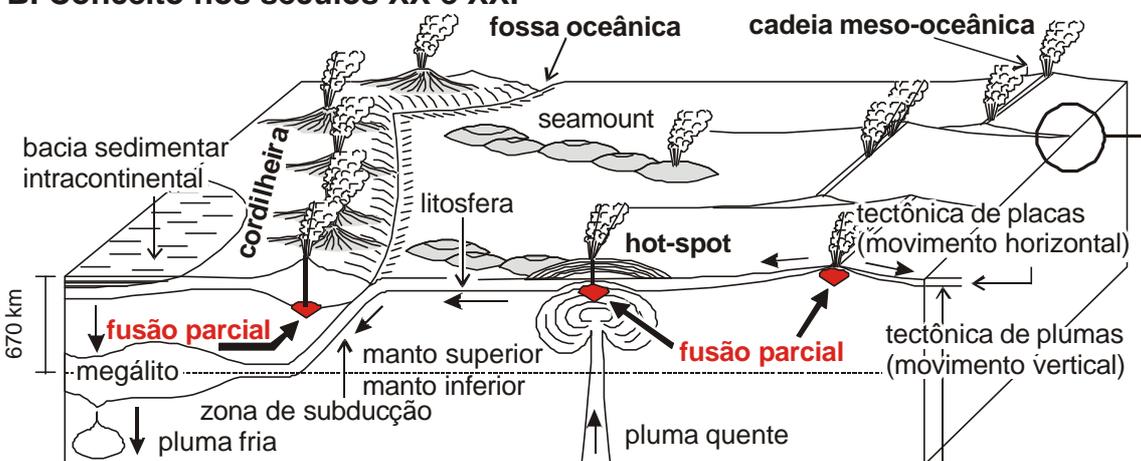
Tabela 2.4. Principais condições que causam a fusão parcial do manto conforme a idéia da segunda metade do Século XX.

Causa	Fator	Rochas ígneas representativas	Local (ambiente tectônico)
Abaixamento de temperatura de fusão	desidratação dos minerais e liberação de H ₂ O, fusão-desidratação	andesito, dacito e granito da série Ca-alcalina, trondhjemito, tonalito, adakito, basalto toleítico, álcali olivina basalto	zona de subducção: arco de ilhas, cordilheiras, hot-spot
Descompressão	ascensão passiva do manto superior	basalto toleítico (MORB)	cadeia meso-oceânica
Aquecimento local	ascensão ativa de pluma quente do manto	álcali olivina basalto e basalto toleítico	hot-spot, rifte continental

A. Conceito no século XIX



B. Conceito nos séculos XX e XXI



C. Perfil esquemático da zona de fratura

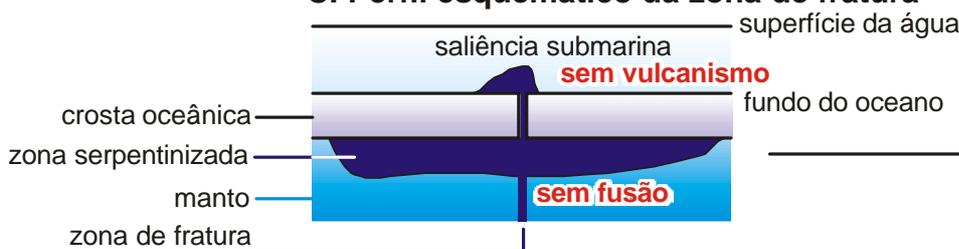


Fig. 2.8. Relação entre tectonismo e magmatismo segundo: (A) o conceito que prevaleceu no século XIX; (B) nos séculos XX e XXI, junto com (C) o perfil esquemático de falhas transformates e zonas de fratura do fundo do oceano da interpretação atual. No perfil de zonas de fratura, a profundidade do mar (4000 m) e a saliência linear ao longo de zonas de fratura (1000 a 1500 m) são exageradas em comparação com a espessura da crosta oceânica (6000 m). A espessura da zona serpentinizada do manto superior não está bem determinada.

Até mesmo nas regiões cuja crosta se apresenta altamente fraturada, **se o magma não está presente**, obviamente **não ocorrem magmatismos**. Como por exemplo, as **falhas transformantes** e sua continuação, **zonas de fraturas**, presentes **no fundo dos oceanos** são as fraturas existentes na superfície que penetram inteiramente a crosta oceânica (6 km de espessura) e o manto litosférico (94 km de espessura) e, **atingem o manto astenosférico de profundidade maior do que 100**

km. Mesmo assim, ao longo dessas **não ocorrem magmatismo** (Fig. 2.8B). Estas são contatos de placas de **baixa temperatura**, representados pela extrusão sólida de serpentinito.

Ao contrário, se o magma está presente em quantidade suficiente, o magmatismo acontece até mesmo nas áreas sem zonas de fraqueza crustal. Os estudos na segunda metade do Século XX revelaram o mecanismo de ascensão magmática com base no modelo **fraturamento hidráulico** (Fig. 2.9; Hubbert and Willis, 1959; Nakamura, 1969; Phillips, 1974; Hills, 1975; Haimson, 1975; Motoki and Avila, 1988, etc.). Isto é, a **pressão do magma cria fraturas crustais** em direção perpendicular ao eixo σ_3 para se intrudir, **ao invés de aproveitar as fraturas preexistentes**. As fraturas preexistentes que não são paralelas à referida direção recebem esforço litostático subterrâneo no sentido de não abrir, o que dificulta a intrusão magmática ao longo dessas. Portanto, **para ocorrerem magmatismos, as zonas de fraqueza crustal não são fatores necessários**. As pesquisas acima citadas chegam à conclusão contra a opinião dos geólogos tradicionais, porém, muito simples, natural e lógica: **os magmatismos ocorrem nas regiões onde o magma está presente**.

Por outro lado, observa-se que há uma **confusão** amplamente difundida dos conceitos **entre placa e crosta**, isto é, a placa seria composta da crosta rígida e a astenosfera seria constituída pelo manto pastoso. Entretanto, de fato, **a crosta (félsica a intermediária) e o manto (ultramáfico) são distinguidos por propriedades químicas e a litosfera (mais rígida) e a astenosfera (menos rígida) são distinguidas por propriedades mecânicas**. O limite entre a

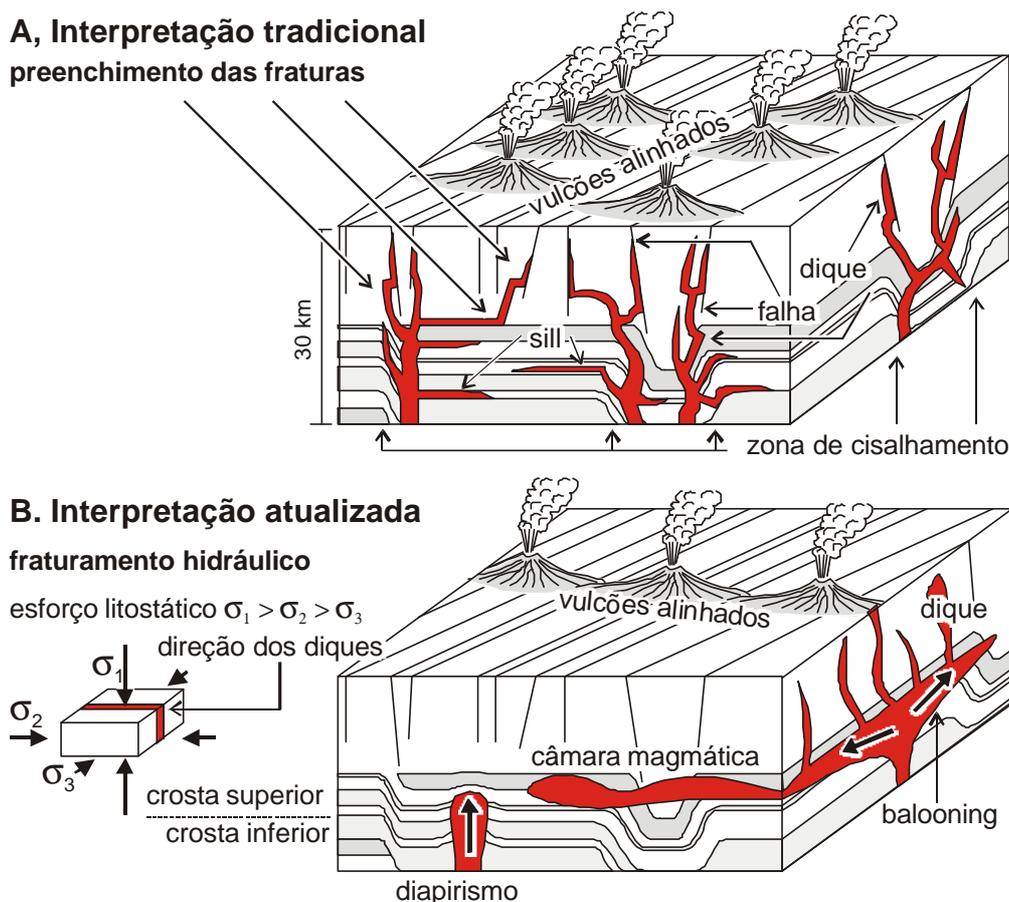


Fig. 2.9. Mecanismo de intrusão magmática, segundo: (A) interpretação tradicional com base no preenchimento das fraturas preexistentes; (B) interpretação atualizada com base no diapirismo e balooning na crosta inferior dúctil e fraturamento hidráulico na crosta superior rúptil.

crosta e o manto foi definido inicialmente pela **elevação brusca da velocidade da onda sísmica** que ocorre na **descontinuidade de Mohorovicic**. A descoberta sismológica de Mohorovicic em 1904 indica o fato de que **o manto é mais rígido do que a crosta**. Na **região oceânica**, a placa tem espessura geral de 100 km e a crosta, 6 km. Isto é, **94% da placa são constituídos pelo manto** e apenas 6% pela crosta. Na verdade, a **tectônica de placas é movimento horizontal do manto**.

Até mesmo hoje em dia, no início do século XXI, o conceito fundamental da tectônica de placas não está sendo bem compreendido. Acredita-se que o referido equívoco é originado da consideração geral do século retrasado, como indicada na Fig. 2.8A. O entendimento da teoria da tectônica de placas é, sem dúvida, um pré-requisito fundamental para os geólogos contemporâneos e, portanto, os assuntos abordados neste capítulo devem ser bem aprendidos.

