

**O FENÔMENO DA ATIVAÇÃO NO CONTEXTO
DA TECTÔNICA GLOBAL**

Benjamim Bley de Brito Neves

Professor Titular do Departamento de Geologia Geral

Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo

Pesquisador IA do CNPq

1. INTRODUÇÃO

1.1. Objetivos

Este trabalho procurou atender, na pretensão otimista do autor, três faixas de objetivos, mais ou menos interligadas.

O cunho didático foi a força motriz principal, estimuladora desta iniciativa, tendo em vista que o tema da ativação tectono-magmática carecia de há muito de tratamento especial na língua portuguesa pela sua importância na geotectônica e para os estudiosos da geologia do Brasil. Na sua militância de 30 anos nesta seara, muitas vezes o próprio autor sentiu a falta de um trabalho de condensação neste tema (em qualquer língua), e esta defecção foi também reclamada por muitos colegas professores, geólogos e alunos.

O objetivo imediato foi o da centralização da vasta e dispersa bibliografia, de vários continentes, idiomas e correntes divergentes do pensamento científico. Este contingente bibliográfico tem, pelo menos, oito décadas de formação, marcando de forma incisiva o acervo das ciências geológicas, mas consoante grande dispersão (Ásia, Europa, América, etc.), divisão e subdivisão de enfoques (escola "mobilista" x escola "fixista"), particularizações importantes, etc.

A tentativa de trazer para os mesmos tronco e idioma essas ramificações, e confrontá-las na condensação pareceu uma justificativa válida.

A diversificação, espalhamento e controvérsias sobre a bibliografia do tema, e as etapas de evolução de seu conhecimento serão tratadas por diversas vezes. Os dois objetivos acima desembocam numa demanda, a procura de elos entre as visões "fixistas" (naturalista, descritivista, "escola geossinclinal", escola Köber-Stille-Aubouin) e "mobilistas" (escola da "tectônica de placas", "seafloor spreading" ou "tectônica global"). Esta tentativa obstinada de integrar correntes de pensamento científico divergentes em princípios, meios (idiomas e até paradigmas) passa a ser o terceiro objetivo do autor, procurando somar e procurando harmonia para melhor compreensão dos fenômenos.

A importância dada pelos autores sino-soviéticos aos processos de ativação é digno de nota. Os autores ocidentais dispensam tratamento não diferenciado, mas espalhado e embutido em várias outras temáticas (localização difícil, às vezes). E, sistematicamente, faltam citações recíprocas, cruzamento de bibliografia inexistente, mesmo quando estão tratando das mesmas áreas geográfico-geológicas. Esta atitude, de ambas as partes, sempre inconformou este autor, que dedicou muito do seu tempo na busca por integrar estes pontos de vista.

A pretensão de juntar objetivos didáticos, centralização da bibliografia e a busca de pontes entre o "fixismo" e o "mobilismo" constituem, pois, motivações maiores deste trabalho. Naturalmente, é meta que enfrentou percalços e adversidades, entre imaginados e não imaginados, e continua a enfrentar, ao curso de seis anos de elaboração.

O autor espera a compreensão dos seus leitores potenciais para esses aspectos difíceis de sua jornada.

1.2. Melos - Metodologia

A pesquisa bibliográfica, no Brasil e no exterior, foi o suporte fundamental deste trabalho, somando-se a isto, a experiência modesta do autor em áreas ativas. Para isto, o tempo (seis anos), a paciência, e a ajuda de vários colegas (obtenção da bibliografia, versão de russo e alemão para português) foram fatores imprescindíveis.

Todas as fronteiras iniciais pensadas para o trabalho foram sendo paulatinamente alargadas, de uma instância a outra se chegava a extremos de se tender a mudar a tônica inicial do trabalho: o que é ativação tectono-magmática?; como enquadram estes fenômenos os autores plaquistas?

Grande parte da bibliografia chinesa e soviética é inacessível. Muitos pedidos de cópias - de quaisquer tipo - enviados a colegas na Rússia e na China extraviam-se ou não têm respostas. E como só é possível o acesso a alguns destes textos, este é o percalço maior. O autor (estando no Brasil) acredita que consultou o número suficiente possível de trabalhos, mas deixa claro que há muitos outros (inclusive alguns clássicos) cujo acesso e manuseio não foi possível.

Na bibliografia mobilista - que conta com recursos de publicação e divulgação mundo afora muito grande - o problema residiu em localizar o tema, pinçá-lo, pescá-lo e trazê-lo para a raia do debate. Aqui, pelo contrário, é humanamente impossível ler tudo que trata de fenômenos endógenos e reflexos do interior das placas. É preciso muita busca, muita determinação e até sorte para achar os autores certos e os textos certos, onde seja possível visualizar o tema da forma mais direta e extraí-lo para nossos propósitos de condensação e confronto.

É possível que nos dois casos - na parte sino-soviética ("fixista", de maneira geral) e "mobilista ocidental" haja lapsos e defecções indesejáveis. Outro autor, que seguisse outros caminhos e estivesse em outras circunstâncias também chegaria ao final com os mesmos problemas. De qualquer forma, o autor compreende que este texto é a sua versão do tema, mas que outras, talvez até melhores seriam possíveis. É um roteiro, um ensaio sobre uma fenomenologia importante, mas que

deve ser compreendida e aceita a nível de seminário. Nas circunstâncias enfrentadas de tempo, meios e dificuldades, este texto foi o possível, mas não o ideal arquitetado nas pretensões iniciais do autor.

O problema bibliográfico é tão vasto, que fatalmente ele não vai caber somente no capítulo de "Trabalhos Anteriores". Este não será suficiente, pois ambas as escolas (mobilista e fixista) têm histórias, etapas distintas no tocante ao nosso tema central, e assim, vez por outra, o debate bibliográfico recrudescerá.

Com os meios disponíveis e com estas dificuldades, o autor está ciente e assumindo os riscos de várias ordens desta empreitada.

1.3. Agradecimentos

Muitas foram as frentes de colaboração ao longo da execução deste trabalho em suas diferentes etapas (entusiasmo, verdade..., etc.).

A citação nominal destes colaboradores voluntários e involuntários (importunados pelo autor) corre o risco de deixar à margem alguns deles por puro esquecimento momentâneo.

Destaco meus colegas do DGG-IG-USP: Umberto G. Cordani, Georg Robert Sadowski, Mária Szikszay, Miguel A.S. Basei, Wilson Teixeira. Do IPT - Prof. Fernando Flávio M. de Almeida e o geólogo Celso Dal Ré Carneiro. Do exterior: Carlos Schobbenhaus (doutorando na Alemanha) e M.S. Nagibina (URSS, Academia de Ciências). Ainda a colaboração valiosa do geólogo Dr. Woldemar Iwanuch, então aluno de pós-graduação do IG-USP.

Estas colaborações principais incluíram cessão de bibliografia e versão do russo e alemão para o português, conjuntamente com o estímulo para que o trabalho fosse realizado.

A equipe da biblioteca do IG-USP, particularmente à Maria Aparecida Bezerra, pela paciência e dedicação com que me tolerou e eficiência na composição da relação de referências.

A Itacy Kroehne e Rodrigo Vascon, pelo trabalho dedicado nas ilustrações (mais de um ano de trabalho).

À equipe gráfica do IG-USP, Sr. Dalton Machado da Silva e seus funcionários, pelo zelo, empenho e boa vontade, os agradecimentos sinceros do autor.

A Nícia Maria Brandão Zalaf e Karina Roberta Baldin Vancini que fizeram a composição datilográfica, meus devidos agradecimentos.

Agradecimento com franco destaque deve ser formulado aos revisores científicos oficiais, escolhidos pelo Conselho Editorial do IG/USP para este trabalho, os professores Eduardo Antônio Ladeira (UFMG) e Celso Dal Ré Carneiro (IPT, UNICAMP). Além de contribuição

eminentemente científica em vários aspectos e formas, a colaboração crítica construtiva excedeu a expectativa, com o adicional, paciente, abnegado trabalho de copidesque, linha por linha, de todo o texto.

E "last not least" ao CNPq, pela bolsa de pesquisador, incentivo precioso para aqueles que procuram se diferenciar no aprendizado e ensino.

2. TRABALHOS ANTERIORES

2.1. Considerações iniciais

Durante quase dois séculos (1760-1960), desde o início da geologia como ciência até a revolução dos anos 60 (advento da "Tectonica de Placas") houve grande concentração dos estudos geológicos nos continentes. E, nestes, nas suas unidades lito-estruturais mais superiores.

Foram dois séculos de literatura naturalista ou descritiva, marcada na primeira metade deste século pela escola geossinclinal ou *Kober-Stille-Aubouin*, de generalizações empíricas, modelos diversos sobre extraordinário contingente de dados qualitativamente observados (que? onde? como?), onde se sobressaem as contribuições dos geólogos soviéticos e chineses (escola apelidada pejorativamente de "fixista"). Este é o período *continental* ou *continente-centrista*, na designação de um dos seus líderes (BELOUSSOV, 1990!).

No outro período, nas três últimas décadas, está a fase *oceânica* ou *oceanocentrista* relacionada com as descobertas científicas, geológicas e geofísicas, etc., verdadeiramente revolucionárias nas ciências naturais e nas suas interações. Nos sentidos qualitativos e principalmente quantitativos, avanços metodológicos e tecnológicos foram alcançados, perquirindo as causas (como? por que? para que?) e a integração destas de forma global. Este período/caminho começou no oceano (*sea floor spreading theory*), com os pesquisadores do mundo ocidental e continua em franco desenvolvimento, várias etapas vencidas e vindas, e gradativamente levou o conhecimento das margens para o interior remoto dos continentes.

Em geral, apesar de diácronos (apenas em parte sincrônicos) estes são períodos/escolas paralelos do conhecimento científico, a posterior não aproveitando a experiência da anterior. O cruzamento de informações, idéias, bibliografias, experiências, etc. é muito esqualido, de pescagem difícil, natureza esporádica ou acidental. Rivalidades científicas, rivalidades de geração e até políticas estremeceram, muitas vezes, a historiografia dessas duas escolas. O tema da ativação tectono-magmática não foge à regra como será exaustivamente visto.

Como a primeira das preocupações deste trabalho é caracterizar, com o maior detalhamento possível, o processo da ativação e fenômenos afins, recorreu-se destacadamente aos autores da linha sino-soviética.

O desenvolvimento do tema em epígrafe ocupa com realce o meio século final do período continental-centrista, de OBRUCHEV (1922) a SHCHEGLOV (1979/1976), embora sob esta tônica, e com algumas modificações, a produção científica chegue até os nossos dias. É um conceito

extremamente enriquecido na literatura sino-soviética da sua instauração (1922) até os principais sintetizadores (1967-1975).

A outra preocupação imediata do presente trabalho foi tentar citar, na visão dos geólogos plaquistas ou *mobillistas* como se auto-denominaram, a concepção que faziam da ativação. Esta foi tarefa difícil, porque a ativação nunca é mencionada e seus processos (processos tectônicos, magmáticos, sedimentares e metalogenéticos do interior das placas) sempre aparecem espalhados ou recônditas no interior de textos mais complexos. Mesmo quando a área enfocada é a mesma, falta o cruzamento da bibliografia e as palavras ativação, reativação ou similares raramente são evocadas.

É sabido que todo trabalho de pesquisa bibliográfica é finito e tem limitações. O caminho seguido pelo autor (ênfase em livros-texto, *proceedings*, autores mais destacados) pode não ter sido o melhor, mas foi o possível com os meios disponíveis.

Neste preâmbulo deve ser salientado que no Brasil (desde o primeiro trabalho no tema, de ALMEIDA, 1967), por razões de filiação científica maior ou mais arraigada à escola sino-soviética, o assunto da ativação (ou reativação como foi a primeira tradução em português) possui extensa bibliografia. Os aspectos e linguagem do tratamento *mobillista* nos fenômenos intracratônicos ou intraplacas existem, mas são ainda algo aleatórios e minoritários.

2.2. Meio século de bibliografia descritivista

2.2.1. Histórico do Conceito

No histórico da evolução do conceito há a considerar duas linhas: **a)** aquela que procurou descrever e classificar os fenômenos tectônicos, sedimentares e magmáticos e **b)** aquela que procura cobrir os bens minerais gerados na ativação, com colaboração lateral ao item anterior.

Os autores *metalogenistas* fizeram seus textos com indisfarçável simpatia pelos fenômenos, procurando trazer para a égide dos mesmos o maior contingente possível de mineralizações (por meio de generalizações e outros artifícios), dificultando a formação de juízo imparcial. Além disto, destes autores (textos em russo e chinês) há poucas versões disponíveis em inglês, francês ou português, alguns sendo de difícil consecução hoje nos próprios países de origem. Para este caso, o autor recorreu aos trabalhos de síntese (embora também muito enfáticos e otimistas).