2.4. Energia interna do Planeta Terra

A consideração sobre a origem da energia interna do Planeta Terra, que causa magmatismos, está intimamente relacionada à interpretação do processo de formação do Planeta Terra. No **século XIX** e na **primeira metade do século XX**, era acreditada mundialmente a teoria de **origem da Terra em alta temperatura**. Esta teoria era chamada, também, como **teoria de fissão** e é baseada na idéia de que os planetas foram formados depois da formação do Sol. Isto é, antigamente, o Sol não tinha o sistema planetário. Em um tempo no passado, uma estrela aproximou-se do Sol e a força **gravitacional desta estrela extraiu** uma parte do **gás** presente na **superfície do Sol**. O gás extraído foi **resfriado no espaço**, e **se contraiu pela própria gravidade** universal para **formar os planetas**. A **Terra** também foi formada através deste processo, isto é, do resfriamento do **gás solar incandescente** e portanto era **uma bola de fogo** na época da sua formação (Fig. 2.10A). Desde a época da sua formação a Terra vem se resfriando até o presente.

Conforme esta teoria, no final do século XIX, W. Thomson, um físico inglês conhecido popularmente como Lord **Kelvin**, calculou **a idade do Planeta Terra** a partir da comparação entre o **estado térmico** da Terra da época da formação e do presente. Através da teoria física com base no resfriamento por irradiação a partir da superfície do planeta, ele concluiu que a formação Terra ocorreu no **mínimo 20 Ma** e no **máximo 400 Ma**. Esta idade calculada era amplamente aceita pelos físicos ingleses daquele tempo. Entretanto, C.R. **Darwin**, representando

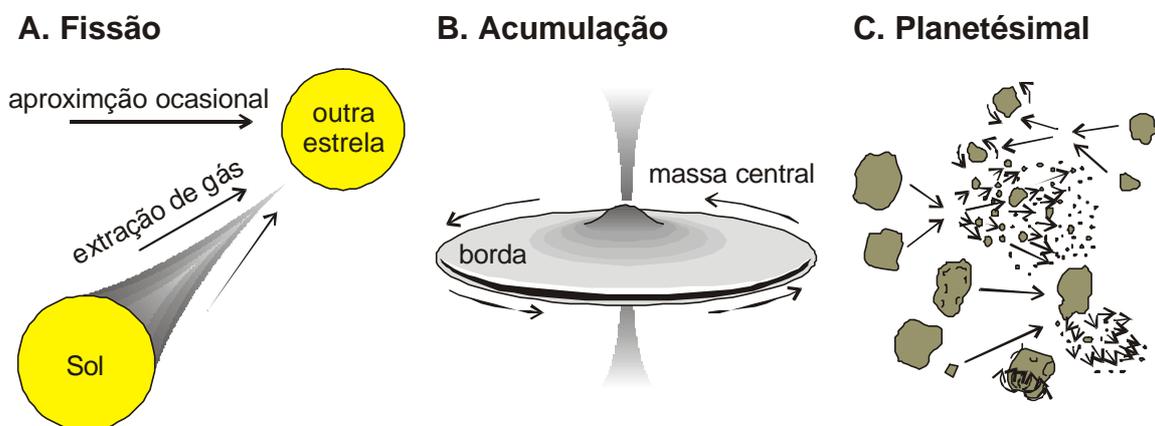


Fig. 2.10. Três teorias sobre a origem do sistema planetário em torno do Sol: (A) teoria de fissão, que sugere a origem da Terra em alta temperatura, aceita antes da Segunda Guerra Mundial; (B) teoria de acumulação, em baixa temperatura, até o Projeto Apollo; (C) teoria de planetesimal, em alta temperatura, após o Projeto Apollo.

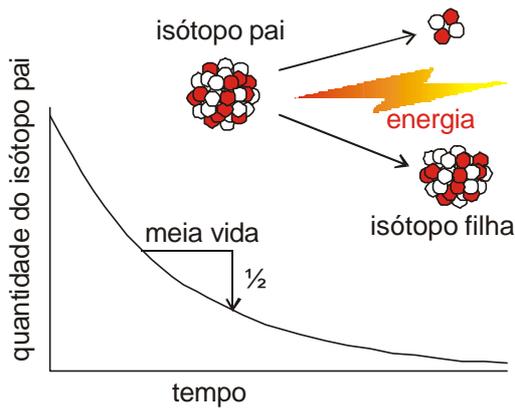


Fig. 2.11. Redução exponencial de teor do isótopo pai por tempo, através do processo de desintegração nuclear espontânea. O tempo que reduz o teor do pai em metade é denominado meia vida.

a opinião dos geólogos e paleontólogos, **contestou** que é inacreditável ocorrer a evolução das espécies tão complexas durante um tempo tão curto. Entretanto, a opinião de Darwin tinha um problema fatal. Se a Terra tivesse uma idade muito maior, não poderia ocorrer os magmatismos atuais devido ao resfriamento geral do planeta.

Este paradoxo foi aparentemente solucionado pelo descoberto de fenômeno de **desintegração radioativa** descoberto por H. Becquerel em 1896. No início do século XX, **elementos radioativos** foram pesquisados pelo casal Curie. Estes, tais como ^{238}U , ^{235}U , ^{232}Th , ^{40}K e ^{87}Rb , se **desintegram** espontaneamente em outros com o tempo, liberando a **energia nuclear**. Esta energia se **transforma em calor**

e aquece o planeta Terra. Apesar de que o teor destes elementos é muito baixo, a soma da energia liberada durante o tempo geológico é muito grande. Se a Terra fosse colocada em uma garrafa térmica perfeita, o calor radiogênico poderia fundir o planeta em algumas vezes.

Por outro lado, a desintegração dos **elementos radioativos** é função do tempo, ou seja, um **relógio geológico**. Por meio da comparação de teores do elemento original e radiogênico, denominando-se respectivamente pai e filha, pode-se **medir a idade da amostra**. As expressões “pai e filha” são traduções dos termos originais, respectivamente “parent” e “daughter”. A medida da idade é chamada de **datação** radiométrica, simplesmente datação, e o estudo deste ramo é denominado **geocronologia**. As técnicas da geocronologia foram estabelecidas na Segunda metade do século XX. Atualmente, os métodos K-Ar e Rb-Sr estão sendo aplicados para datação de várias rochas de várias faixas de idade, principalmente as que têm biotita ou hornblenda, Sm-Nd para rochas muito antigas, especialmente as rochas com plagioclásio, U-Pb para as amostras de zircão e ^{14}C para os materiais orgânicos de idade muito recente (Fig. 2.11).

Por outro lado, a **teoria da Terra em alta temperatura**, acima citada, tinha **problemas fatais**. De acordo com os cálculos físicos, a **massa total** do gás solar extraído ao espaço foi muito **pequena** e portanto a **força gravitacional** é **insuficiente** para ocorrer a atração gravitacional e conseqüente acumulação. Ao contrário, devido à alta temperatura o **gás se dispersa ao espaço**, desta forma, é **impossível formar os planetas**. Além disso, a possibilidade de aproximação de uma outra estrela em uma distância tão curta ao Sol é extremamente baixa. Por estas razões, **esta teoria perdeu o apoio dos cientistas após a década de 1940**.

Ao invés da teoria acima citada, chegou a ser acreditada até a década de 1970, a **teoria da origem da Terra em baixa temperatura**. Esta teoria é chamada também como a **teoria de acumulação** e é caracterizada pela formação simultânea do Sol e dos planetas (Fig. 2.10B). O espaço não é vácuo perfeito, mas existe pequena quantidade de micro-partículas, denominadas poeira cósmica ou materiais interestelares. A **poeira cósmica** é de **temperatura muito baixa**, sendo próxima à temperatura zero Kelvin, e portanto se **acumulou** suavemente pela **força gravitacional**, formando o Sol e os planetas. Esta teoria foi associada à idéia de aquecimento da Terra pela desintegração dos elementos radioativos. A **Terra nasceu como um planeta frio** de estado **sólido**, e foi **aquecido gradativamente** a partir do interior do planeta pela **desintegração dos elementos radioativos**. Através das **erupções vulcânicas** causadas pelo aquecimento nuclear, os materiais voláteis presos dentro do planeta foram extraídos à superfície, **formando**



Fig. 2.12. Rochas representativas da crosta lunar, segundo NASA: (A) anortosito do planalto; (B) brecha do planalto; (C) basalto da bacia.

gradativamente o oceano e a atmosfera. O aquecimento pelo calor radiogênico era interpretado como a principal fonte do **calor subterrâneo**, que causa magmatismos e tectonismos terrestres, inclusive para a convecção térmica do manto, que resulta a tectônica de placas.

O apoio dos cientistas à opinião acima citada era muito forte, até que sendo falado como se fosse um fato indubitável. O objetivo científico do Projeto Apollo, que enviou homens à Lua no período de 1969 até 1972, foi a comprovação da teoria de origem da Terra em baixa temperatura. Eles consideraram que a Lua, igualmente à Terra, foi **formada como um corpo celeste frio**, e desde a sua formação até o presente, a Terra e a Lua foram **mantidas em baixa temperatura**. Por isso, **não houve nenhuma experiência de fusão**, mesmo sendo parcial. Esta idéia é chamada popularmente como **“cold Moon theory”**. Os materiais constituintes da Lua seriam materiais originais do Sistema Solar, que foram conservados até hoje sem modificação. Se conseguisse coletar tais materiais na Lua, a teoria de origem da Terra e da Lua em baixa temperatura seria comprovada.

Entretanto, a teoria de origem da Terra em baixa temperatura se desmoronou a partir das pesquisas das rochas lunares coletadas pelo próprio Projeto Apollo. As **rochas da Lua** são, de fato, **rochas ígneas**, sobretudo, a primeira rocha amostrada foi de lava basáltica. Estas rochas, que são completamente diferentes da expectativa anterior do Projeto Apollo, comprovam que na época da formação da Lua, houve magma na Lua. A rocha encontrada no **planalto** (highland) da

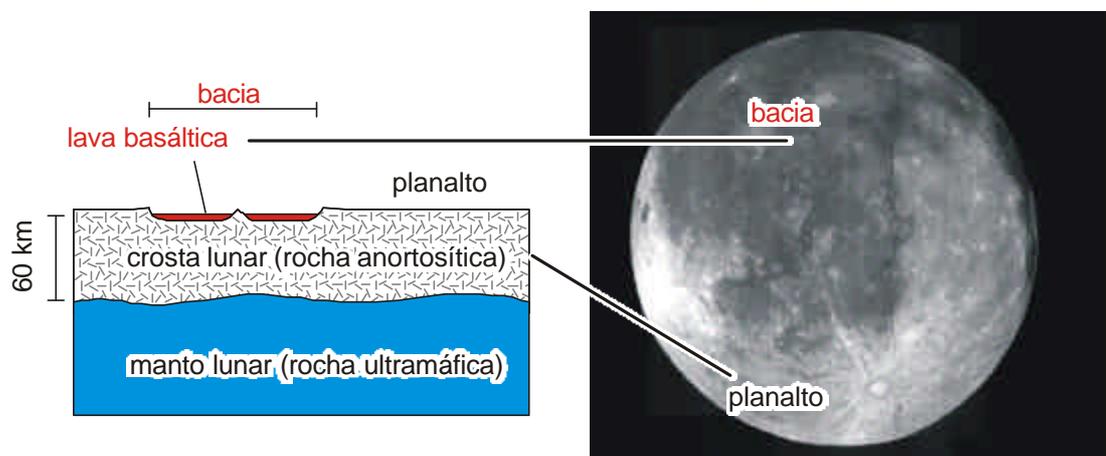


Fig. 2.13. Perfil esquemático da crosta lunar, determinado por pesquisas sismológicas. No planalto, parte clara da Lua, expõe-se o anortosito da crosta lunar. Na bacia, parte escura, o basalto preenche a depressão da cratera de meteorito cobrindo o anortosito.

Lua, a parte clara vista a partir da Terra, tem **idade superior a 4000 Ma** e é constituída pela rocha branca composta predominantemente de plagioclásio, denominada **anortosito** (Fig. 2.12A). O planalto era chamado antigamente de “continente”, porém, sob ponto de vista geológico, esta expressão não está mais sendo utilizada. A rocha coletada na **bacia** (basin), a parte clara vista a partir da Terra, é constituída pela rocha de cor preta, chamada de **basalto** (Fig. 2.12C), com idade

mais jovem, sendo **em torno de 3900 a 4000 Ma**. As bacias são, na realidade, grandes crateras de meteorito preenchidas por lavas de basalto. Em comparação com o anortosito do planalto, a espessura total das lavas basálticas é pequena (Fig. 2.13). **O magma basáltico das bacias lunares foi gerado por meio da fusão parcial do manto lunar pelo calor do impacto de meteoritos.** A bacia era chamada antigamente de “oceano”, porém, sob ponto de vista geológico, este termo não está mais sendo utilizado.

Algumas amostras de anortosito lunar são constituídas pelo **plagioclásio altamente cálcico**, que não se encontram na Terra. A composição altamente cálcica deste plagioclásio indica que o **magma da Lua** era de **temperatura mais alta** do que a dos magmas atuais da Terra, sendo **acima de 1700 °C**. De fato, a temperatura máxima dos magmas terrestres atuais é cerca de 1200 °C. O magma lunar tão quente sugere que, naquela época, ocorreu a **fusão total** da parte superior do manto lunar, gerando o **magma** da mesma **composição** do manto, isto é, **ultramáfica**.

O anortosito lunar é formado pela cristalização e flutuação de plagioclásio cálcico a partir do oceano do magma ultramáfico (Fig. 2.14). Com base neste argumento, pode-se calcular o volume total do magma lunar a partir da quantidade total do anortosito. As pesquisas sísmicas da Lua revelam que o **anortosito** ocupa parte superficial da Lua em **60 km de espessura**, formando a **crosta lunar**. Para justificar o volume do anortosito acima citado, é necessário um **volume surpreendentemente grande do magma ultramáfico**. Isto é, naquela época, o magma **cobria inteiramente a superfície da Lua em 400 km de espessura**. A superfície em fusão total é chamada popularmente de **oceano do magma**. As pesquisas acima citadas revelaram que a **origem da Lua está longe de ser de baixa temperatura, mas, de muito alta temperatura**.

Considera-se naturalmente que a Terra também tinha o oceano do magma na época da sua formação. A **Terra** possui seu **tamanho maior** do que a Lua e, portanto a profundidade do oceano do magma deveria ser maior. A eficiência da **acumulação de energia interna** de um corpo celeste depende do seu **volume** e da sua **área superficial**. O volume representa retenção da energia e a área superficial, a perda do calor através da irradiação. No caso de objetos esféricos, o volume é proporcional ao terceiro grau do raio e a área superficial ao segundo grau. Desta forma, durante um determinado período, um corpo celeste que possui o dobro do raio de um outro, pode reter 8 vezes mais de calor, enquanto perderia 4 vezes. Portanto, o objeto de tamanho maior perde apenas a metade do calor por volume unitário. Este fenômeno é denominado a **lei de volume-superfície** (Fig. 2.15). Desta forma, os **planetas grandes** são mais suscetíveis à

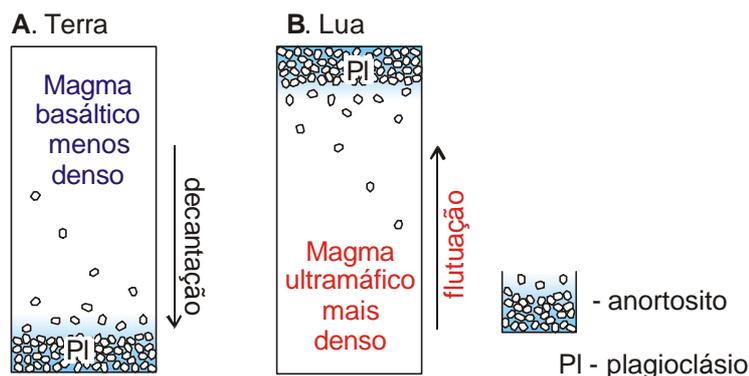


Fig. 2.14. Processos de cristalização fracionada de plagioclásio e formação de rochas anortosíticas: (A) anortosito da Terra atual, por meio de cristalização do magma basáltico e decantação do plagioclásio; (B) anortosito da Lua antiga, através de cristalização do magma ultramáfico e flutuação do plagioclásio.

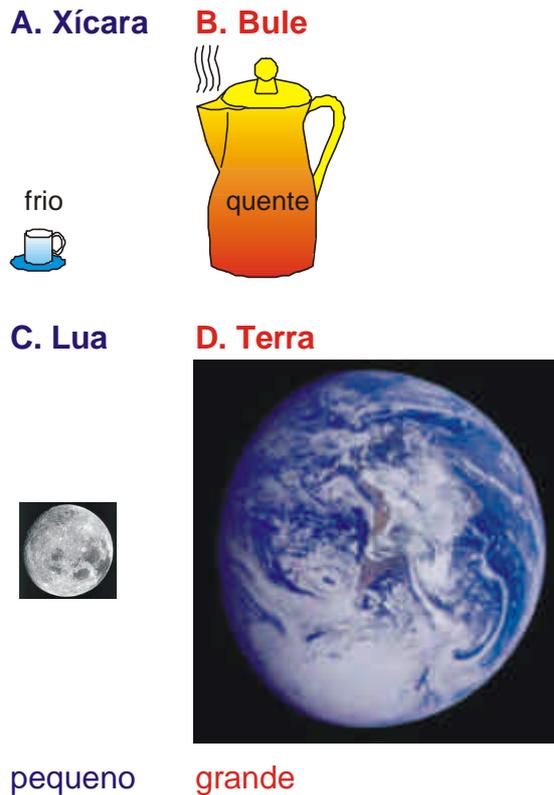


Fig. 2.15. A lei de volume-superfície. O café em uma xícara pequena se resfria rapidamente, enquanto que, o café em um bule grande se resfria lentamente. Do mesmo princípio, um corpo celeste pequeno, como a Lua, se resfria rapidamente, enquanto que, um corpo celeste maior, como a Terra, se resfria mais lentamente. As fotografias são originadas de NASA.

recorde do gnaïsse de Amîtsoq, oeste da Groenlândia, 3710 ± 70 , Pb-Pb pelo TIMS, 3730 ± 40 , Sm-Nd, 3694 ± 52 , Rb-Sr (Moorbath et al, 1973; 1975; 1986). Trabalhos recentes para ortognaïsses do mesmo corpo revelaram existência de idades mais antigas ainda, entre **4000 e 4030 Ma** (Bowring & Williams, 1999; Iizuka et al. 2002). Para pesquisar os acontecimentos daquela época que ocorreram na Terra, deve-se recorrer às pesquisas comparativas com aquelas dos corpos celestes de tamanho menor do que o da Terra, tal como Lua. Na geologia e na ciência planetária, a **era antiga em que a Terra atual não possui registros preservados**, ou seja, **de 4555 a 4000 Ma**, é denominada **Hadeano**.

São conhecidos alguns grãos de zircão com idade hadeana, datados pelo método U-Pb de SHRIMP. O zircão detrítico de quartzito de Jack Hill do Craton Yilgan, oeste da Austrália, apresentou uma idade de **4276 ± 6 Ma** (Compston & Piedgon, 1986) e as datações posteriores de zircão detrítico do Mt. Narryer e Jack Hill mostraram idades mais antigas em torno de **4400 Ma** (Wilde et al, 2001), sendo mineral o mais antigo do mundo.

A descoberta do oceano de magma na Lua inverteu, de novo, a consideração sobre a origem do Planeta Terra. Hoje em dia, não se pode falar ciência da Terra sem conhecimento da ciência da Lua, dos planetas e dos satélites. A **fonte do calor** que fundiu a superfície dos corpos celestes, inclusive da Terra e da Lua, foram os **impactos de meteoritos gigantes**, ou seja, a colisão de pequenos corpos celestes. Os meteoritos gigantes são, na verdade, **pequenos asteróides**

ocorrência de **vulcanismos e tectonismos**. Conforme a lei de volume-superfície, a **profundidade mínima do oceano do magma da Terra** é estimada como **pelo menos 1500 km**, o que corresponde aproximadamente a um quarto do raio do planeta. Existe a opinião extrema de que a Terra era totalmente fundida.