As feições básicas de desenvolvimento da tectônica das plataformas (leia-se áreas continentais estáveis, crátons, etc.) e das regiões geossinclinais (leia-se áreas continentais instáveis,

áreas móveis, sítios orogênicos) já estavam mais ou menos delineadas na Europa e América do Norte no início deste século, quando OBRUCHEV (1922) fez advertência científica de relevância: "*A história do desenvolvimento tectônico da Ásia Central e Sibéria Ocidental durante o Meso-Cenozóico fugia do clássico esquema de conversões de geossinclinais (área móvel) para plataforma (área estável) dantes bem estabelecido.*"

Obruchev provou que após o dobramento paleozóico (ciclos caledoniano e hercínico), estas regiões foram expostas a enérgicos processos de soerguimento, acompanhados por movimentos de falhas, com erosão e subseqüentes processos de sedimentação e vulcanismo. Obruchev incluiu este tipo de formação de montanhas (Tien Shan, Altai, Cisbaikalia, etc.) em categoria especial de *montanhas regeneradas* ou *montanhas rejuvenescidas*, nas diversas traduções do seu termo original ("vozrodenneiy").

ARGAND (1935) focalizando as mesmas regiões, destacou a sobreposição de cadeias de montanhas neogeno-quadernárias em regiões que de há muito haviam perdido seu caráter geossinclinal, cunhando para elas o termo de zonas de dobras profundas (*plis de fond*). Na mesma linha, POPOV (1938) distinguiu que estas montanhas haviam surgido dos sítios de antigas planícies epicontinentais, após processos drásticos de erosão, usando o termo de *elevação adepressional* para as mesmas.

MIRCHINK (1940) falando sobre este novo tipo estrutural esquadrinhado, propôs que *estruturas de blocos* ou *zonas de bloco* deveriam ser distinguidas como terceiro elemento estrutural da crosta, par a geossinclinais e plataformas (no que foi seguido por diversos autores posteriormente). As características essenciais seriam vocação para movimento ascencional (movimento diferencial de massas ao longo de grandes falhas), a extrusão em grandes quantidades de lavas, principalmente basálticas e a intrusão de sienitos e granitos e a formação de depósitos clásticos continentais em depressões adjacentes aos blocos soerguidos. Para Mirchink, este tipo estrutural tinha papel decisivo nos ciclos meso-cenozóicos (no ciclo alpino).

STILLE (1936, 1939, 1940, 1944, entre outros) lançou os pilares duradouros de muitos conceitos genéricos da tectónica fixista ou descritivista (a chamada escola Köber - Stille - Aubouin). Embora não se tenha referido especificamente com a palavra *ativação*, por diversas vezes descreveu e circunstanciou fenômenos afins. Por exemplo, ao conceituar as transformações crustais, a saber:

- a) Consolidação - continentes crescendo às custas do desenvolvimento dos ortogeossinclinais;
- b) Regeneração - Segmentos já consolidados voltando às condições geossinclinais, afundamento e renovação de geossinclinais, geralmente logo após a consolidação precedente;

c) **Destruição - Transformação completa da crosta continental.** Condições marinhas profundas aparecendo onde existiu um continente.

Alguns autores sinalizam a ativação tectono-magmática como "regeneração" (a grande maioria é contra esta conotação), outros autores, como será visto, alegam que **a ativação é o caminho da destruição da crosta continental** e o aparecimento de crosta oceânica ou da oceanização (muitos sem sequer mencionar Stille).

Também ao definir as orogenias, como alpinóticas (derivada dos ortogeossinclinais) e germanóticas (pós-alpinóticas), Stille deu margem a comparações desta última com os estágios de ativação. Descreveu as orogêneses germanóticas como sucedâneas das anteriores, com características paratectônicas, baixa intensidade de dobramento, dobras-falhas, deslocamento de blocos, etc. Também ao se referir aos estágios evolutivos (estruturais e magmáticos) propugnou pelo estágio *quasecratônico*, precedendo o cratônico propriamente dito, e caracterizado pelo magmatismo subsequente.

O conceito não contínuo da deformação, deformações locais ligadas a falhas ou deformação induzida localmente, características híbridas da deformação, etc. foram largamente abordados por diversos autores. O estágio quasecratônico (vide SALOP & SCHEINMANN, 1969) foi retomado de muitas formas em várias oportunidades, nem sempre na mesma acepção original.

No tocante à regeneração, como será visto, a grande maioria dos autores enfatiza a diferença entre este conceito (volta às condições geossinclinais), mais radical, e a ativação (perda da estabilidade sem retorno às condições geossinclinais).

O evento da *destruição* (Hochkraton→Tiefkraton) aventada por Stille também tomou forma na linguagem de outros autores, como *oceanização*, *diwa* (como será visto posteriormente), etc., mesmo sem menção direta à origem.

A contribuição de Stille, nesta forma mais próxima concebida e de maneira geral, foi muito importante para o desenvolvimento deste e de todos os temas da geotectônica.

PAVLOVSKY (1948, 1962) introduziu o conceito de "arcogênese" como um estágio qualitativamente novo da matéria sobre vastas áreas de antigas plataformas (proterozóicas, hercínicas e mesozóicas), alterando-lhes a estrutura interna (tectônica) e as feições geomórficas (feições externas), a partir do Mesozóico (final do Jurássico e no Cretáceo). A arcogênese meso-cenozóica estaria relacionada com a atividade magmática de áreas continentais sílicas, formação de lacólitos e stocks granitóides (normal e alcalino), extrusão de lavas de composição complexa (ácida e básica), com tendências para alcalinidade, etc. Neste processo, regiões rebaixadas de plataforma sílicas seriam transformadas em sítios montanhosos lineares, separados por profundas depressões. Como exemplos, a Ásia Central (Cisbaikalia, Transbaikalia e Stanovoi, Tien Shan) e a zona de "rift valleys" da África e Arábia.

SHULTS (1948, 1964) e vários outros autores (NIKOLAYEV, 1952; KHERASKOV, 1963; KHAIN, 1965, 1969, 1980; YANSHIN, 1963, etc.) propuseram uma revisão no conceito de faixas orogênicas, reservando parte da designação para as *montanhas rejuvenescidas* de Obruchev, com destacada expressão geomorfológica sobreposta a antigas plataformas e faixas de dobramentos. Este novo sentido seria de *orogenia epiplataformal*, manifestada em várias regiões da Terra desde o Proterozóico Inferior, lado a lado com o regime das orogenias epigeossinclinais, que foram subseqüentes a clássicos regimes geossinclinais.

HUANG (1954, 1959) distinguiu dois tipos fundamentais de plataformas, em termos de natureza do embasamento, coberturas, estruturas e magmatismo: ortoplataformas (plataformas verdadeiras) e paraplataformas. As paraplataformas seriam aquelas de menor grau de consolidação do embasamento, com depósitos sedimentares mais espessos e mais deformados (intensa tectônica de falha), atividade magmática vultuosa, e caracteristicamente com falhas do embasamento reativadas, atingindo a cobertura.

Em trabalho posterior HUANG & CHUN-FA (1962) discriminaram a ativação como característica das paraplataformas.

NAGIBINA (1958) estudando as estruturas de blocos falhados da parte soviética da Ásia Central, em termos de estruturas, formação e composição dos produtos magmáticos associados ao seu desenvolvimento, distinguiu dois tipos, preliminarmente dissertados como:

- i) Baikaliano (= arcogênese de Pavlovskiy) = caracterizada por fluxo de basaltos
- ii) Ásia Oriental ou Pacífico = caracterizada primeiramente pela presença de andesitos intercalados a depósitos sedimentares imaturos e intrusões graníticas.

Posteriormente, em 1963, Nagibina voltou a enfatizar os tipos que distinguiu, inclusive apresentando (NAGIBINA, 1967) uma das mais completas revisões históricas sobre o processo da ativação tectono-magmática.

Trabalho com muitos seguidores, na China e na União Soviética (Komarov, Khrenov, Masaytis, Staritskiy, etc.) foi o de CHEN-KUO TA (1960) que também propôs um terceiro elemento fundamental na evolução da crosta continental em adição a geossinclinal e plataformas; a *DIWA*, *TIWA* ou *DIVA*, em diferentes versões da expressão chinesa que significa "escavação na Terra".

Este autor agrupou diversos tipos morfológicos e genéticos de *diwas*, em função dos tipos de depósitos formados, morfologia das estruturas, magmatismo e grau de metamorfismo, e elaborou a sucessão temporal ideal de evolução deste processo. O trabalho original de Kuo-Ta não foi acessível ao autor, mas das apreciações comentadas por NAGIBINA, 1967 (três tipos de *diwas*: Sinéclise, Depressões Cathaysianas = Baikalianas, Ásia Oriental) e HUANG & CHUN-FA, 1962 (dois

tipos de *diwas*: tipo Arco-Fratura, tipo Blocos-Falhados) as divergências são insuperáveis para melhor análise crítica.

A inclusão de sinéclises como *diwa* (in NAGIBINA, 1967) foge ao nosso entendimento, e isto não aparece na versão de HUANG & CHUN-FA, 1962, além de outras dificuldades da leitura e interpretação por tabela (indiretíssima).

Ainda em 1960, o trabalho de KORESHKOV foi muito importante, introduzindo o termo ativação tectônica de plataforma (ainda que de forma muito vasta), incluindo arqueamento de continentes e seu posterior colapso, a formação de sinéclises, a formação de horsts e grabens (tipo Baikaliano de NAGIBINA, 1958), a formação de *montanhas rejuvenescidas* (de OBRUCHEV, 1922) e a formação de bacias oceânicas.

Koreshkov distinguiu, de maneira notável, quatro estágios no processo de ativação:

- a) soerguimento enérgico, arqueamentos;
- b) rompimento dos arcos por grandes falhas, movimento diferencial de blocos e sedimentação clástica;
- c) aplainamento do relevo e acumulação de depósitos de carvão;
- d) vulcanismo basáltico, subsidência generalizada, transgressão e formação de bacias oceânicas (exemplo: Atlântico e Índico).

Além desta seqüência, tão usual no ocidente (pré-rifte, rifte, proto-oceânico, marinho) quanto não referida adequadamente, Koreshkov propôs o processo de ativação como responsável pelo afinamento e destruição da crosta continental (condição inversa do clássico processo geossinclinal).

Esta conotação do processo de ativação, preconizado em termos diferentes já por Stille (transformação do tipo "destruição") op.cit., voltou à cena com vários autores (BELOUSSOV, 1962; FAVORSKAYA, 1966, etc.).

KHAIN (1960), na sua classificação das principais estruturas da Terra destaca as plataformas antigas ou velhas (pré-cambrianas) mais estáveis, das plataformas jovens (epi-fanerozóicas) de maior mobilidade relativa, conceito que manteve no seu livro (KHAIN, 1973/1980). No mesmo artigo, considerando a heterogeneidade do embasamento das plataformas e a repercussão disto nas coberturas, sugeriu subdividir as plataformas em duas categorias, em função do grau de sua mobilidade: estáveis e móveis, indiferente à idade. Na concepção de plataforma jovem (estruturas, coberturas, magmatismo, etc.) estão muitas características de plataformas ativadas de suas "FOEPs", a serem discutidas posteriormente.

Na verdade, em vários artigos de diferentes autores é difícil separar o conceito de plataformas jovens (concepção original de SCHATSKIY et al., 1966, nem sempre respeitado nos seus

limites de idade) e plataformas ativadas. E, entre estas, em termos próximos ou de discriminação sutil, como quaseplataforma, paraplatформа, estágio germanótipo, etc. Isto porque as definições originais não foram posteriormente observadas com rigor.

Em 1962, HUANG e CHUN-FA complementaram a conceituação de paraplatформа, e fizeram uma série de críticas ao conceito e a subdivisão das *díwas* de Kuo-Ta. Estes autores identificam o fenômeno da ativação de plataforma como típico das paraplatformas (desde o início do Neogeico), nos chamados ciclos sucedentes.

Numa tabulação simplificada, distinguiram dois grandes grupos de movimentos policíclos das paraplatformas: oscilação e movimento de dobramento e falhamento. Estes últimos correspondem ao fenômeno de ativação e seriam nada mais que uma manifestação de policilismo dos movimentos tectônicos. Nestes, identificaram vários protótipos para caracterizar as observações geológicas na Ásia e China em particular, a saber:

Tien Shan (rejuvenescimento do Tien Shan, incluindo Nan Shan, Tsiling, etc. e outras áreas variscanas = Ásia Central)

Min-Cheh (Chekiong, Fukien, etc. = Cathaysiano)

Pamienshan (atividade magmática ausente)

Yenshan (braqui-estruturas, intrusões graníticas e efusivas, importantes)

Shantung (blocos falhados importantes, magmatismo reduzido)

Mistos (combinações de dois ou mais tipos retromencionados)

BELOUSSOV (1962) atribuiu ao fenômeno da ativação (*revival, post-platform form of development*) extenso grupo de fenômenos, que sucederam os movimentos oscilatórios (nas plataformas e geossinclinais) do Paleozóico e Mesozóico. Ele incluiu no processo de ativação a formação de montanhas extra-processo geossinclinal (Ásia Central) e a subsidência de bacias. Estes fenômenos seriam novos na história da Terra, marcados por novas formas de desenvolvimento (Cenozóico) e sem relação conhecida com a regularidade dos movimentos oscilatórios (substituição de geossinclinais por plataformas) e o crescimento estatístico crescente com o tempo da crosta continental.