A **Terra** é o **maior planeta** de estado **sólido** do Sistema Solar, e portanto, sua **dinâmica interna** é muito **ativa**. O Júpiter, o Saturno, o Urano e o Netuno são planetas maiores do que a Terra, porém, são compostos principalmente de gás e líquido. Considera-se que na época da sua formação, a **Terra também tinha grandes crateras de impacto de meteorito**. Entretanto, por causa da **intensa dinâmica interna**, as estruturas da superfície formadas naquela época **não estão mais preservadas**, sendo modificadas pelos movimentos posteriores durante o tempo geológico. Por isso, a **Lua preserva** parcialmente as rochas da época do seu nascimento, **com idade cerca de 4555 Ma**, porém, não se encontram as rochas tão antigas na Terra.

A **rocha mais antiga da Terra** é gnaïsse da **Acasta**, Território Noroeste da Canadá (**Acasta Gneiss**), que tem idade de U-Pb em zircão de SHRIMP de **3962 Ma** (Fig. 2.16; Bowring et al, 1989). Esta datação quebrou o

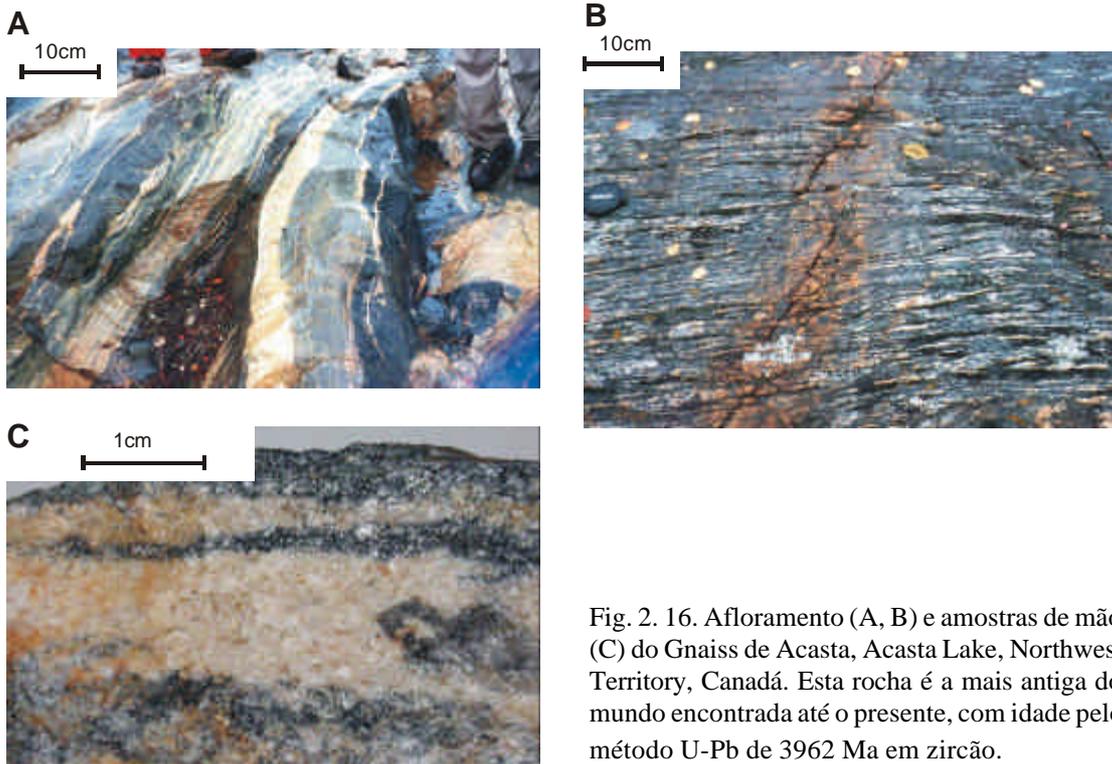


Fig. 2. 16. Afloramento (A, B) e amostras de mão (C) do Gnaiss de Acasta, Acasta Lake, Northwest Territory, Canadá. Esta rocha é a mais antiga do mundo encontrada até o presente, com idade pelo método U-Pb de 3962 Ma em zircão.

com **tamanho representativo de 10 km**, porém, denominado **planetésimais** (Fig. 2.17). Através do impacto de um meteorito deste tamanho, forma-se uma cratera de diâmetro em torno de 200 km na superfície da Terra. Acredita-se que na faixa atual de asteróides, existe ainda incalculável número de planetésimais. De outra forma, pode-se dizer que os asteróides são os planetésimais sobreviventes de tamanho muito grande que podem ser observados ao telescópio.

No **estágio inicial** da formação do Sistema Solar, foram formados numerosos **planetésimais** através da **condensação da poeira cósmica**. Os planetésimais formados se chocaram violentamente e **cresceram** através das repetidas **colisões e agregações, formando corpos celestes grandes como os planetas e satélites atuais**. Naquela época, um grande número de **planetésimais estava presente** não somente na faixa atual de asteróides, como também, **na proximidade** da órbita da **Terra**. Portanto, não foi que o impacto de meteoritos gigantes ocorreu após a formação da Terra,

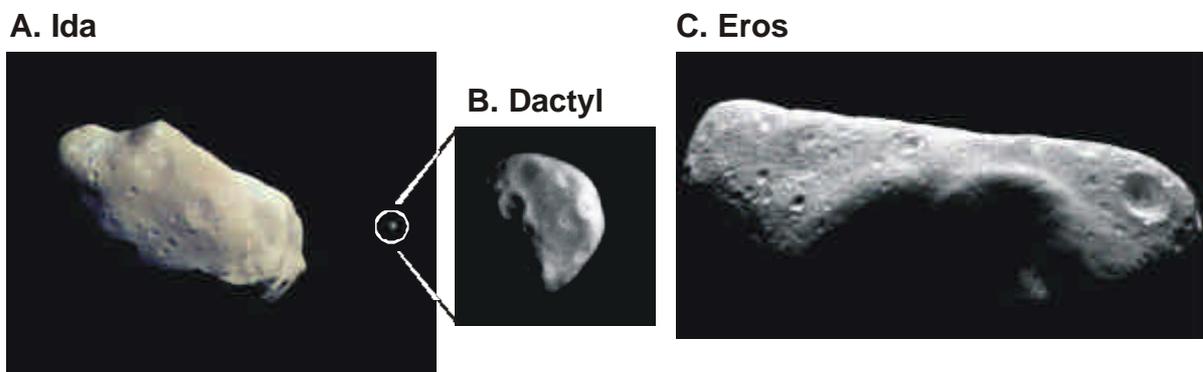


Fig. 2.17. Fotografias de asteróides, segundo NASA: (A) Ida (maior), com tamanho de 58 x 23 km, e sua satélite Dactyl (menor); (B) o detalhe de Dactyl; (C) Eros, 33x13x13 km. Acredita-se que os planetésimais foram corpos celestes deste tipo.

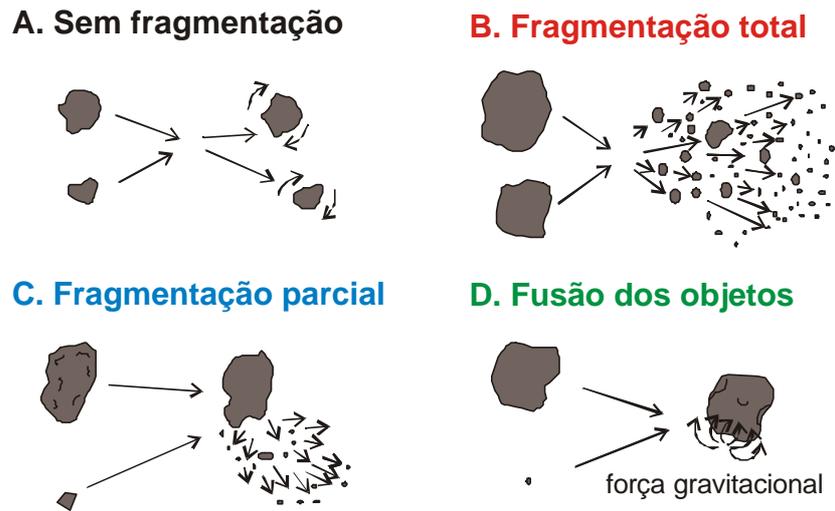


Fig. 2.18. Vários tipos de colisão dos planetesimais: (A) reflexão sem fragmentação; (B) fragmentação total; (C) fragmentação parcial; (D) fusão dos objetos.

mas sim, o **impacto** foi próprio **processo de formação** e crescimento **dos planetas** (Fig.2.18). Este modelo é denominado **teoria de planetesimal**, sendo basicamente da **acumulação de poeira cósmica**, mesmo assim, **origem em alta temperatura** (Fig. 2.10A).

Uma simulação recente sobre o processo de formação do Sistema Solar com o auxílio de um supercomputador, realizada pela equipe do Observatório Astronômico Nacional do Japão, sugere que através das colisões os planetesimais se juntaram formando cerca de 20 planetas pequenos de tamanho maior do que a Lua e menor do que o Marte na área na a partir do Sol até a órbita do Marte. De acordo com a quebra de equilíbrio gravitacional, estes planetas se colidiram e cresceram no tamanho. O Mercúrio é formado por dois, a Vênus, de oito e a Terra, de dez planetas originais. O Marte é uma exceção, sendo sobrevivente de um planeta original.

A **colisão de planetesimais**, ou seja, impacto de meteoritos gigantes foram **muito intensa**. A superfície da Lua e de Mercúrio, que está repleta de crateras, mostrando conseqüências dos impactos daquela época (Fig.2.19). Não há nenhum lugar que não sofreu o impacto. Nas colisões os planetas se fundiram totalmente, tornando em planetas de estado líquido, pela alto calor gerado durante o impacto. A última colisão que formou a Terra foi um evento espetacular. Os fragmentos gerados pelo impacto foram espalhados em torno do plano equatorial da Terra,

A. Lua



B. Mercúrio



C. Phobos



Fig. 2.19. Visão da superfície com repletas de crateras de impacto da: (A) Lua; (B) Mercúrio; (C) Phobos, um satélite de Marte, segundo NASA. Nota-se grande a presença de grande cratera no Phobos.

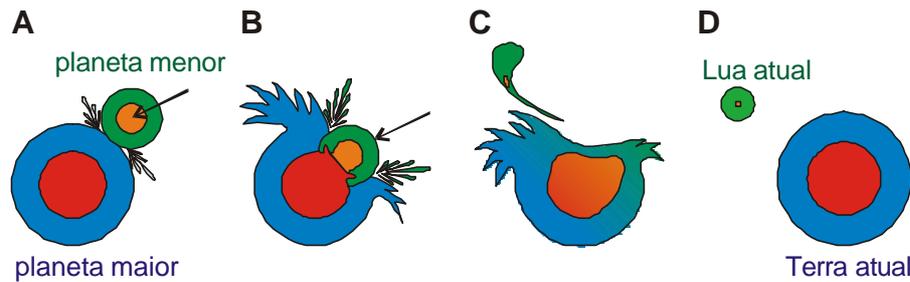


Fig. 2.20. A teoria de “giant impact” que explica a formação da Lua: (A) Impacto de baixo ângulo; (B) fusão do núcleo dos dois planetas; (C) extração de uma parte do manto do planeta menor; (D) formação da Terra e da Lua.

como no caso de anel do Saturno, porém muito maior. Os fragmentos se juntaram pela força gravitacional, formando a Lua. Isto é, o impacto dividiu a Terra em dois pedaços, o maior atualmente chamado da Terra e, o menor, a Lua. Se o impacto fosse um pouco maior, a Terra poderia não existir mais. Os sinais de um impacto tão violento como esse são observados na Terra e no Plutão. Esta opinião é denominada “**giant impact theory**” (Fig.2.20).

Neste caso, a **fusão total da Terra** seria inevitável. O modelo de “giant impact” pode justificar o tamanho muito grande da Lua para ser o satélite da Terra, e o núcleo metálico muito pequeno da Lua, sendo estimado de 300 a 425 km de raio. A simulação por computador mostra a possibilidade de que um impacto de um planeta com o tamanho correspondente ao de Marte com velocidade e ângulo adequados, pode formar a Lua através deste processo. Sendo assim, a formação da Lua foi um acontecimento relativamente raro no Universo.

A energia do impacto é nada mais do que a liberação da energia gravitacional, denominada **energia potencial**. Este termo corresponde à energia relacionada à diferença de altura, e não, à energia escondida imperceptível. Conforme o crescimento do tamanho da Terra primitiva, a superfície recém crescida funcionou como isolante térmico e o **calor** originado da energia potencial foi **retido** dentro do corpo celeste (Fig.2.21). A energia potencial foi gerada principalmente durante a formação do núcleo, com tamanho do planeta de 50 a 70% do raio atual.

Na superfície do planeta, os materiais voláteis que eram **incluídos nos planetesimais**, tais como **H₂O** e **CO₂**, foram **extraídos pelo impacto**, o fenômeno denominado **desgasificação**, e cobriram o planeta em crescimento, formando **atmosfera primitiva**. Quando a Terra cresceu até a proximidade do tamanho atual, a **atmosfera primitiva** se tornou extremamente **espessa**, sendo estimado como composta de **100 atm. de CO₂** e **500 atm. de H₂O**. A quantidade do CO₂ estimada é baseada na pesquisa comparativa com a atmosfera do Vênus, e a de H₂O, no equilíbrio físico-químico entre H₂O atmosférico e H₂O dissolvido no oceano de magma. O teor relativo de nitrogênio, o componente principal da atmosfera atual, era muito baixo, e quase não havia oxigênio.

O **efeito estufa** de **CO₂** é popularmente conhecido, porém, o de **H₂O** é muito maior. Portanto, o efeito estufa causado pela atmosfera primitiva tão espessa era extremamente forte. Devido a isso, o **calor** gerado **pelo impacto de meteoritos** gigantes na superfície foi muito **difícil a ser disperso** ao universo. Além da energia potencial dos impactos, existe uma outra **energia potencial** causada pela **formação ou crescimento do núcleo**. Os componentes metálicos, Fe e Ni, presentes no manto fundiram-se e os líquidos desceram no manto para o núcleo, liberando a energia potencial. Se a Terra fosse formada como um objeto homogêneo de composição condrítica e acontecesse a formação do núcleo conforme o processo acima citado, o calor gerado através deste processo seria mais do que suficiente para fundir o planeta inteiro. O condrito corresponde a um tipo de meteorito que possui a composição dos materiais primitivos do Sistema

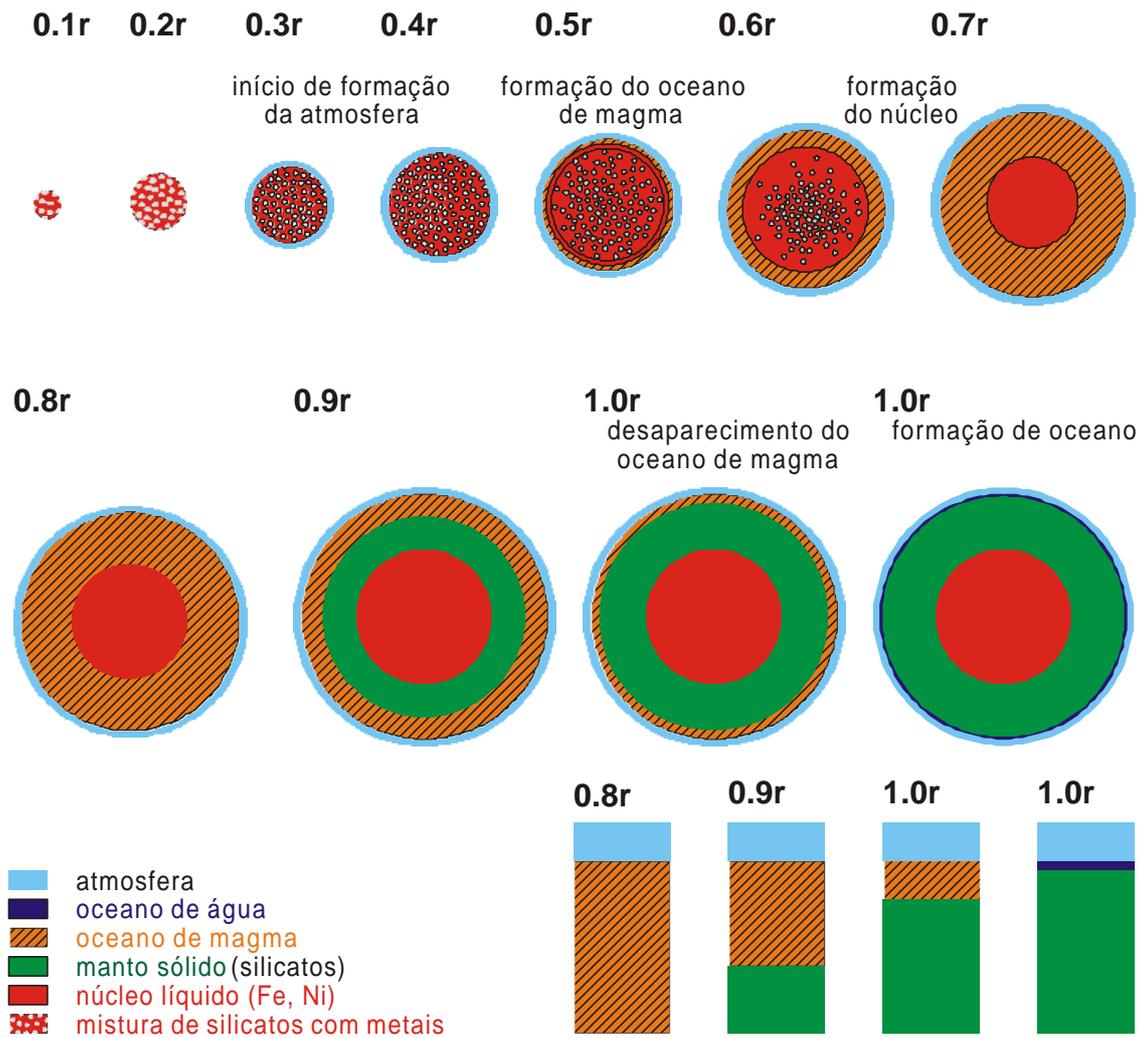


Fig. 2.21. Processo de formação e de acumulação da energia potencial do Planeta Terra primitivo. O tamanho do planeta em crescimento é expresso em comparação com o raio da Terra atual, utilizando-se a letra “r”.

No **estágio inicial** da formação do Sistema Solar, foram formados numerosos **planetésimais** através da **condensação da poeira cósmica**. Os planetésimais formados se chocaram violentamente e **criaram** através das repetidas **colisões e agregações, formando corpos celestes grandes como os planetas e satélites atuais**. Naquela época, um grande número de **planetésimais estava presente** não somente na faixa atual de asteróides, como também, **na proximidade da órbita da Terra**. Portanto, não foi que o impacto de meteoritos gigantes ocorreu após a formação da Terra, mas sim, o **impacto** foi próprio **processo de formação** e crescimento **dos planetas** (Fig.2.18). Este modelo é denominado **teoria de planetesimal**, sendo basicamente da **acumulação de poeira cósmica**, mesmo assim, **origem em alta temperatura** (Fig. 2.10A).

A **colisão de planetésimais**, ou seja, impacto de meteoritos gigantes foram **muito intensa**. A superfície da Lua e de Mercúrio, que está repleta de crateras, mostrando conseqüências dos impactos daquela época (Fig.2.19). Não há nenhum lugar que não sofreu o impacto. Existe a opinião de que, naquela época, ocorreu a **colisão de um planeta de tamanho aproximado do Marte à Terra, rachando o planeta em dois pedaços**: o maior pedaço corresponde à Terra atual, e o menor, à Lua. Este modelo é denominado “**giant impact theory**” (Fig.2.20). Neste

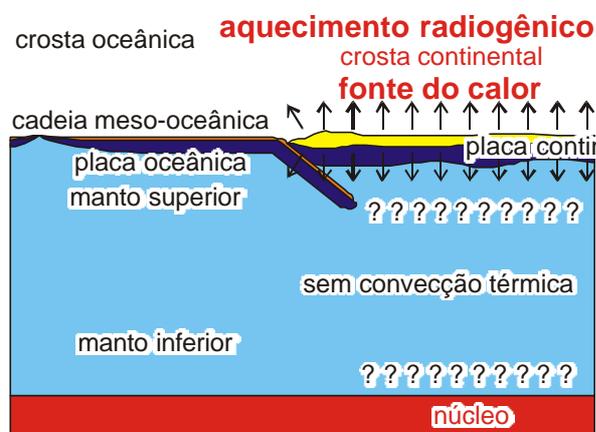
caso, a **fusão total da Terra** seria inevitável. O modelo de “giant impact” pode justificar o tamanho muito grande da Lua para ser o satélite da Terra, e o núcleo metálico muito pequeno da Lua, sendo estimado de 300 a 425 km de raio. A simulação por computador mostra a possibilidade de que um impacto de um planeta com o tamanho correspondente ao de Marte com velocidade e ângulo adequados, pode formar a Lua através deste processo. Sendo assim, a formação da Lua foi um acontecimento relativamente raro no Universo.