Estes fenômenos podem incluir o quebramento e o colapso da crosta continental (*destruição de Stille, Koreshkov, etc.*) e o processo de *oceanização*. Igualmente, como outros autores, contrastou a ativação (processo de destruição) com o processo convencional de crescimento da crosta continental (geossinclinal → plataforma).

Beloussov inclui um vasto leque de fenômenos no processo de ativação (a partir do Terciário, podendo ser anterior), a formação de grande grabens (Baikal, Mar Vermelho), horstes e grabens (Transbaikalia), a formação de fossas oceânicas, arcos de ilhas e cristas meso-oceânicas, o que é desnecessário comentar.

KOSYGIN & LUCHITSKIY (1962) sugeriram para as depressões mesozóicas continentais, tipo Ásia Oriental de NAGIBINA (1958) fossem chamadas de *Terrasinclinais* em homologia com as ondulações geossinclinais. Nos diversos exemplos mencionados por estes autores, a comparação é extremamente vulnerável às críticas pelo seu artificialismo.

KOMAROV & KHRENOV (1963), seguidores de Kuo-Ta na União Soviética, propuseram a designação de epigonal para as *diwas* ou similares, na mesma ordem de importância como estruturas tectônicas. Na evolução da Ásia Oriental, procuraram identificar a evolução das epigonais em alguns estágios (dois ou três) fundamentais. Distinguiram o estágio precoce - intenso magmatismo e dobramentos - do estágio tardio - falhamentos, jogo de blocos falhados, magmatismo menos acentuado -, com vários exemplos, incluindo algumas estruturas não compatíveis (como Kuo-Ta, incluíram bacias cratônicas do tipo sinéclise). De interessante, cabe mencionar a comparação que fizeram dos contextos vulcano-sedimentares das epigonais asiáticas com os depósitos molássicos continentais, com variedade maior na composição das manifestações magmáticas.

MASAYTIS & STARITSKIY (1963, 1964, 1967) também foram seguidores de Kuo-Ta, colocando as *diwas* em categoria especial e distinta da evolução da crosta: seriam estruturas formadas dentro das plataformas, mas não do tipo plataforma, e que no seu desenvolvimento envolveriam plataformas e faixas móveis adjacentes.

As estruturas de *diwas* se desenvolveriam em diferentes estágios, com mudanças qualitativas e quantitativas importantes nos setores de sedimentação, magmatismo e estruturação tectônica formada. Definiram quatro estágios evolutivos nas *diwas* da Ásia Central e Sul Oriental, desde as condições mais drásticas iniciais de tectônica e magmatismo (1º estágio) até fases finais de condições tectônicas quiescentes, relevos aplainados e o advento de depósitos marinhos.

Nestes termos (à semelhança de Koreshkov, Beloussov, etc.) propuseram claramente a dualidade:

- a) geossinclinal → faixas de dobramento → plataforma = criação e crescimento da crosta continental
- b) crosta continental (plataforma x faixas do dobramento) → diwa → bacias oceânicas = destruição continental, formação das bacias oceânicas

Para estes autores, o processo de *diwa* seria o *resultado da basificação da camada inferior da crosta, crescimento da camada basáltica*. Basaltos seriam rochas características dos estágios finais do processo de reorganização estrutural da crosta (=oceanização de BELOUSSOV, 1962).

RADKEVICH (1965) adotou uma abrangência muito ampla para o processo de ativação, à semelhança de Beloussov, sendo digno de menção a inclusão do processo de *regeneração* neste rol.

FAVORSKAYA (1966) na mesma linha de Belousov, incluiu no processo de ativação, a saber: a destruição de velhas regiões de crosta continental, com o desenvolvimento de bacias oceânicas; o desenvolvimento de fossas oceânicas; o processo de falhas profundas acompanhadas de extensivo processo magmático conduzindo à formação de *zonas vulcânicas*. E Favorskaya, ainda, discorda da separação do processo de ativação daquele dos geossinclinais, colocando-os em plano comum.

NAGIBINA (1967) fez excelente síntese histórica do conceito e discutiu seus tipos fundamentais. Muito desta síntese está integralmente utilizada no desenvolvimento posterior do presente trabalho, como será registrado.

SALOP & SCHEINMANN (1962) procuraram sintetizar o conceito de ativação tectônica, discutindo a extensão geotectônica do processo (formação de tipos crustais oceânicos no interior das partes mais centrais das plataformas, regiões de dobramentos, etc.) no espaço e no tempo geológico. Assumiram, porém, que o fenômeno da ativação seria tardio (a partir do Proterozóico Superior), só depois da existência de uma crosta continental espessa, e que sua causa deveria estar localizada em camadas profundas dos continentes, ligada a grandes perdas de energia da tectonoesfera.

Estes autores distinguiram também - em compartimentos separados - as ortoplataformas (*segmentos arqueanos*) das paraplateformas. Este segundo grupo, também designado de *plataformas jovens* (proterozóicas ou mais jovens), caracterizadas por manterem certas condições de mobilidade. Estas paraplateformas (ou pseudo-plataformas, quaseplataformas) foram comparadas com os quasecratons de Stille (comparação que não corresponde exatamente à definição original de STILLE, 1940), e discutidas em separado do tema da ativação. Aliás, essa série de termos geotectônicos próximos (plataformas jovens, paraplateformas, quasecratons, "estágio germanótipo", etc.), nunca obedece às discriminações originais, e gera conflitos de leitura e interpretação.

Antes de chegar às sínteses, cabe mencionar em separado aqui o trabalho de SMIRNOV & KAZANSKIY (1973), resultado de uma série de artigos anteriores. Além da excelente síntese dos grupos metalogenéticos das *velhas* e *jovens* plataformas e dos sistemas de dobramentos, há interessante esquema evolutivo (tectônico, temporal e metalogenético) das plataformas: estágios nuclear, protogeossinclinal (Proterozóico Inferior), *protoativação* (Proterozóico Médio), plataforma (Proterozóico Superior, Paleozóico) e da ativação tectono-magmática (Paleozóico, Meso-Cenozóico).

O estágio de *protoativação* na realidade procurou cobrir todos os eventos tectônicos, magmáticos e metalogenéticos do Proterozóico Médio, intracratônicos ou de supercontinente, colocados em diferentes interpretações tectônicas mobilistas e fixistas, pelos mais diversos autores. O estágio da ativação tectono-magmática, fanerozóico, corresponde à essência dos

processos de ativação, de por exemplo SHCHEGLOV (1965, 1970). Esta seria uma forma de subdividir (usando condições tectônicas, tempo e grupos metalogenéticos) o processo de ativação, muito interessante, por sinal, e ao nosso conhecimento ponto de vista pouco generalizado (vide KAZANSKIY et al., 1976, também).

2.2.2. Sínteses Fundamentais

A observação da bibliografia disponível, ao longo desse meio século de publicações permite o exercício da síntese do conceito sob dois ângulos, não mutuamente exclusivos, como será feito nos capítulos seguintes.

O primeiro, levando em conta as características mais gerais do processo (bens minerais inclusive, mas de forma secundária ou terciária) pode ser encontrada de forma objetiva nos autores: NAGIBINA (1967), NAGIBINA et al. (1981), KHAIN (1980), GREGOR'YEVA (1979) e LEONOV (1983).

O segundo exercício de síntese, por via da metalogênese, é de certa forma facilitado, graças ao livro de SHCHEGLOV (1979, original em russo de 1976). Neste compêndio, Shcheglov sumariza uma série enorme de trabalhos de outros autores (Billbin, Radkevich, Rundkvist, Smirnov, Kazanskiy, etc.) e uma seqüência de artigos de sua lavra (SHCHEGLOV, 1965/70), de forma coerente e relativamente sucinta (vide Quadros III e IV).

Nestes trabalhos, antes de chegar ao objetivo da metalogênese propriamente dita, Shcheglov classifica o fenômeno da ativação, subdivide-o em várias tipologias, exorta suas características fundamentais (natureza do embasamento, desenvolvimento tectônico, coberturas vulcânicas e sedimentares, magmatismo, exemplos principais) e, ainda, analisa/sugere as causas crustais e subcrustais das diversas faces do fenômeno.

2.3. O conceito no Brasil

O conceito da ativação tectono-magmática foi sementado no Brasil por ALMEIDA (1967, 1969), em trabalhos clássicos que, *en passant*, são também leitura obrigatória precedendo quaisquer sínteses geotectônicas do embasamento e da cobertura da Plataforma Sul-Americana.

Da mesma forma e profundidade qualitativa é o trabalho de BEURLEN (1967), caracterizando a partir do Jurássico a *reativação dos processos geológicos de maneira pronunciada*, enfatizando as várias fases de manifestações magmáticas do Jurássico ao Terciário, a implantação de

novas estruturas e bacias sedimentares e consignando a *terceira fase do desenvolvimento geológico do Brasil*, ligada à abertura do Oceano Atlântico.

Todas estas assertivas de Beurlen foram colocadas pela pura observação pessoal, sem vínculos com escolas do pensamento científico, e a palavra reativação foi usada na forma mais descompromissada possível, de substantivo comum, sem vínculos.

ALMEIDA (1967) caracterizou a *reativação wealdeniana* (alusão ao andar Wealden), como drama tectônico de caráter germanótipo que interrompeu a longa estabilidade paleozóica e eo-mesozóica da nossa plataforma, descrevendo suas características gerais, tectônicas, magmáticas, seus estágios, metalogenia e conseqüências geográficas. Já neste trabalho salientou que as manifestações do fenômeno tinham maior expressão nas áreas mais próximas ao mar.

No trabalho de 1969, ao definir o *estágio da reativação* (3º estágio, após Transição e Estabilização, paleozóicos), Almeida fez o histórico do conceito, definiu-o, descreveu todos os pormenores tectônicos, estratigráficos, magmáticos, subdividiu a "reativação" em diferentes fases, e detalhou sua mineralogênese, do Jurássico ao Quaternário. Esta é, sem dúvidas, para época, síntese irrepreensível e feliz da evolução das coberturas sedimentares da plataforma Sul-Americana, deixando bases para inúmeros trabalhos posteriores (seqüências sedimentares, magmatismo, eventos metalogenéticos), e plantando definitivamente o conceito no Brasil.

Interessante observar que, embora falasse em termos de ativação tectônica (citando de Obruchev a Shcheglov), as expressões *estádio de reativação* e a *reativação* (simplesmente, ou vinculada ao trabalho de 1967) foram as que mais persistiram na literatura geotectônica do Brasil.

Em trabalho de 1972, Almeida objetivou mais as mineralizações associadas a *ativação tectono-magmática da plataforma Sul-Americana* para o público internacional. Neste trabalho classificou o processo de ativação autônoma, para a seguir (como fizera BEURLEN, 1967) admitir que ela poderia representar reflexo tectônico e magmático acompanhando a abertura do Atlântico Sul.

FERREIRA (1972) na nota explicativa da carta tectônica da América do Sul, reportou-se à *reativação mesozóica*, e seguiu a divisão em três estágios de ALMEIDA (1969).

Coube a AMARAL (1974) introduzir o conceito de ativação tectono-magmática para o Proterozóico do Brasil, na sua tese da região amazônica. Primeiramente, dividiu o Pré-Cambriano da Amazônia, indicando uma classificação estratigráfica em três eventos: Paraense (1700-1550 Ma), a leste, Madeirense (1400-1250 Ma), na parte central e Rondoniense (1050-900 Ma), a sudoeste, sucedendo a história do Ciclo Transamazônico na região. A seguir, comparou os eventos tectônicos, sedimentares e magmáticos destas etapas com os de países vizinhos, no início e final do Proterozóico Médio. Cabe destacar que processos vulcano-plutônicos, de tectônica ruptural e de rejuvenescimento

isotópico são comuns no final do Proterozóico Médio, na Guiana (K'Mudku), Venezuela (Orinoquense) Suriname (Nickerie) e foram por Amaral atribuídos à extensão do processo de ativação (equivalentes no tempo ao Rondoniense).

Para caracterizar estes eventos como processos de *ativação autônoma*, fez a descrição mais detalhada possível dos eventos, em suas várias faces, e elaborou primoroso histórico do conceito de OBRUCHEV (1922) a SHCHEGLOV (1970). Sugeriu que entre um processo e outro o Cráton Amazônico tivera períodos (da ordem de 100 Ma) de quietude tectônica. Mais ainda, admitiu que a evolução subsequente da Bacia Amazônica na *Plataforma Amazônica* teria sido *por ativação reflexa* da evolução da Cordilheira Andina.

O trabalho de Amaral é valioso, rico em informações e tem o mérito de introduzir o conceito da ativação no Proterozóico Médio do Brasil. É bem provável que no leste (Paraense) e no oeste (Rondoniense) realmente estejam os registros de processos de ativação tectono-magmáticos reais. Mas, é preciso reconhecer o avanço feito no conhecimento regional (pequeno, mas suficiente), e entender a subdivisão e conceituação de Amaral como válidos para o tempo de sua tese (1974).