A energia do impacto é nada mais do que a liberação da energia gravitacional, denominada **energia potencial**. Este termo corresponde à energia relacionada à diferença de altura, e não, à energia escondida imperceptível. Conforme o crescimento do tamanho da Terra primitiva, a superfície recém crescida funcionou como isolante térmico e o **calor** originado da energia potencial foi **retido** dentro do corpo celeste (Fig.2.21). A energia potencial foi gerada principalmente durante a formação do núcleo, com tamanho do planeta de 50 a 70% do raio atual.

Na superfície do planeta, os materiais voláteis que eram **incluídos nos planetésimais**, tais como **H₂O** e **CO₂**, foram **extraídos pelo impacto**, o fenômeno denominado **desgasificação**, e cobriram o planeta em crescimento, formando **atmosfera primitiva**. Quando a Terra cresceu até a proximidade do tamanho atual, a **atmosfera primitiva** se tornou extremamente **espessa**, sendo estimado como composta de **100 atm. de CO₂** e **500 atm. de H₂O**. A quantidade do CO₂ estimada é baseada na pesquisa comparativa com a atmosfera do Vênus, e a de H₂O, no equilíbrio físico-químico entre H₂O atmosférico e H₂O dissolvido no oceano de magma. O teor relativo de nitrogênio, o componente principal da atmosfera atual, era muito baixo, e quase não havia oxigênio.

O **efeito estufa** de **CO₂** é popularmente conhecido, porém, o de **H₂O** é muito maior. Portanto, o efeito estufa causado pela atmosfera primitiva tão espessa era extremamente forte. Devido a isso, o **calor** gerado **pelo impacto de meteoritos** gigantes na superfície foi muito **difícil a ser disperso** ao universo. Além da energia potencial dos impactos, existe uma outra **energia potencial** causada pela **formação ou crescimento do núcleo**. Os componentes metálicos, Fe e Ni, presentes no manto fundiram-se e os líquidos desceram no manto para o núcleo, liberando a energia potencial. Se a Terra fosse formada como um objeto homogêneo de composição condrítica e acontecesse a formação do núcleo conforme o processo acima citado, o calor gerado através deste processo seria mais do que suficiente para fundir o planeta inteiro. O condrito

A. Energia radioativa da crosta



B. Energia potencial do núcleo

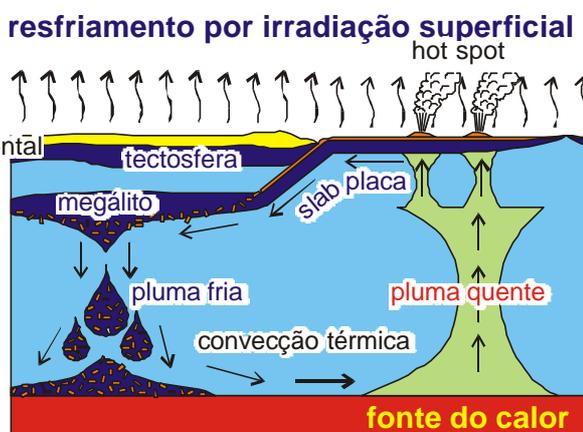


Fig. 2.22. As teorias sobre a energia interna principal do Planeta Terra é a energia: (A) antes do Projeto Apollo, a energia gerada por desintegração espontânea dos elementos radioativos; (B) depois do Projeto Apollo, a energia acumulada no núcleo desde a formação do planeta.

corresponde a um tipo de meteorito que possui a composição dos materiais primitivos do Sistema Solar. Entretanto, a opinião atualmente mais favorável é que durante o processo de crescimento do planeta, a Terra já tinha um núcleo primitivo, desta forma, a subsidência dos materiais metálicos corresponde ao crescimento posterior do núcleo primitivo. Neste caso, a geração do calor seria menor. Em ambos os casos, a temperatura do planeta chegou a ser a máxima na época da conclusão do núcleo e o **calor** gerado através deste processo foi **retido no núcleo**.

Os argumentos acima referidos, sobretudo o efeito estufa da atmosfera primitiva, não eram colocados suficientemente em consideração na teoria de origem da Terra em baixa temperatura. Portanto, antes do Projeto Apollo, era interpretado que cerca de 99% do calor de origem potencial seria dissipado ao espaço pela irradiação. Desta forma, estimava-se que o calor radiogênico ocuparia mais de 90 % da energia interna do planeta. Entretanto, devido à consideração do efeito estufa da atmosfera primitiva, a estimativa térmica mudou drasticamente. Isto é, cerca de **99% da energia potencial** foi **retida** dentro e acumulada no planeta e o calor radiogênico ocupava menos de 10% da energia térmica interna do Planeta Terra.

Os **elementos radioativos** estão **concentrados** predominantemente na **crosta terrestre**, portanto, o **aquecimento radiogênico** ocorre na **parte superficial do planeta**. Entretanto, a existência da **convecção do manto** indica que a parte principal do **calor** interno da Terra não está presente na crosta, mas **no núcleo**. Se o calor radiogênico fosse a energia principal, o aquecimento da Terra seria de cima para baixo, o que impossibilita a convecção térmica do manto (Fig.2.22). Atualmente, considera-se que a **fonte principal** do calor interno do planeta, que provocou e está provocando os magmatismos e os tectonismos, é a **energia potencial**, e a **fonte secundária** é a **energia radiogênica**. Sendo a energia potencial como o calor principal do planeta, a presença da convecção térmica do manto é razoavelmente explicada.

Por outro lado, a **energia térmica gerada pelos impactos** de pequenos corpos celestes também é **importante fator para geração dos magmas máficos e ultramáficos**. Interpreta-se que até o final do Hadeano a superfície do Planeta Terra foi consolidada devido à redução da intensidade dos impactos. Mesmo assim, em comparação com o presente, os impactos eram muito intensos. De fato, as datações radiométricas de muitas rochas basálticas coletadas nas grandes bacias da Lua apresentam as idades em torno de 3900 a 4000 Ma.

Após esta época, os grandes impactos ainda continuaram cavando as crateras de diâmetro superior a 100 km, porém, com menor frequência. **Os impactos** marcaram estruturas geológicas circulares, ou seja cicatrizes astrogenéticas, na superfície da Terra, denominados “**astroblemas**”. Até o início do ano 2002, por meio dos estudos de fotografias adquiridas de satélites artificiais, foram conhecidas 169 crateras de meteoritos na superfície da Terra, inclusive 9 ocorrências do Brasil, tais como Araguainha, Mato Grosso - Goiás, Vargeão, Santa Catarina e Riachão, Maranhão

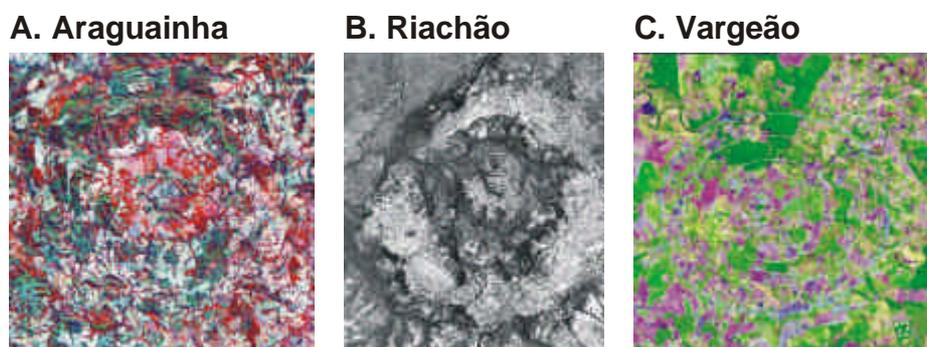


Fig. 2.23. Astroblemas do Brasil: (A) Araguainha, Mato Grosso – Goiás; (B) Riachão, Maranhão; (C) Vargeão, Santa Catarina. Imagens segundo NASA.

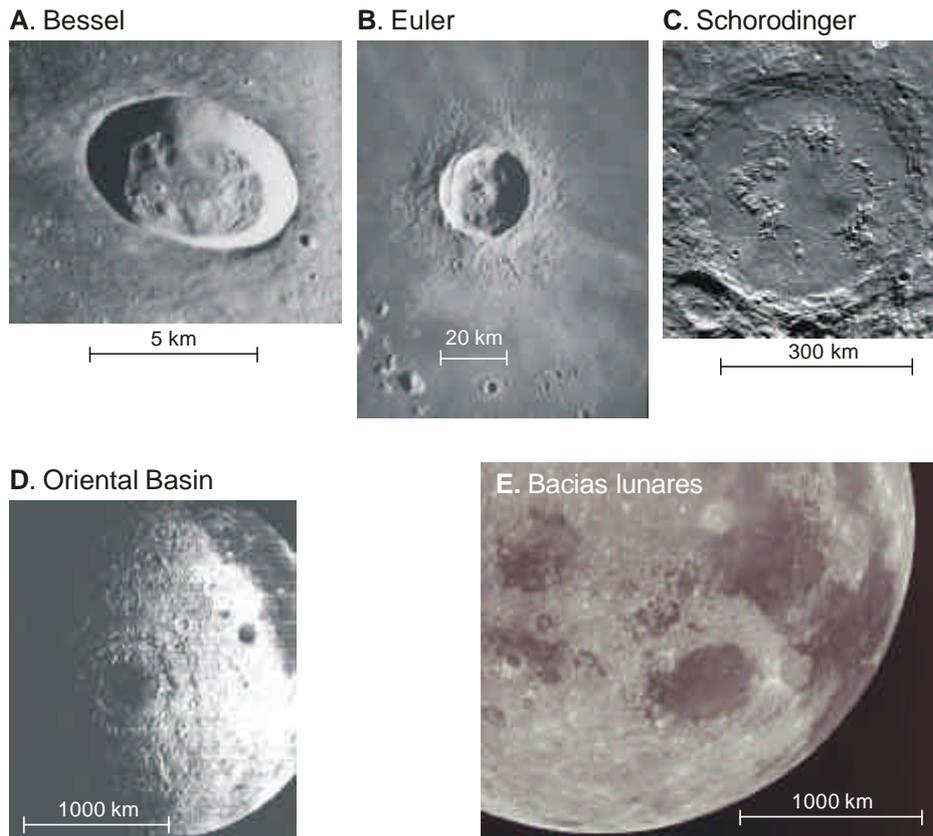


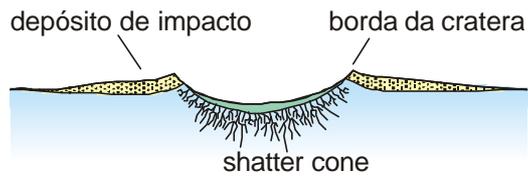
Fig. 2.24. Formas de crateras lunares de acordo com o diâmetro: (A) Bessel, uma pequena cratera de 7 km de diâmetro e 2 km de profundidade; (B) Euler, uma cratera média de 28 km de diâmetro e 2.5 km de profundidade, com cone central; (C) Schorodinger, uma grande cratera bi-anelar de 320 km de diâmetro, com anel interior de 150 km de diâmetro; (D) Oriental Basin, uma cratera tri-anelar muito grande de 930 km de diâmetro, com anel médio de 480 km e anel interior de 320 km (E) bacias lunares, de diâmetro maior ainda. Fotografias são fornecidas pela NASA.