ALMEIDA (1978) analisou a evolução dos crátons Amazônico e do São Francisco, com seus homólogos (Canadense, Báltico, Siberiano, etc.) identificando processos tectônicos, sedimentares e magmáticos mais ou menos isócronos, devido às condições térmicas e dinâmicas especiais, de âmbito do planeta (entre 1800 Ma e 1000 Ma). Ao se referir ocasionalmente a estes eventos usou o termo ativação tectono-magmática (sem seguir claramente a proposta de AMARAL, 1974), inclusive comparando o magmatismo granítico na região sul-ocidental do Cráton Amazônico com manifestação do tipo Min-Cheh, de HUANG & CHUN-FA (1962).

A partir destes trabalhos, os termos (*reativação* mais que *ativação*) têm sido muito comuns no Brasil, na análise dos processos proterozóicos (vide BRITO NEVES, 1986; ALMEIDA & HASUI, 1984; SCHOBENHAUS et al., 1984) e fanerozóicos. Muitos outros trabalhos sobre o processo de reativação ou ativação são disponíveis no Brasil, incluindo um projeto específico de vários anos desenvolvido na década passada, pelos pesquisadores do IPT/Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo (ALMEIDA, 1986; ALMEIDA & CARNEIRO, 1989). É oportuno acrescentar que SCHOBENHAUS et al., 1984 (p. 38) caracterizam o *estádio de reativação* da plataforma Sul-Americana com o nome de *Evento Sul-Atlântico*, no intuito de atrelá-lo com a origem e evolução do Atlântico Sul (como fizera BEURLIN, 1967), ou ainda com F.O.E.P. ("Faixa Orogênica Epiplataformal Perioceânica) perioceânica da conceituação de Khain (1973/1980).

2.4. Modificações no conceito *fixista* na última década - a tendência neomobilista -

O histórico do conceito de ativação, de OBRUCHEV (1922) a SHCHEGLOV (1976/79) foi e será aproveitado várias vezes neste trabalho, discriminando as características e as tipologias destes fenômenos - por definição pós-plataformais e intracratônicas.

Até o início da década de 80 prevaleciam os conceitos *fixistas*, sumulados nos trabalhos de NAGIBINA (1967), KHAIN (1973/80), SHCHEGLOV (1976/79).

No livro de BELOUSSOV (1980, original em russo de 1976), o conceito de ativação permanece com poucas modificações, abrigado dentro das principais classes de regimes continentais endógenos (ligados à tectônica, magmatismo e metamorfismo), nos chamados regimes epiplataformais (ativação orogênica de uma plataforma - FOEP intracontinental), nos *regimes de rifte* e da *ativação magmática das plataformas*, e em parte no *regime das margens continentais*. Ou seja, criou uma série de subdivisões ou subtítulos, procurou alicerçar alguma coisa da tectônica global (regime Atlântico, regime Pacífico), mas sem grandes avanços na direção mobilista.

Ainda em 1980, a síntese de HUANG da tectônica da China, sede de importantes trabalhos de ativação, inclusive de Huang e colaboradores, é feita em bases descritivistas. Surpreendentemente, descreve (p.187/188/192/193) atividade de retomada do desenvolvimento tectônico (falhas profundas), magmático (vulcânicas tipo Pacífico, etc.), sedimentares (bacias falhadas, "dustpan-like basins") no Meso-Cenozóico, sem falar na palavra ativação, embora caracterize os blocos Sino-Coreano e Yangtzé como paraplatformas. Mas, também não enveredou por explicações mobilistas.

Este tímido começo dos anos 80, em dois dos líderes mais representativos do *fixismo* foi subitamente rompido por NAGIBINA et al. (1981) e por vários outros autores, russos e chineses, no livro patrocinado pelo IGCP-107 (editor chefe, G.LEONOV), em 1983, inaugurando nova etapa no desenvolvimento da escola sino-soviética. É justo salientar que Nagibina participa das conclusões como autora e co-autora de todas as seções do livro mencionado.

Nestes trabalhos são feitas observações primorosas (e surpreendentes) de cunho absolutamente mobilista sobre causas das atividades intraplacas eurasiáticas: interação do continente com estruturas oceânicas do Pacífico e Índico - subducção variada e acreção, associação com zonas de colisões continentais e microcontinentais, movimentos verticais e horizontais combinados, etc. São feitas correlações cronológicas de movimentos tectônicos e magmatismo em vastas regiões da Ásia Oriental (de Verkhoiansk - Kolima e Koryak, ao norte, para Transbaikalia e Mongólia, no centro e China, Coréia e adjacências a sul).

Nos trabalhos do Congresso Geológico Internacional (1984), em Moscou, no

Colóquio de Tectônica da Ásia e nos "Proceedings" (v.7), verifica-se claramente a cisão na escola sino-soviética. Muitos autores enveredam franca e explicitamente para caminhos e explicações mobilistas para os fenômenos intraplacas (Zonnenshayn, Baranov, Aubouin, etc.) enquanto outros permanecem (Yanshin, Huang, Beloussov, Zakharov, etc.) mais ligados aos seus princípios descritivistas.

Nos "Abstracts" do Congresso de Washington (1989), chega a ser impressionante o número de autores chineses e soviéticos militando francamente na tectônica global, com explicações tacitamente mobilistas para os fenômenos intraplacas asiáticos. Em especial e em adição, merecem menção os textos especiais de "Progress in Geosciences of China", vol.II e III, especial para este "28th I.G.C.", e, ainda, a edição especial do Episodes, v.11, n.2, 1988, dedicado à geologia da China e áreas vizinhas.

Estas, entre muitas outras contribuições, mostram que a grande maioria dos fixistas evoluiu para a linha mobilista ao longo dos anos 80.

De fato, entre KHAIN (1960, no 21º Congresso Geológico Internacional, Dinamarca), para KHAIN (1989, 28th I.G.C.), há diferenças notáveis, retratando a evolução de pontos de vista fixistas para os mobilistas. Isto para falar naquele considerado príncipe da geotectônica da União Soviética. Mas, isto não é geral, pois de BELOUSSOV (1962) para BELOUSSOV (1990) há muito progresso, mas persistem muitos ranços fixistas (ou "reacionaristas") além do escopo deste trabalho. E como Beloussov, há alguns outros fechados com seus princípios descritivistas, resistindo a esta guinada neomobilista do final do século.

Em outras palavras, a escola sino-soviética, nos últimos dez anos tem se dirigido para a conceituação mobilista. Há um grande número de autores procurando explicar a tectônica intraplaca, e rejuvenescimento de relevos de antigos orógenos paleozóicos por causa da interação de placas, ou por processos mantélicos, subcrustais. Nova terminologia está se chegando à ativação autônoma (diapirismo mantélico, plumas, etc.) e ativação reflexa (interação de placas), etc., e estes aspectos serão posteriormente considerados .

2.5. A conceituação mobilista

Fazer uma síntese da bibliografia mobilista em torno do tema da atividade tectônica, magmática e sedimentar do interior das placas continentais é tarefa simplesmente inatingível. Apontar as tendências surgidas no tempo é uma possibilidade, que certamente traduz os horizontes do autor, mas é passível de defecções. Isto porque o contingente bibliográfico das últimas três décadas ("oceano-centrista") é extraordinário e escapável a quaisquer juízos, mesmo que apenas

livros-texto e anais de reuniões científicas, sejam os objetos primordiais da análise.

Além destas restrições naturais e como já foi reiterado, temas/palavras como "ativação" e "reativação" ou similares não são abordadas frontalmente, ou não constam do dicionário dos mobilistas. Para o leitor mais atento e obstinado, é possível catar algumas menções aleatoriamente, e fazer a ligação. Todas as formas de abordagem do contexto intraplaca (sedimentação, tectonismo, magmatismo, dados geofísicos, etc.) tangenciam sempre - acidental ou incidentalmente - os processos atribuídos à ativação, e sistematicamente não aludem à bibliografia preexistente.

Para a década de 60, qualquer busca de conexão é inócua. Predomina o "oceanocentrismo" desmesurado e a euforia de brinquedo novo. A partir da década de 70, como será visto, gradativamente, em várias searas (esforços intraplacas, magmatismo intraplaca, influências tectono-magmática de interações de placas, etc.) há investimentos e progresso na apreciação dos acontecimentos do interior das placas litosféricas continentais, consideradas passageiros inertes na década anterior.

Em outras palavras: de DEWEY & BIRD (1970), clássico, síntese da década anterior e DEWEY et al. (1986), ou DEWEY (1988), há progresso notório na forma global de apreciar os segmentos litosféricos. Da primeira edição do livro de CONDIE (1976), onde o tema interior das placas é lacônico e distante, para a segunda edição de 1982 (rifes de litosfera ativada, rifes de manto ativado), e daí para a terceira edição, de 1989 (classificação de rifes, estágios, modelos, mecanismos de rifes, associações magmáticas e fontes intraplacas, etc.) obtém-se idéia da evolução gradativa dos conceitos e da necessidade permanente da reavaliação.

No livro de WINDLEY (1977), primeira edição, o chamado cinturão Médio-Proterozóico do Atlântico Norte (anortositos, gabros, granitos rapakivi, vulcânicas ácidas e básicas, rochas alcalinas, sedimentos clásticos, etc. da Ucrânia a Califórnia) é tratado de forma descritiva, descrente de modelo viável de integração, praticamente repetindo BRIGDWATER & WINDLEY (1973). Na segunda edição (WINDLEY, 1984), a forma de descrição é diferente, um análogo moderno (África Ocidental) é escolhido e o fator profundidade do embasamento/nível crustal da dissecação é apontado para aparar outras diferenças dos cinturões móveis convencionais. Tenta-se uma saída, pelo menos.

Esta mudança de uma década para outra se processou gradualmente, tendo por áreas principais de enfoque a Ásia Central e Sul Oriental (MOLNAR & TAPPONNIER, 1975; TAPPONNIER & MOLNAR, 1976; TAPPONNIER e co-autores em vários trabalhos seguintes, SENGÖR et al., 1978), o Bloco Báltico (BRIGDWATER & WINDLEY, 1973; BRIGDWATER et al., 1974, etc.) e o Meio-Continente (EMSLIE, 1978; BICKFORD & MOSE, 1975, Van SCHMUS et al., 1987, etc.) e a costa

ocidental da América do Norte (ATWATER, 1970; SMITH, 1974, 1975; etc.), onde os processos intraplacas são importantes do Proterozóico para os nossos dias. Nos trabalhos nestas áreas, principalmente, mas não exclusivamente, aparecem descrições detalhadas das atividades intraplacas, com modelos embrionários de evolução ("underplating", "crustal downfolding", "Harp Lake Complex", etc.), descrições sem opção por modelos, e gradativamente foram surgindo modelos atrelados aos acontecimentos na periferia das placas.

De certa forma o livro "Continental Tectonics" (National Research Council), editado em 1980, traz síntese coerente da visão mobilista, até aquela data, sobre os processos tectônicos, magmáticos e sedimentares intraplacas. Novamente, nenhuma concessão aos termos e conceitos fixistas, nem alusão remota, mesmo acontecendo que um dos capítulos do livro é da lavra de Huang, sobre a geologia da China, nos moldes tradicionais (como já comentado).

Outro livro que procurou sintetizar a evolução dos conhecimentos ("Dynamics of Plate Interiors, de BALLY et al., 1980) cumpriu parcialmente seus objetivos, faltando unidade nos seus varios capítulos, e porque não abordou concretamente o reflexo da interação de placas no interior das mesmas.

No decorrer dos anos 80, o deslanche da escola mobilista prosseguiu, incrementando de forma notável a pesquisa e a discussão dos processos interiores (subcrustais, verticais) e exteriores (interação de placas, laterais) dos segmentos litosféricos e a repercussão tectono-magmática e sedimentar esperável. De certa forma, bastante amadurecidamente, fugindo de rivalidades inócuas e até certo ponto com alguma atenção (menção direta jamais) a pontos de observação preexistentes na escola fixista.

Cabe destacar inicialmente os trabalhos de BALLY & SNELSON (1980), (classificação de bacias) e BALLY (1981) (classificação de orógenos), que abriu espaços e pontes para alguns conceitos/observações fixistas. Entre as suas bacias perissuturais destacou o tipo "chinese"; e entre seus orógenos (megassuturas) distinguiu o tipo NW Pacífico, limitado por zonas de subducção e falhas transformantes (B, T) de um lado e por intrusões félsicas (IF) no lado do continente.

De certa forma o trabalho de KINGSTON et al. (1983), de classificação de bacias, em seus vários parâmetros abordados, abre espaço para classificação (e comparação) com algumas noções fixistas. E como estes, há alguns outros que poderiam ser apontados.

O progresso do conhecimento expõe variações interessantes na abordagem, com o registro de incertezas na interpretação mobilista para processos intraplacas (THOMAS et al., 1984; Van SCHMUS, 1985; Van SCHMUS et al., 1987, etc.) e até mesmo alguns ceticismos, em sínteses de expressão internacional (REED, 1987).

Além disso, a busca por modelos alternativos (desde BRIGDWATER et al., 1974),

dentro do mobilismo, para estes processos foi intensa (sintetizados em KRÖNER, 1981). Ao lado da aplicação, sem nenhum criticismo, da influência dos processos externos na história tectônica e magmática do interior remoto das placas (GÁAL & GORBATSCHEV, 1987; HOFFMAN, 1989).

Para se fazer uma apreciação na literatura mobilista é justo mencionar aqueles textos que de forma mais direta trazem a hegemonia do pensamento no tocante aos processos intraplacas. Os livros editados por COWARD & RIES, 1986 e COWARD et al., 1987, e o livro de CONDIE, 1989 (3ª edição), entre outros são valiosos para esta análise. As edições especiais do *Tectonophysics*, de 1986 (v.132, n.1/3) e 1987 (v.143, n.1/3) sobre deformação intraplacas e sobre mecanismo de riftes são complementos valiosos.

Para arremate, e para se saber o estado de arte dessa forma de ver os processos intraplacas, os "Abstracts" do 28º Congresso Internacional de Geologia, de Washington, 1989, completam e dão suficiência à apreciação que se queria fazer. O cruzamento delicado dos conceitos fixistas e mobilistas a ser apresentado posteriormente usufruiu decisivamente da análise minuciosa destes textos.

3. DEFINIÇÃO DO CONCEITO E SUAS CARACTERÍSTICAS

3.1. Discussão do conceito

A reordenação estrutural tardia, de forma moderada ou de forma radical de segmentos previamente consolidados da crosta continental - sejam eles plataformas ou regiões de dobramentos de consolidação já encerrada - tem sido objeto de muita atenção por diferentes escolas do pensamento geológico.

As definições selecionadas no Quadro I dão uma idéia boa do conceito no seio da escola geossinclinal ou fixista, sob a óptica naturalista da observação, sem exarcebações ou restrições exageradas. No Quadro II, procura-se enfatizar os vários sinônimos do conceito.

São condições essenciais da definição:

- a) A caracterização de estruturas superpostas.
- b) As áreas plataformais já consolidadas, com o estágio estrutural de cobertura já desenvolvido.
- c) As regiões ou sistemas de dobramentos com evolução completada - estágio pós-orogênico pleno -, e, de preferência com uma etapa de morfogênese precedendo a sobreposição de estruturas.
- d) A variedade do magmatismo - natureza, forma, quantidade, e o caráter anorogênico.

Para entender esta visão é necessário remontar às observações de OBRUCHEV (1922, "montanhas rejuvenescidas") e POPOV (1938, "elevação adepressional"), e muitos outros, no cenário berço do conceito, a Ásia Central e Sul Oriental. Ou seja a formação de feições estruturais positivas, desenvolvimento amplo de blocos falhados, a formação de novos sítios de sedimentação, intenso magmatismo associado, etc., levando a formação de cordilheiras importantes (Altai, Tien Shan, Kuenlun, região Cisbaikaliana, etc.) em regiões com história geotectônica prévia de cadeias de montanhas paleozóicas e seus antepaíses pré-Cambrianos.

Esta observação, posteriormente reiterada na China - onde estes fenômenos tectônicos e magmáticos modernos são sobrepujantes - ganhou gradativamente reconhecimento na Europa, África e América do Sul, etc., cunhando o processo de ativação e sua vasta sinonímia.

Em outras palavras, o consenso de que os geossinclinais (áreas instáveis) se transformavam em plataformas (áreas estáveis) como rotina e fim unânime dos processos (e do tempo) geológico foi então contestado, e sob formas as mais diversas. E, hoje, é reconhecido de forma quase

QUADRO I - Algumas definições selecionadas,

<p>NAGIBINA, 1967</p>	<p>- O termo ativação deve ser aplicado aos movimentos tectônicos de várias direções desenvolvidos em escudos e coberturas de plataformas jovens e velhas (ativação epiplataformal) e também dentro das regiões de dobramentos com uma crosta granítica (ativação epigeossinclinal). Somente as novas feições desenvolvidas sobre a plataforma (após a formação da cobertura) ou sobre as regiões de dobramento (após o dobramento está completado) devem ser relacionados ao fenômeno da ativação.</p>
<p>SHCHEGLOV, 1970/1979</p>	<p>- O processo de ativação tectono-magmática corresponde ao intricado complexo de fenômenos tectônicos e magmáticos superpostos, que acarretam um reordenamento estrutural das plataformas e regiões dobradas consolidadas, e ocorrentes durante o estágio de evolução continental pós-plataformal da história crustal.</p>
<p>KHAIN, 1973/1980</p>	<p>- As faixas orogênicas epiplataformais (FOEP) são faixas ativas que existem dentro dos limites dos continentes, que se caracterizam pela preponderância absoluta de elevações intensas e, por um relêvo alpino, possuindo estrutura arqueada em blocos, grande extensão (milhares de quilômetros) e largura considerável (ordem de centenas, às vezes mais que mil quilômetros), e que se originaram sobre regiões que durante muito tempo (centenas de milhões de anos) se desenvolveram em condições de plataformas.</p>
<p>GREGOR'YEVA, 1979</p>	<p>- A ativação deve ser definida por marcante intensificação ou renovação dos movimentos tectônicos de segmentos previamente estabilizadas da crosta. O processo pode ser expresso em diferenciações tectônicas de estruturas antes consolidadas (falhas, arqueamentos, abatimentos, fossas sendo desenvolvidas) e em fenômenos magmáticos, efusivos e intrusivos, amplos e recorrentes. O fenômeno da ativação ocorre em larga escala sobre amplas áreas, em regiões com diferentes estruturas.</p>
<p>ALMEIDA, 1969</p>	<p>- O fenômeno da ativação tectônica ("Estádio de Reativação") consiste numa reorganização estrutural da plataforma, que se parte em blocos acompanhando antigas fraturas ou as que então se manifestam, erguem-se em arqueamentos e montanhas de blocos e deprime-se localmente em bacias tectônicas nas quais se acumulam sedimentos cujas espessuras podem atingir milhares de metros. Manifesta-se intensa atividade vulcânica, frequentemente acompanhada de plutonismo granítico cratônico e importante mineralização endógena.</p>

QUADRO II - Sinonímia dos Fenômenos de Ativação.

OBRUCHEV, 1922	- Montanhas Rejuvenescidas (Vozroddeneye gory)
ARGAND, 1922	- Zonas de Dobras Profundas
POPOV, 1938	- Elevações Adepressionais
STILLE, 1936/44	- Estágio Quasicratônico; (= Regeneração)
MIRCHINK, 1940	- Estruturas/Zonas de Bloco
PAVLOVSKIY, 1948	- Arcogênese
SHUL'TS, 1948; NIKOLAYEV, 1953; (KHAIN, 1965), etc.	- Orogenia Epiplataformal (= orogenia epigeossinclinal)
NAGIBINA, 1958	- Estruturas de Blocos-Dobrados: i) Ásia Oriental ou Pacífica ii) Baikaliana (= Arcogênese)
CHENG-KUO-TA, 1960 (Komarov, Khrenov, etc.)	- Diwa/ Tiwa/ Diva
T.HUANG e CHUN-FA., 1962	- Ativação de plataforma. Típico de paraplateformas (ciclos sucedentes) a) movimentos policíclicos de oscilação b) movimentos policíclicos de falhamentos e dobramento: TIENSHAN, MIN-CHEH, PAMIENSHAN, YENSHAN, SHANTUNG, mistos.
KORESHKOV, 1960	- Ativação (senso lato) - (Aktivizatsiya) - destruição da camada granítica
BELOUSSOV, 1962/64	- "Revival" da atividade tectônica/ Regiões de ativação tetônica/ Regiões de Plataforma ativada
KOSYGIN e LUCHITSKIY, 1962	- Terrasinclinal (depressões Ásia Oriental) e Terraanticlinal (altos interpostos)
SMIRNOV, 1962	- Ativação Reflexa (áreas ativadas vinculadas a geossinclinais)
KOMAROV e KHRENOV, 1963	- Epigonal/Epigônica (= Diwa)
KHAIN, 1965, 1972, 1973/ 1980	- Faixas Orogênicas Epiplataformais = FOEP i) FOEP intracontinentais e perioceânicas ii) FOEP perigeossinclinais
RAZNITSIN et al., 1963 (in KHAIN, 1980)	- Regiões de Epicinese
L.KING (in KHAIN, 1973)	- Regiões de Quimatogênese

QUADRO II - Continuação.

ITSIKSON, 1965	- Ativação Tectonomagmática: i) independente ii) conjugada(satélite)
ALMEIDA, 1969	i) Ativação Autônoma ii) Ativação Reflexa
NAGIBINA, 1958, 1967	i) Ativação Autônoma ii) Ativação Reflexa
SHCHEGLOV, 1966/70 (1966, 1967, 1968, 1970)	i) Ativação Autônoma ii) Ativação Reflexa
GUODA (KUO-TA), 1967	- Geodepressão "Diwa" = Ativação
BOGOLEPOV, 1968	- Processos Deutero-Orogênicos
KARPOVA, 1968	- "Blocos Arqueados"/"Áreas-Blocos"
BULGATOV e KRASIL'NICOC, 1968	- Orogenia Recorrente
PUSHCHAROVSKIY, 1969	- Estruturas Tectônicas de Ressonância(Resonance)
SALOP e SCHEINMAN, 1969	a) Plataformas verdadeiras (Segmentos Arqueanos) b) Quaseplataformas/Quasecratons/Pseudoplateformas (segmentos Proterozóicos)
SMIRNOV e KAZANSKI, 1973	a) Plataformas Antigas Ativadas Estágio Nuclear Estágio protogeossinclinal Estágio Protoativação (Prot.Médio) Estágio Ativação Tectono-Magmática Paleozóica e Mesozóica b) Plataformas Jovens Ativadas
ZAKHAROV (in Khain, 1973)	- Regiões Tergais
BORUKAYEN, 1977	- Zonas "Diaschísticas"
SHCHEGLOV, 1979	i) Ativação Tectono-Magmática Autônoma (Ativação = Diwa = Epigônica = Zonas de Bloco) ii) Ativação Tectono-Magmática Reflexa (= Conjugada = Satélite = Ressonância = "Revivatio")
GREGOR'YEVA, 1979	i) Ativação Tectono-Magmática Independente (duas tipologias) ii) Ativação Conectada ou de Ressonância
LIU WEI, 1989	i) Estágio de Ativação-"Geodepressão" ii) Ativação Reflexa

geral que são poucos os segmentos crustais que encerraram seu desenvolvimento estrutural neste único e rotineiro desfecho.

Definida a ativação tectônica e seus corolários, são necessárias algumas palavras de delimitações do conceito, pois há exacerbações de aplicação qualitativa (formas de expressão), quantitativa (intensidade dos fenômenos) e em significado geológico. Os termos comuns destes processos devem ser distinguidos pelo bom-senso do tectonista, separando-o de eventos usuais de coberturas (sinéclise, dalas, etc.) e magmatismo de plataformas, e daqueles eventos classicamente colocados no rol dos eventos pós-orogênicos (molassas e magmatismo associado) no caso das regiões de dobramento. A condição de um intervalo de tempo expressivo (com quiescência tectônica e com peneplanização interpostas) separando os eventos plataformais e pós-orogênicos (de rotina) dos processos de ativação é uma precaução comum, e mesmo corolário da definição de alguns autores (SHULT'S, 1948; NIKOLAYEV, 1952; KHERASKOV, 1963, 1967).

Alguns autores (KORESHKOV, 1960; BELOUSSOV, 1962; FAVORSKAYA & TROMPSON, 1969; entre outros), tendem a ampliar bastante o leque dos fenômenos tectônicos e magmáticos para o conceito de ativação, bem além daqueles de rejuvenescimento de segmentos crustais. Nesta tendência, senão condenável mas contestável, colocaram a formação de soerguimentos continentais e os colapsos subseqüentes, a formação de bacias interiores do tipo sinéclise, sistema de horstes e grabens de diferentes escalas, etc. Nesta linha de "importantizar" o processo, se tem chegado ao extremo de colocá-lo como responsável pela destruição completa da crosta continental (BELOUSSOV, 1962; MASAYTIS & STARITSKIY, 1967, entre outros) e a formação da crosta oceânica.

Ou seja, no afã de valorizar os processos, chegam a colocar o fenômeno da ativação em um "ranking" muito elevado, e exatamente antagônico do clássico e tradicional processo geossinclinal (que seria o de formação de crosta continental). Nesta linha, FAVORSKAYA & TROMPSON, 1969, advogaram que o processo geossinclinal era apenas uma instância do fenômeno de ativação, o que é uma alienação (mesmo para a escola de tectonistas onde inserida).