(Fig. 2.23). Estima-se que serão descobertas cerca de 5000 astroblemas da Terra no futuro próximo. De acordo com o tamanho do corpo celeste, forma-se vários tipos de crateras (Fig. 2.24). Grandes impactos provocam magmatismo e as crateras são preenchidas por lavas (Fig. 2.24C, D, E).

Por outro lado, existem as **crateras soterradas por depósitos sedimentares mais jovens**. Um exemplo é a cratera soterrada de Chicxulub, Yucatan, México, de 150 km de diâmetro. Este astroblema foi formado durante o impacto que ocorreu há 65 Ma, no limite entre o Cretáceo e Terciário, que extinguiu os répteis avançados característicos do Mesozóico, tais como dinossauros, pterossauros, plesiosauros e mosassauros. A **estrutura subterrânea de cratera soterrada** de Ames, Oklahoma, Estados Unidos está funcionando como **reservatório de petróleo** e de Ries, Alemanha, como de **carvão mineral**. Como no caso das grandes crateras lunares, os **impactos contra a superfície da Terra podem causar fusão parcial do manto, gerando magmas de composição máfica e ultramáfica**. A partir destes magmas, foram **formadas grandes jazidas metálicas ortomagmáticas do Precambriano**, tais como de **níquel** de Sadbury, Canadá e, de **ouro** de Verdefort, África do Sul.

A lógica de “cratera fóssil” pode ser aplicada também às estruturas geológicas que indicam a existência de erupções vulcânicas durante o tempo geológico. Como por exemplo, o **Complexo Intrusivo Alcalino de Poços de Caldas**, Minas Gerais - São Paulo, é citado por vários livros e revistas como “a maior caldeira vulcânica de colapso do mundo”. Este complexo corresponde a

A. Cratera de Cañon Diablo



B. Astroblema de Manicouagan

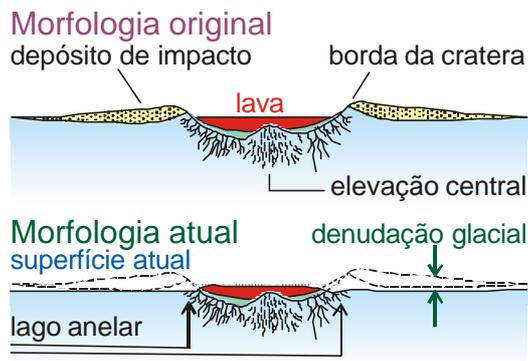
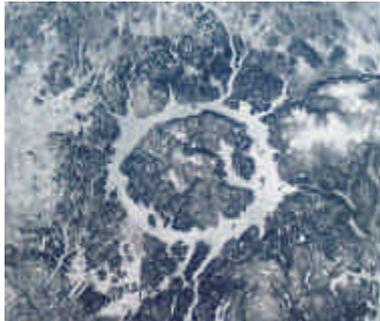


Fig. 2.25. Fotos e ilustrações esquemáticas de morfologias e estruturas geológicas formadas por impacto de meteorito: (A) Cratera Barringer, Arizona, Estados Unidos da América, uma cratera de 1.18 km de diâmetro formada por impacto recente de 0.049 Ma na região desértica; (B) astroblema de Manicouagan, Canadá, uma estrutura geológica de 100 km de diâmetro formada por impacto de meteorito em 214 Ma, que foi ressaltada morfologicamente por erosão diferencial.

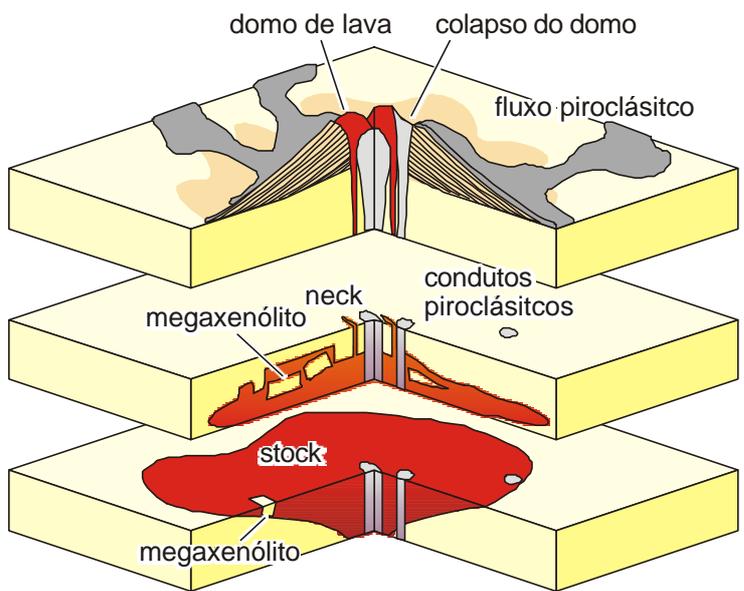
uma **estrutura geológica subterrânea** de cerca de **2 a 3 km abaixo da superfície de uma região vulcânica**, que era ativa no **Cretáceo**, em torno de 85 Ma. Naquele tempo, a superfície da Terra estava presente em um nível correspondente à altitude atual de mais de 3000 m. Acima desta superfície, houve um vulcão cuja existência é sugerida pela presença de **condutos vulcânicos**. Porém, não há nenhuma evidência sobre a caldeira vulcânica (Motoki, 1988; Motoki, et al., 1988). Hoje em dia, tanto a superfície daquele tempo quanto os **edifícios vulcânicos foram eliminados completamente pela erosão e denudação regional**, expondo a **estrutura subvulcânico de câmara magmática** que estava presente naquela época em profundidade de mais de 2 km. Na fotografia de satélite, a **morfologia atual** é parecida à de um astroblema, porém essa é devida ao **intemperismo e erosão diferencial** que representa parcialmente a **câmara magmática**. Portanto, o planalto de Poços de Caldas **não possui nenhuma relação direta com o edifício vulcânico** (Fig. 2.26). A mesma lógica é válida para o **Complexo Alcalino Intrusivo de Nova Iguaçu, RJ, também do Cretáceo**. Nem todas as morfologias aparentemente circulares correspondem a cratera de impacto de meteorito ou edifício vulcânico.

Dentro dos planetas e satélites de estado sólido, foram observados, a **Terra, Vênus, Marte, a Lua, Io** (satélite de Júpiter) e **Tritão** (satélite de Netuno) **possuem edifícios vulcânicos**. Na Lua, encontram-se apenas dois pequenos edifícios vulcânicos confirmados, além disso, há alguns suspeitos. A areia composta de vidro de cor laranja coletada durante a expedição do Apollo 17, denominada "**orange soil**", corresponde ao depósito de **erupções vulcânicas da Lua** no longínquo passado (Fig. 2.27). Entre estes, a existência de **vulcanismos atuais** já foi confirmado na **Terra** e no **Io**. É possível haver vulcões ativos em **Vênus**, sendo indicados pela presença de **vulcões recentes** (Fig. 2.28A). Os vulcões do restante dos corpos celestes são muito antigos e atualmente extintos. Os três primeiros corpos celestes referidos são de diâmetro relativamente grande, porém

Vulcão Fuji, Japão

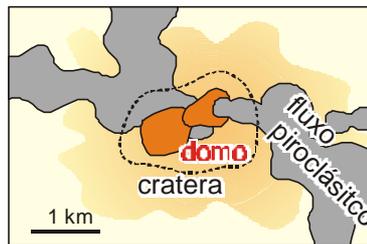


Vulcão Payun, Argentina

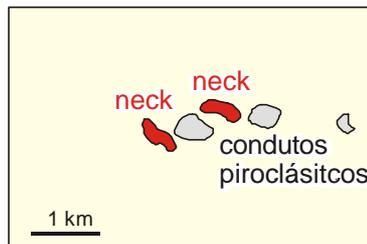


corpo geológico	rocha constituinte
fluxo piroclástico	tufo soldado
conduto piroclástico	tufo e brecha soldado
domo de lava	traquito, fonolito, dacito
corpo plutônico	granito, sienito
corpo vulcânico	traquito, fonolito, dacito, tufo
embasamento	gnaisse e granito

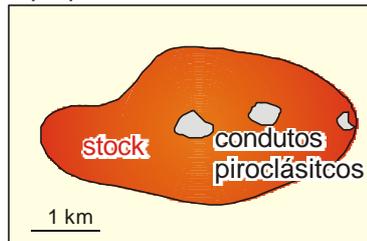
A. sem denudação, edifício vulcânico e derrames



B. denudação rasa (~1 km), somente condutos vulcânicos



C. denudação profunda (~3 km) corpo plutônico e condutos



Poços de Caldas

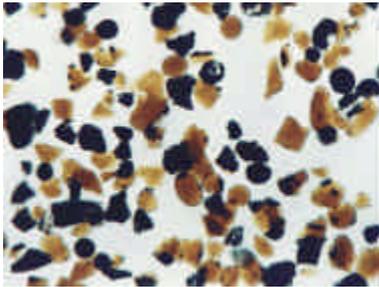


Nova Iguaçu



Fig. 2.26. Ilustração esquemática que explica os níveis de denudação de edifícios vulcânicos, tais como Vulcão Fuji, Shizuoka-Yamanashi, Japão e Vulcão Payún, Mendoza, Argentina (superior) e, estruturas sub-vulcânicos, Complexo Alcalino Intrusivo de Poços de Caldas, MG-SP, e Complexo Alcalino Intrusivo de Nova Iguaçu, Rio de Janeiro (inferior).