Os processos de ativação podem ser muito importantes, e fundamentais em algumas regiões (sudeste Asiático, por exemplo), mas isto depende de vários fatores. Sem adiantar o ponto de vista (que será retomado posteriormente), é preciso olhar mais em volta - o cotejo de áreas/placas continentais e oceânicas - e para o embasamento da região afetada. Quanto mais complexo e rico de discontinuidades tectônicas for o embasamento (plataforma, região dobramento, ou ambos), mais imponente e expressivo será o conjunto de fenômenos que acompanhará a ativação.

A importância do processo de ativação congrega um grande grupo de autores chineses e soviéticos (MIRCHINK, 1940; PAVLOVSKIY, 1948; KUO-TA, 1960, etc.) na opinião de que a

ativação tectônica deve ser rankeada no mesmo nível de geossinclinais e plataformas. Este estágio estrutural, quando presente, implica em modificações internas (tectônicas/magmáticas) e externas (geomórficas) de vulto, que no desenvolvimento da crosta continental merece o destaque de terceiro elemento fundamental, e distinto (de plataformas e regiões de dobramentos). GREGOR'YEVA (1979), em sua síntese, retrata muito bem a importância dada pelos tectonistas da escola fixista a estes processos, enfatizando que eles são controlados por processos profundos (como bem o demonstra o magmatismo), em diferentes níveis do manto.

Nessa tônica de superestimar os processos de ativação tiveram papel importante os autores voltados para a metalogenia, que podem ser bem simbolizados e sintetizados no livro recente de SHCHEGLOV (1979, edição soviética de 1976). Além de divisões e subdivisões - como serão vistas - do processo de ativação, este autor, na síntese de vários trabalhos prévios seus e de outros, expressa as feições metalogenéticas das regiões ativadas de forma bastante otimista, o que traduz mais a simpatia pelo processo do que a realidade esperada.

É preciso reiterar com freqüência os cuidados expressos nos corolários da definição do fenômeno (e que será repetido ao longo de todo o texto), e considerar sempre todas estas observações com ponderação, nos seus respectivos tempos, cultura e escola de pensamento científico, e até mesmo quanto à dose de entusiasmo infiltrada.

3.2. Subdivisão usual

A maioria dos autores que exercitaram sínteses sobre o fenômeno da ativação tectônica reconhece dois grupos mais ou menos distintos, com base principalmente na localização, natureza do magmatismo e estilos estruturais, a saber:

i) **Ativação Autônoma**

(tipo Baikaliana, ativação "independente", FOEP intracontinental, epigônica, "diwa", "blocos arqueados", etc.)

ii) **Ativação Reflexa**

(tipo Ásia Oriental ou Pacífica, conjugada, satélite, revivificação, ressonância, "FOEP" periocênico e "FOEP"perigeossinclinal).

Certamente são muitas as variáveis influentes, nas diferentes circunstâncias

geográficas e geológicas em que estes eventos de ativação foram detectados, a saber: natureza de processos próximos, tempo, estágios evolutivos, estruturas retrabalhadas e estruturas formadas, características de sedimentação e do magmatismo, metalogenia, etc. Ainda assim, a maioria dos autores converge numa classificação simples, dual, de fácil assimilação, com subtipos e tipos mistos discriminados aleatoriamente, por alguns autores, em função particular de seus universos de conhecimento.

Novamente, no caso da caracterização metalogenética (SHCHEGLOV, 1979), por razões as mais diversas (estágios sedimentares, vulcânicos e o conteúdo em bens minerais) propõe-se ampliação grande de subtipos (Quadros III e IV).

Este tipo de divisão simples dos fenômenos de ativação foi um elo importante para a conexão entre as linhas fixistas e mobilista (rifes de manto ativado/autônomos?; rifes de litosfera ativada/reflexos?). Na sua simplicidade, esta subdivisão abriga a essência dos fundamentos geológicos de duas escolas do conhecimento e serve de ponte para que os observadores das duas facções possam ser avaliadas e equiparadas.

Cabe destacar nesta instância a análise feita por VLASOV (1979) no significado do processo de ativação, sua vasta terminologia e seus exemplos. Ele concluiu que a designação de ativação independente pode ser supérflua, que todos os fatores apontados no processo de ativação podem ser o efeito (velado ou pouco claro) de zonas móveis próximas ou adjacentes, ou ainda a simples renovação de movimentos em regiões de desenvolvimento policíclico. Ele acha - quase como uma voz isolada percorrendo sobre este tema - que esta designação isola fenômenos que são constituintes naturais do processo geológico geral.

Outros autores (como por exemplo, ALMEIDA, 1986) ao dissertar sobre os eventos da ativação tectono-magmática de vastas regiões, com notável detalhamento até, reserva pouco espaço para a tipologia (autônoma ou reflexa), não fazendo deste um tópico fundamental da discussão

3.2.1. Ativação Autônoma

É aquela que se desenvolve no interior da crosta continental, sem ligações com desenvolvimento de "geossinclinais" (regiões móveis s.l.) adjacentes ou próximos. Nestas condições, as razões da ativação tectônica e do magmatismo devem ser procuradas, em primeira instância, no interior da Terra, a nível de manto, pelo menos.

São características essenciais:

a) Posição geológica independente, em estágios continentais pós-plataformais, sobre embasamento de qualquer natureza prévia (plataforma, faixa dobrada, maciços, etc.).

Quadro III - Regiões de ativação tectono-magmática autónoma e suas características (SHCHEGLOV, 1979).

REGIÕES COM ESTRUTURAS SUPERPOSTAS E EXTENSIVAS FALHAS		REGIÕES SEM ESTRUTURAS SUPERPOSTAS/QUEBRA NA CONTINUIDADE			
Feições Características	Com sulcos vulcânicos e depressões carboníferas	Apenas com depressões carboníferas (2º estágio)	Complexos Subvulcânicos	"Sheets" basálticos tardios	Praticamente sem magmatismo
Natureza do Substrato	Plataformas e seus escudos; zonas de dobramentos consolidadas; maciços medianos com embasamento exposto.		Variado: complexos cristalinos de escudos, regiões de do bramentos e maciços medianos.		Espessa cobertura sedimentar cratogénica.
Sedimentação e Magmatismo	Subárea vulcanogénica muito variada. Inclui molassas.	Molassas, sedimentos continentais. Andesitos e basaltos subaéreos	Complexos subvulcânicos de rochas alcalinas, variedades ácidas	Basaltos, andesitos e basaltos alcalinos (cobertura)	Diques esparsos de rochas alcalinas
Feições Metagenéticas	1º estágio: Complexo de depósitos endógenos associados com sulcos vulcanogénicos e intrusões: a) ácidos: Sn, W, Mo b) básicos: Mo, Cu, Pb, Zn, Au e W. c) alcalino: TR 2º estágio: Complexo epitermais de F, Sb e Hg, Mn e W.	1º estágio c/ intrusões ácidas: W e Sn; c/ alcalinas: TR, Ta, Nb 2º estágio: Depósitos de depósitos epitermais: F, Sb, Hg, Mn e Pb, Zn.	Associado a granitoides ácidos: Sn, W. Rochas "Neutras": Au Rochas Alcalinas: TR, F, Au, Pb e Zn	Mineralizações endógenas não conhecidas	Depósitos epitermais de F, Sb, Ba e mais raramente Hg Depósitos telúricos: Pb e Zn, Ba e F.

Quadro IV - Feições distintivas das regiões de ativação tectono-magmática reflexa e sua metalogenia (SHCHEGLOV, 1979).

Características Básicas	Magmatismo e depósitos sincrônicos e similares com aqueles das áreas móveis adjacentes	Magmatismo e depósitos minerais próprios, mas sincrônicos com os estágios do desenvolvimento da área móvel adjacente.
Natureza do substrato	Diversificadas zonas de dobramentos mais raramente em plataformas e maciços medianos	Mais característico de estruturas Pré-Cambrianas e Caledonianas
Desenvolvimento tectónico; natureza e tipo de estruturas superpostas	Estágios de desenvolvimento sincrônicos com aqueles do geossinclinal adjacente. Desenvolvimento de estruturas superpostas associadas com formas tectónicas geossinclinais. Formação lateral a geossinclinais no estágio de inversão sobretudo. Desenvolvimento de falhas e movimentos de blocos moderados	
Formações sedimentares e vulcânicas	Associações marinhas rasas e mais raramente continental, sincrônicas àquelas do geossinclinal Formações vulcânico-sedimentares diversas (andesíticas e andesítico-basálticas).	
Magmatismo	Síncrono e similar ao geossinclinal, em fases precoce, intermediária e tardias.	Intrusões peridotito-piroxénio e noritos, rochas alcali-básicas, álcali-ultrabásicas e alcalinas.
Feições metalogenéticas e exemplos	Depósitos sincrônicos ao da faixa móvel, pertencentes a estágios bem definidos da evolução: Au-Mo (Transbaikal) W-Mo (Alta Alapino) Cr (Turquia)	Depósitos assemelhados aqueles das plataformas com Ni magnético, Terras Raras em carbonatitos, Cu-Mo (Irã e Paquistão). Possivelmente depósitos de Au

b) O surgimento de uma série de estruturas tectônicas superpostas, fossas, fossas vulcânicas, riftes, horstes e grabens, graben-sinéclises, etc.(estruturas "block-folds").

c) Magmatismo basáltico preponderante e andesito-basaltos associados. Certa variedade de magmatismo admissível (termos alcalinos, ultramáficos e ácidos). Magmatismo intrusivo associado às falhas delimitantes das estruturas neoformadas.

d) Preenchimento sedimentar com clásticos continentais, grosseiros, areno-argilosos, "red beds", depressões carboníferas, etc., espessuras de poucos milhares de metros (1 a 3 km). Mergulhos moderados e grau de metamorfismo baixo a insignificante.

e) Complexo específico de depósitos metálicos endógenos, variáveis com a natureza do magmatismo.

f) São normalmente regiões de anomalias gravimétricas negativas, alto fluxo térmico, elevada sismicidade (SHCHEGLOV, 1979).

Esta série de características, mais ou menos consensual, reforça a tendência de se considerar este tipo de ativação (mais que a outro tipo) em elevada categoria de estruturas tectônicas, comparável aos "geossinclinais" e plataformas.

KHAIN (1973/1980) reconhece dois tipos de faixas orogênicas epiplataformais (FOEP) a que ele aplicaria a conceituação de ativação autônoma: as perioceânicas e as intracontinentais (interiores do cráton, com as características usuais das zonas de ativação autônomas enunciadas).

As faixas perioceânicas são estruturas elevadas que praticamente se paralelizam com as margens continentais de Gondwana (Arábia, Índia, África, Brasil) e do Laurentia (América do Norte, Groenlândia, Escandinávia, Escócia). Todos estes sistemas de elevações que se paralelizam com as margens continentais, apresentam magmatismo basáltico e alcalino, bacias sedimentares, etc. Ou seja, esta designação abrange parcela importante de regiões arqueadas que evoluíram para margens continentais passivas.

SHCHEGLOV (1976/1979), na seqüência de várias publicações anteriores, e tendo os produtos metalogenéticos como objetivo final, desenvolveu de forma detalhada subdivisões nas regiões de ativação autônoma. Levou em conta a superposição de novas estruturas e os estágios evolutivos (dois tipos) e ausência de estruturas superpostas associada à natureza e forma do magmatismo (três tipos), a saber (vide item 3.6 e Quadros III e IV):

a) Regiões com estruturas sobrepostas e extensivo desenvolvimento de falhas,

a.1) Com depressões carboníferas apenas. Dois estágios distintos de magmatismo:

1º estágio - Depressões Carboníferas - Intrusões básicas alcalinas

2º estágio - Fossas Vulcanogênicas - magmatismo diversificado

b) Regiões com importância dominante de deslocamento (sem estruturas sobrepostas)

Com complexos subvulcânicos

Com derrames basálticos tardios

Praticamente sem magmatismo

GREGOR'YEVA (1979) distinguiu dois grupos diferentes (e tipos transicionais) dentro daqueles de ativação autônoma, a saber:

a) Intenso arqueamento, envolvendo largas áreas, volumoso magmatismo basáltico, essencialmente envolvendo regiões de plataformas (velhas e jovens). Ex.: Tien Shan, Ásia Central, África Oriental, Trapas gondwânicas)

b) Arqueamento e deslocamento de blocos; magmatismo de composição complexa e diversificada mineralogia, envolvendo principalmente antigas regiões de dobramentos. Ex.: Ásia Oriental, Europa Central, oeste da América do Norte.

Tirante as particularizações dos autores, produto dos horizontes e paradigmas de observação dos mesmos, os exemplos citados com mais frequência são os da Ásia Central (Tien Shan) e Oriental (inclusive parte da China) os riftes do leste da África, Europa Central (maciço central), enxames básicos e trapas gondwânicos, etc.

É possível que parte dos exemplos citados não corresponda absolutamente à condição intrínseca de independência com áreas próximas ou adjacentes (como por exemplo, no complexo sistema de grabens da China). Mas, diferente da colocação de VLASOV (1979) isto não invalida a riqueza do conceito e a grande afinidade observada na descrição dos mais diferentes autores.

3.2.2. Ativação Reflexa

A ativação tectono-magmática reflexa, como implicam seus inúmeros sinônimos, corresponde aos processos de estruturas em blocos e magmatismo de uma determinada região a qual está de forma clara, ou tácita, associada (em espaço e tempo) com o desenvolvimento de sistemas/regiões geossinclinais ou "áreas instáveis" próximos. Estas áreas assim ativadas foram inicialmente identificadas nas zonas adjacentes intracontinentais dos cinturões móveis mesozóicos e cenozóicos do Pacífico, na Ásia Oriental (tipo Pacífico ou Ásia Oriental, NAGIBINA, 1958), e posteriormente em outras circunstâncias geológicas afins nas Américas e na Europa.

Quando esta conexão entre a região ativada e a região móvel próxima é muito clara, não há muitos problemas de estabelecer o relacionamento exposto na definição. Quando esta

conexão não é muito clara ou próxima, nas regiões mais interiores de continentes, fica difícil classificar adequadamente o tipo de ativação, e muitas vezes há classificações ambíguas (reflexa, autônoma) na óptica de diferentes autores.

Nas dissertações usuais sobre a ativação reflexa, as principais características postas em evidência podem ser resumidas da forma seguinte:

a) Posição geológica adjacente ou próxima (ou enfeixando) desenvolvimentos de áreas móveis ("geossinclinais e assemelhados").

b) Natureza do substrato variado, sendo mais comum o embasamento por faixas de dobramentos (mais antigas ou precocemente consolidadas), e mais raramente áreas plataformais e maciços pré-Cambrianos.

c) Magmatismo cálcio-alcálico, injeções granitóides e vulcânicas intermediárias e ácidas sin-sedimentares. Rochas graníticas associadas a sistemas de falhas e co-magmatismo das efusivas. De certa forma, magmatismo muito variado em tipologias e tempo.

d) Depósitos sedimentares e vulcano-sedimentares mais espessos (1 a 10km), mais deformados (associados a falhamentos) e com grau de metamorfismo atingindo a facies dos xistos verdes.

e) Grande variedade, em intensidade, frequência e tipologia do processo metalogenético, tendo por referencial a área móvel próxima.

f) Condições de espessura crustal bastante significativa na maioria das ocorrências.

Estas características, reunidas de forma preliminar devem sinalizar a ativação reflexa, havendo muita particularização de fenômenos tectônicos, magmáticos, mineralogenéticos, etc. nos mais diferentes autores consultados, algumas das quais, pela sua importância, serão objeto de consideração posteriormente.

Para alguns autores (Huang e Chu-Fa) a tipologia é bem mais variável - (Tien Shan, Min Cheh, Yenshan, Pamienshan, tipos mistos) com particularizações que não se coadunam com o cunho expositivo aqui escolhido.

NAGIBINA (1967) é muito enfático na caracterização das zonas de ativação reflexa ("revivificação"), pelo magmatismo granítico, contextos vulcano-sedimentares, e grande espessuras dos litossomas (ao lado de diastrofismo mais intenso), além da posição periférica às zonas geossinclinais sincrônicas.

KHAIN (1973/1980) definiu as suas FOEPs perigeossinclinais como partes marginais das plataformas que, no período orogênico se incorporaram ao desenvolvimento de geossinclinais, e que no soerguimento destes passaram a tomar parte nos sistemas montanhosos então formados. Esta é uma conceituação exarcebada, e quase compulsória, pois menciona os FOEP

adjacentes a todas cadeias dobradas mais jovens (meso-cenozóicas da Terra), circumpacíficas e ao longo da zona de Tethys, com especial destaque para a periferia oriental do continente asiático.

Nestes termos, além de alargar demasiadamente o conceito, invade e apossa-se do conceito preexistente de regeneração (vide Stille, vários trabalhos) e maciços medianos (vide BRITO NEVES, 1989), de tessitura também igualmente delicada, mas distinta. E, ainda insiste em cima de conceitos modernos ("foreland tectonics"), como será visto. Para Khain, estas regiões poderiam ser poupadas pelas fases orogénicas iniciais ("protorogenesis" de BOGOLEPOV, 1968), mas seriam atingidas pelos processos orogénicos tardios ("deutero orogenesis"), o que novamente é tentar sistematizar a natureza de forma indevida.

SHCHEGLOV (1976/1979) parece dar um peso menor a este tipo de ativação (em relação à autónoma), definindo-a como áreas/regiões relativamente estreitas (100-150 km) ao longo das quais as encaixantes das faixas móveis seriam afetadas pelo desenvolvimento destas. Os processos teriam natureza mais localizada e sempre com conexão clara com os eventos/fenômenos que incidiram na faixa móvel, com grau variável de intensidade. A ativação reflexa, na sua maioria, estaria ligada a processos crustais, não necessariamente mantélicos (apesar de mencionar sempre rochas de origem mantélica).

Shcheglov dividiu as regiões de ativação reflexa em dois subtipos; o primeiro com as formações magmáticas e os depósitos endógenos sincrônicos e similares àqueles da faixa móvel; e o segundo, quando os fenômenos magmáticos e os depósitos endógenos não são conhecidos na faixa móvel, apesar de sincrônicos com estágios evolutivos tardios desta faixa.

Ao fim da conceituação dos dois tipos fundamentais de ativação tectono-magmática é necessário rever os comentários apostos, preliminares, logo após enunciados estes dois tipos. A diversidade de variáveis em jogo, as diferentes circunstâncias geológico-geotectônicas que podem estar envolvidas, o universo de conhecimento geológico regional de cada autor, a ênfase do autor geralmente voltada para sua especialidade ou para sua região de conhecimento dos fenômenos, trazem dificuldades muitas vezes (em face da parcimônia ou da complexidade do registro geológico) de se optar por este ou aquele tipo básico de ativação, etc.

Estas dificuldades (e estas premissas) devem ser lembradas constantemente, e mesmo assim ao nosso ver não impedem que os grandes traços dos dois tipos possam ser enquadrinados e assimilados de forma conveniente, em seus propósitos básicos e no tempo.

3.3. Expressão geomórfica. Áreas e forma

A expressão geomórfica positiva, os grandes soerguimentos crustais - e seu conseqüente quebramento - constitui característica exaltada por unanimidade pela maioria dos autores que trataram do processo de ativação tectono-magmática.

Ao se remontar às primeiras ("montanhas rejuvenescidas", dobras profundas, dobras de fundo) e às muitas (arcogênese, orogenia epiplataformal, deutero-orogênese) das referências prévias do fenômeno, em suas diversas formas, e em diferentes regiões investigadas, a vocação ascensional de segmentos da crosta está quase sempre implícita.

A expressão entusiástica de KHAIN (1973/1980), aqui reproduzida, é cabível: *"Um traço comum de todas as FOEP é o predomínio absoluto das elevações, as depressões são de posição subordinada..."* E dá uma idéia desta observação coletiva.

Como já discutido, as elevações montanhosas da Ásia Central constituíram o berço do conceito, e que, por razões de analogia (regiões dobradas antigas plataformas soerguidas em instância geotectônica posterior, "não-geossinclinal") foi daí estendido a muitas outras partes da Terra.

Embora considerando que a utilização do conceito foi feita de forma simplista e com exagero, basta olhar para as faixas (FOEP) perigeossinclinais dos cinturões fanerozóicos do Pacífico e da região Tethyana. Do norte (Franklin, McKenzie) ao sul (Sierras Pampeanas) das Américas, lateral a leste das faixas orogênicas modernas há um sem número de regiões afetadas, soerguidas, e expondo terrenos mais antigos, de faixas de dobramentos paleozóicas e mesmo de blocos pré-Cambrianos.

A mesma observação é feita nos dois lados da grande faixa Tethyana, na Eurásia, e na porção setentrional dos blocos gondwânicos, com retrabalhamento, sob diversos níveis e intensidades, de estruturas previamente consolidadas. Em todas elas houve o predomínio dos movimentos ascensionais (Criméia, parte do Cáucaso, Pamir, Baixo Himalaia, etc., Anti-Atlas, Alto Atlas, Atlas Sahariano, etc.). Mesmo tipo de observação pode ser facilmente levada a toda parte do Pacífico da Ásia a Austrália.

No caso dos FOEP perioceânicas (ativação autônoma), a observação é mais franca em todas as margens originadas da desarticulação do Gondwana Ocidental (Zona Árabe-Nubiana, margens orientais e ocidentais da África e da Índia - os Gates, margem Atlântica brasileira).

Os inúmeros arcos - Rio Grande, Ponta Grossa, Serra do Mar/Serra Mantiqueira, Espírito Santo, Curimataú (Paraíba-Rio Grande do Norte), S.Vicente-Ferrer-Urbano Santos, etc. - e zonas dômicas formadas no estágio pré-rifte de evolução da margem continental sulamericana (vide ASMUS, 1984) são bons exemplos de "orogenia" consorciada a faixas perioceânicas. Pois são

inúmeras as elevações mesozóicas e cenozóicas (associada a vulcanismo basáltico e alcalino), zonas serranas que persistiram à desarticulação (estágios rifte ou lago, proto-oceânico, etc.) posterior destas áreas, sendo notórias até o presente.

Igual raciocínio pode ser levado à margem Atlântica da América do Norte, Groenlândia, e da Europa Ocidental.

No interior das plataformas, na Europa (Escudo Báltico), na Sibéria (norte da Plataforma Siberiana), na Austrália, África e no Brasil, etc. os eventos de ativação tectono-magmática estão invariavelmente associados com arqueamentos de grande, média e pequena amplitude (e magmatismo), balizados ou cortados por falhamentos associados.

Muitos destes altos interiores persistem como zonas elevadas na Plataforma Sul-Americana, como por exemplo os arcos de Assunção, Goiânia, Alto Paranaíba, Xambioá, Monte Alegre, etc. Todo relevo de planaltos interiores do Brasil é herdado do processo do soerguimento policíclico que se seguiu à "reativação wealdeniana" de ALMEIDA (1969).

Na Europa Central (estruturas germanotípicas), no Bloco Báltico, na África Central e Norte Oriental no Bloco Canadense, etc. são inúmeras as referências a movimentos diferenciados de blocos ligados aos processos de ativação, levando à edificação de relevos movimentados (processos associados à formação de bacias e magmatismo), em diferentes períodos da história da Terra (alguns remontando ao Proterozóico, outros do Mesozóico e Cenozóico).

Sobre a expressão em área dos processos de ativação tectônica verifica-se, na grande maioria dos autores uma tendência em admitir grandes extensões crustais.

Se forem considerados como reais/confiáveis as faixas periocênicas e perigeossinclinais mencionadas por KHAIN (1973/1980), cerca de mais de 35% da superfície crustal continental esteve submetida a este processo, do Mesozóico para nossos dias. Somando-se a isto as áreas intracontinentais mencionadas por este autor e por outros, chega-se a percentuais elevadíssimos e a partir daí discutíveis, ou vistos com muita cautela.

ALMEIDA (1986) referindo-se à ativação tectônica "wealdeniana", acontecida nos últimos 250 Ma na Plataforma Sul-Americana, estima que uma área de 9×10^6 km² foi afetada de alguma forma, fenômeno cuja escala não foi igualada na história da Terra. E que preferencialmente ela privilegiou os terrenos que por último se consolidaram (áreas do Ciclo Brasileiro).

Sem dúvida, os fenômenos da ativação tectono-magmática têm grande expressão em área e forma (sendo os processos de movimento vertical de blocos bastante salientados), nos diferentes tipos crustais continentais. E tudo indica que a forma de atuação decresce em intensidade com a maior idade de consolidação dos segmentos crustais analisados, embora nenhum tipo crustal tenha sido caracteristicamente poupado (raras exceções são mencionadas).

Mas para colocar valores numéricos nestas áreas há outras etapas do conhecimento a percorrer. É necessário maior conhecimento geológico dos processos, a tentativa até onde possível da discriminação de tipo (reflexo, autônoma), e separação de forma isenta daqueles processos que realmente preenchem concretamente os pré-requisitos da definição do fenômeno. Tudo isto para fugir do das descrições que procuram incrementar por entusiasmo a real extensão de fenômenos dessa natureza.

3.4. Estruturação e depósitos sedimentares

Em consonância com o predomínio do movimento ascensional, deve-se ressaltar a supremacia das estruturas rupturais (número, expressão, forma) no interior das regiões ativadas. Os dobramentos estão restritos àqueles de grande amplitude (arqueamentos, embaciamentos) ou às pequenas manifestações plicativas (drags, "dobra-falhas", pequenos sinformes, etc.) locais, ligados a processos rupturais maiores.

Praticamente, todos os autores ao dissertar sobre ativação enfatizam "estruturas de blocos", "zonas de blocos", "block-folded-zones", e expressões afins. E na plataforma Sul Americana, o processo de ativação pós-paleozóico (ALMEIDA, vários trabalhos) traz exemplos suficientes, homólogos daqueles descritos em várias plataformas do mundo (KHAIN, 1960; KHAIN, 1973/1980; SMIRNOV & KAZANSKI, 1973; YANSHIN et al., 1974, etc.).