A. Luz transmitida



B. Luz refletida



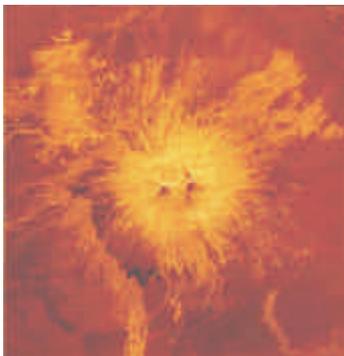
Fig. 2.27. “Orange soil”, vidro vulcânica da Lua, coletado pelo Apollo 17: (A) luz transmitida; (B) luz refletida.

os últimos quatro são pequenos. Apesar de que o tamanho do Planeta Marte não é muito grande, existem pouco mais de 10 vulcões de tamanho muito grande em comparação com os da Terra. O **Vulcão Olympus**, com **600 km de diâmetro** e **25 km de altura** relativa, é o **maior edifício vulcânico** presente no Sistema Solar (Fig.

2.28B). Entretanto, Marte tem somente vulcões gigantesco, porém há ocorrência de vulcões pequenos. O Planeta Marte tem seu **diâmetro menor do que o da Terra**, portanto internamente é **mais frio, não havendo a tectônica de placas**. Desta forma, as erupções de lava causadas por **um hot-spot permanecem no mesmo local na superfície do planeta**, formando os grandes vulcões.

O **Io**, um satélite do Júpiter, apresenta violentas **erupções vulcânicas de enxofre e sulfetos** (Fig. 2.29). A energia destas erupções é interpretada como **de origem astronômica**. A translação deste satélite ao longo da órbita elíptica é muito rápida, sendo no período de 42.5 horas, o que provoca deformação periódica do corpo celeste pela grande força da gravidade do Júpiter. O fenômeno é denominado **“fricção gravitacional”** (Fig. 2.29D) que gera o calor interno do Io. Os estudo recente da Europa, um outro satélite do Júpiter, com o auxílio da sonda Galileo, revelou

A. Vênus



B. Marte



C - Tritão

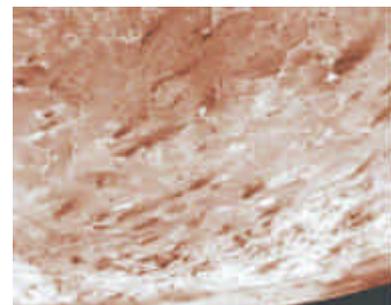


Fig. 2.28. Vulcões extraterrestres, segundo imagens adquiridas por naves espaciais da NASA: (A) Vênus, dois vulcões com fluxos de lava, foto superior, e pancake, inferior; (B) Marte, Vulcão Olympus, superior; Apollinaris, inferior; (C) Tritão, o satélite mais próximo do Netuno.

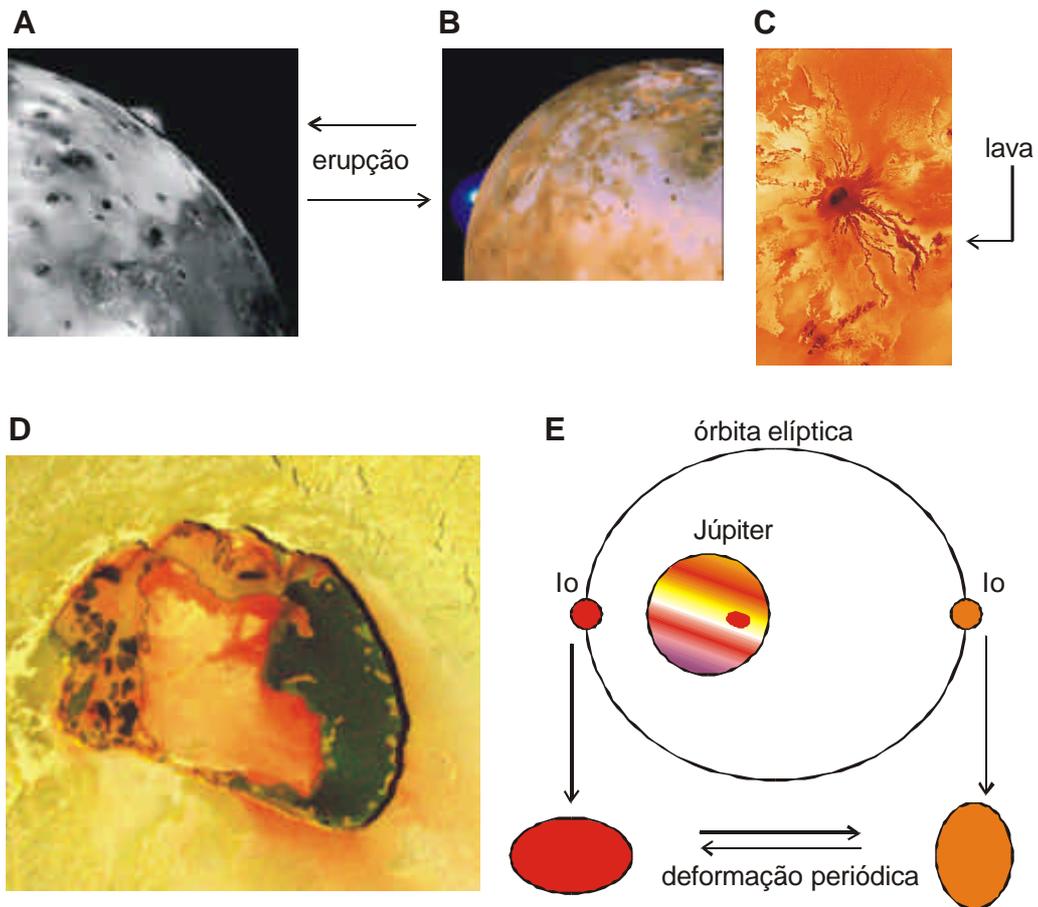


Fig. 2.29. Erupções vulcânicas (A), (B), lava (C) e caldeira vulcânica do tipo havaiano (D), observadas em Io, o satélite mais próximo de Júpiter, segundo NASA. A altura da fumaça vulcânica é de mais de 200 km. O magma é gerado por meio da fricção gravitacional (E).

que este corpo celeste possui oceano de água abaixo do gelo que cobre a superfície. A fonte do calor interno da Europa, que viabiliza a existência do oceano de água em estado líquido, também é interpretada como de fricção gravitacional. O vulcanismo de **Tritão**, um satélite do Netuno, é representado por manchas pretas na foto (Fig. 2.28C). Estes são originadas de **erupções da água e nitrogênio líquido**, sendo um **fenômeno similar ao de gêiser**.

2.5. Desenvolvimento no futuro

No ano 2004, duas sondas móveis estão em serviço na superfície de Marte, comprovando existência do mar, no passado, deste planeta desértico. A nave japonesa Hayabusa, que foi lançada no dia 9 de maio de 2003 está voando para o Asteróide Itokawa e vai trazer a primeira amostra da superfície do asteróide para a Terra em junho de 2007 (Fig. 2.30A). No futuro, dentro de poucas décadas, a NASA está planejando uma missão para trazer amostras de Marte. Mais para o futuro, poderá ocorrer uma expedição dentro do oceano de água abaixo do gelo do Satélite Europa utilizando-se uma sonda submarina (Fig. 2.30B). Os cientistas do mundo estão deixando uma grande esperança nestes projetos. Será que as idéias atuais serão comprovadas? Pode ser que sim e, pode ser que não. Lembre-se da grande virada do Projeto Apollo. **As idéias atualmente acreditadas poderão ser reveladas no futuro como equívocos. Os cientistas devem tomar ciência na ciência.**

Durante a graduação, na década de 1970, o autor estudou que a fonte principal do calor interno da Terra seria de origem radiogênica. Entretanto, naquele tempo, ninguém conseguiu responder à questão do autor sobre a contradição da convecção do manto apresentado na Fig. 2.22. Esta **contradição lógica foi o sinal do desenvolvimento drástico da ciência**. A partir da década de 1980, a idéia com base nos estudos do Projeto Apollo tem sido aceitos mundialmente, como o consenso geral entre os cientistas de topo de linha. As pesquisas posteriores de meteoritos de origem lunar e marciana, descobertos no gelo da Antártica, estão confirmando a nova idéia.

Entretanto, até o presente, no ano 2004, encontra-se os livros com base na idéia antes do Projeto Apollo. O fato indica que a **divulgação científica** é muito mais **difícil** do que o desenvolvimento científico. Portanto ocorrem casos de que **a divulgação não alcança o desenvolvimento** e o **conhecimento do público** em geral, inclusive os geólogos, é **afastado do tempo atual**, tanto no Brasil quanto no exterior. Portanto, uma idéia antiga já abandonada como equívoco científico está sendo publicada como se fosse uma novidade de ponta, na forma de citação das citações. Além disso, o Brasil tem um outro problema sério, a barreira do idioma.

No presente capítulo, o autor apresentou alguns assuntos das ciências planetárias que foram estabelecidos nos últimos trinta anos com objetivo de mostrar a importância da interação entre os diferentes ramos da ciência. A **geologia, petrologia, mineralogia, geoquímica e geocronologia contemporâneas da Terra do Século XXI não existem sem interação com as ciências planetárias**. Sem este ponto, os geólogos caem no beco sem saída do anacronismo, que é incompatível com a ciência contemporânea. A nostalgia do século passado é incompatível à ciência contemporânea, sendo simplesmente anacronismo e, a geologia também não é uma exceção. Espero que os leitores **renovem diariamente** seus **conhecimentos** através de **estudos** para **manter o nível da ciência contemporânea**.

B. Hayabusa e Itokawa



C. Superfície congelada da Europa



Fig. 2.30. Novas expedições no Sistema Solar: (A) ilustração esquemática da nave Hayabusa, da JAXA, Japão, que está em missão para trazer o primeiro material de asteroide; (B) Imagem da superfície da Europa fotografada pela Nave Galileo, a segunda satélite do Júpiter. A textura similar é observada no gelo que cobre a superfície do Mar Ártico da Terra e, o fato indica presença da água em estado líquido abaixo da camada de gelo e existência de fonte do calor interno deste corpo celeste.