O predomínio de arqueamento; disjunções (e vulcano-plutonismo associado); a retomada de descontinuidades estruturais e/ou geotectônicas preexistentes; o tectonismo de falhas como um todo; as bacias sedimentares formadas/modificadas, etc. têm servido de diagnóstico para separar as paraplataformas ou plataformas ativadas das plataformas estáveis - ortoplataformas. Assim, na perspectiva do tempo geológico possibilitando a separação de estágios de estabilização de estágios de ativação de uma mesma plataforma.

As estruturas das ortoplataformas, escudos, antécises (positivas), dalas, sinécises, depressões pericratônicas são bruscamente modificadas, interrompendo histórias de algumas centenas de milhões de anos. Falhas e outras descontinuidades do embasamento são retomadas, condicionando várias manifestações subordinadas (rupturais, sedimentares, magmáticas), algumas inclusive revivificadas que passam a interceptar capas sedimentares preexistentes (dalas ou mesas, sinécises, etc.).

Os escudos são soerguidos e movimentados, propiciando a remoção de capas sedimentares extensas. As antécises transformam-se em arcos estreitos e alongados, com falhamento

associados, com formação subsequente de horstes e vários tipos de bacias, grabens, semi-grabens, graben-sinéclises, etc. Muitas coberturas interiores e mesmo depósitos de depressão pericratônicos podem desaparecer (total ou parcialmente) ou ter estruturação de horstes e grabens absolutamente sobrepostas, comportando-se como "embasamento" de diferentes coberturas neoformadas, sobrepostas.

As grandes bacias sedimentares, pelo arqueamento de alguns de seus flancos e afundamento de depocentros (mais o magmatismo fissural e trapeciano) sofrem intenso e relativamente rápido processo de afunilamento para baixo, transformando-se em anfélises (MURATOV, 1974), na designação antiga, mas usual e satisfatória. Estes fenômenos estão bem documentados na passagem do estágio de estabilização (Paleozóico, Paleozóico-Jurássico Inferior) para o estágio de ativação (Meso-cenozóico) das nossas maiores bacias sedimentares.

A implantação de bacias sedimentares é de verificação fácil em continentes amplos. SHCHEGLOV (1976/1979) distinguiu regiões com estas estruturas sobrepostas daquelas onde os deslocamentos são importantes, mas onde não há sobreposição marcante de estruturas (e onde pode até faltar magmatismo).

Todos estes processos estruturais são acompanhados por gama variada de magmatismo, em tipologia, forma de ascensão e quantidade. Em todos eles a participação de descontinuidades preexistentes diversamente acionadas, é fenômeno comum. Além das grandes sinéclises, bom exemplo para isto são as bacias (graben, semi-graben, graben-sinforme, etc.) ou restos de bacias sedimentares da Província Borborema, no Ceará (alto e médio Jaguaribe), no Rio Grande do Norte; na Paraíba e Pernambuco (vide CORDANI et al., 1984), objeto de vários trabalhos já concluídos ou em andamento. A rede de "shear zones" do Neoproterozóico foi a trama obedecida para a compartimentação de altos (horstes) e baixos (diversos tipos e subtipos) que subdividiu cobertura paleozóica (antes íntegra) e presidiu os contingentes sedimentares mesozóicos, em espessura e extensão.

No sudeste brasileiro, o sistema rifte continental (RICCOMINI, 1989), também utiliza flagrantemente traços estruturais do embasamento para a complexa história de transtração e transpressão do Terciário ao Recente.

Em geral a história destas estruturas é complexa, em vários estágios e subestágios sobre padrão/embasamento cristalino ou sedimentar mais antigo.

Os depósitos sedimentares e vulcano-sedimentares que preenchem estas estruturas alinham diversas características que os permitem distinguir daqueles depósitos assentados em estágios de estabilização.

Há predomínio de depósitos clásticos imaturos, coloridos, conglomerados

polimícticos e arenitos arcoseanos. As fontes de sedimentação são próximas e interiores das bacias, com a remoção rápida de relevos criados.

Algumas bacias, em determinados estágios evolutivos tardios, e em condições de quiescência, apresentam contingentes expressivos de sedimentos clásticos finos, e outros sedimentos químicos e organógenos. Raramente depósitos marinhos e depósitos de águas profundas são identificados.

A contribuição vulcanogênica está sempre presente, podendo ser sobrepujante localmente (fossas vulcanogênicas), nas formas de lavas, vulcano-clásticos diversos (composição variada), interacamadas com os depósitos clásticos.

A associação entre falhamento, sedimentação, vulcanismo subaéreo e plutonismo é muito intrincada, e de desdobramento difícil, havendo muitos contextos que podem ser definidos como vulcano-plutônico sedimentares.

As espessuras da pilha vulcano-sedimentar variam bastante lateral e verticalmente (litossomas prismáticas e diácronos às linhas do tempo) podendo atingir localmente até uma dezena de quilômetros. A deformação ruptural ou relacionada às rupturas predomina, e o grau de transformação termodinâmica (incluindo fator carga) pode chegar a facies xistos verdes.

Há exemplos de extensas regiões vulcânico-sedimentares (trapas), onde há predomínio absoluto da parcela vulcânica ácida a intermediária, onde o componente clástico é local ou subordinado. As "trapas" vulcânicas de Iri-Iricoumé na Amazônia (Complexo Uatumã) atingiram quase 1.000.000 km² em área, por exemplo.

As designações usuais destas estruturas (grabens, meio- grabens, etc.) antes mencionadas são muito vagas, e de modo geral as classificações mais antigas de bacias sedimentares não podem traduzir as conotações (natureza do substrato, circunstâncias geotectônicas, estágios evolutivos, componentes, etc.) destes depósitos. Nas classificações mais modernas, por exemplo de BALLY & SNELSON (1981), - litosfera rígida, bacias perissuturais - tipo chinesa, "dominadas por falhamento de blocos", etc.) e KLEIN (1987, - poli-históricas, sucessoras) oferecem mais possibilidades de se cercar com um ou dois vocábulos o conjunto de feições geológicas importantes enfeixadas nestes registros lito-estruturais.

3.5. Magmatismo

O magmatismo é caracterização quase sempre atrelada à definição de ativação, e inclusive foi usado preliminarmente para distinguir os tipos clássicos:

- i) autonôma - magmatismo basáltico predominante. Basaltos, andesitos.
- ii) reflexa - algum termo granítico; efusivas e piroclásticas sin-sedimentares, natureza andesítica. Efusivas e intrusivas co-magmáticas, com passagens laterais (NAGIBINA, 1967).

SHCHGLEVOV (1976/1979) acrescenta a observação também de rochas cálcio-alcalina e rochas alcalinas (estágios tardios, composição variada) nas regiões de ativação autônoma. Nas regiões de ativação reflexa, o magmatismo pode ser sincrônico e similar àquele da faixa móvel próxima, em diferentes estágios e com diferenciação.

Embora, como já discutido, a distinção entre os dois tipos básicos de ativação nem sempre seja transparente, é preciso destacar a presença das três principais séries magmáticas (toleítica, cálcio-alcalina e alcalina) nos processos de ativação, com dominância de um tipo ou outro, localmente. Isto implica, a princípio, em considerar uma variada natureza de ambiência tectônica em crosta continental (algo distante dos esquemas teóricos convencionais), e, nestas, variação na distribuição e nos regimes de esforços (consoante CONDIE, 1989).

Os representantes das três séries magmáticas principais se apresentam com grande diversidade mineralógica e química (diferentes modas), forma (intrusões, intrusões acamadadas, subvulcânicas, eruptiva, explosiva, tipos mistos) e proporções.

ALMEIDA (1986) e SIAL et al. (1989) dão excelente idéia da distribuição do magmatismo da "reativação wealdeniana" no Brasil, na forma de enxame de diques máficos (Cassiporé, Penatecaua, Rio Trombetas, etc.), lavas e soleiras de basalto (nas três sinéclises, Anari, Tapirapuã), arcos vulcânicos (Monte Alegre, Ponta Grossa), magmatismo alcalino e máfico-ultramáfico alcalino (Grupo Iporá), derrames de basalto toleíticos, basaltos alcalinos e andesito-basaltos (Serra Geral, espessura de até 1700 m, e com lavas dacíticas e riolíticas localmente). O magmatismo granítico (Cabo Santo Agostinho) é restrito no lado brasileiro, mas se sabe que é importante no Gondwana Ocidental formando os chamados granitos jovens da Nigéria.

Importantes e diversificados complexos vulcano-plutônicos (e vulcano-plutônico-sedimentares) foram descritos na região amazônica no mesoproterozóico, correspondendo a processos de ativação, consoante AMARAL (1974), entre outros.

Dos exemplos dos geólogos soviéticos, na Ásia Central, Oriental e alhures, é muito difícil traçar uma síntese da importância e diversificação dos processos magmáticos. A síntese de NAGIBINA (1967) é interessante (como será vista), mas ela é seguida por poucos.

A importância e variedade do magmatismo é consensual, com reflexos diretos nos produtos metalogenéticos encontrados.

3.6. Metalogenia

O fator metalogênese foi desencadeador de ampla linhagem bibliográfica - quase que independente -, e muitos destes aspectos estão sumulados no livro de SHCHEGLOV (1979). Também deve ficar claro que a perspectiva de determinado enriquecimento metalogenético ou tendência metalogenética não significa regra, e expectativas muito otimistas (de grande parte dos autores nesta seara), devem ser sempre vistas com cautela.

Os fatores decisivos na metalogênese são:

- a) A natureza do magmatismo, e sobre este o tipo de ativação é determinante (toleítico x calcio-alcálico, etc.).
- b) Natureza dos sedimentos e contextos vulcano-sedimentares.
- c) Natureza do substrato (plataformas x sistemas de dobramentos).

No caso da ativação autônoma, os depósitos endógenos apontados por Shcheglov (vide quadro anexo) filiados ao magmatismo alcalino e basáltico é seguido de perto pela maioria dos autores. Na apreciação de SMIRNOV & KAZANSKI (1973), faltaria incluir depósitos de Cu, Ni, Co, Pt que podem vir associadas ao magmatismo trapeano e os depósitos (de diamante) associados a kimberlitos e carbonatitos (ambos com exemplos no Brasil). Nos processos de Proterozóico Médio (Protoativação de SMIRNOV & KAZANSKI, op.cit.), são importantes as formações gabro-anortosíticas com Fe-Ti-V e albitos mineralizados (U, P).

Na ativação tectono-magmática reflexa, SHCHEGLOV prescreve magmatismo e depósitos sincrônicos com aqueles da faixa móvel adjacente, o que ao nosso ver é exorbitar o processo, e entrar no fenômeno de regeneração (volta ao estágio de faixa móvel).

A existência de granitóides e efusivas co-magmáticas é favorável à presença de depósitos de Sn, W-No, Au, F, como aliás é mencionado para as áreas ativadas da Plataforma Amazônica (TASSINARI et al., 1984; NAGIBINA, 1967).

No caso da ativação tectono-magmática meso-cenozóica ("wealdeniana") da Plataforma Sul-Americana, ALMEIDA (1972) traçou perfil bastante favorável, como última etapa importante de metalogênese endógena:

- a) Ligadas às rochas alcalinas, concentrações de destaque de Zr, Th, U, Mo, P, Ti, Nb, Fe, Ni, Terras Raras, Ba e F, além de diamantes (e "provavelmente Pb e Zn associados com calcários pré-cambrianos") principalmente nas cercanias da Bacia do Paraná e ao longo da Província Mantiqueira.
- b) Nas bacias sedimentares impostas nesta fase estão as principais jazidas brasileiras de óleo, evaporitos, calcários, além de fosfatos e outros bens minerais metálicos e não metálicos.

c) E, finalmente, depósitos de Pb, Zn, Ag, V e F associados com coberturas cratônicas, mas relacionados com falhamentos mesozóicos.

Como o magmatismo (em primeiro plano) e as bacias sedimentares (em segundo plano) estão no comando do enriquecimento mineral, é válido acrescentar que ambos têm preferência de instalação em áreas/segmentos tectonicamente mais jovens do substrato. No caso brasileiro, este enriquecimento de certa forma privilegiou áreas e estruturas do Ciclo Brasileiro, em relação às porções mais antigas (proterozóicas e pré-proterozóicas) da plataforma Sul-Americana.

No tocante ao Proterozóico Médio (Médio-Superior) da Plataforma Amazônica - na sua porção ocidental, mas não exclusivamente, merecem destaques a província estanífera (Sn, W, topázio, etc.) de Rondonia e áreas adjacentes. Colocada como processo de ativação autônoma por AMARAL (1974), embora esta classificação seja controversa, trata-se de processo intracratônico anorogênico, que se adequa bem aos quadros de ativação tectono-magmática, e com notável valor para o patrimônio mineral deste país (provavelmente ligado às orogênes do Ciclo San Ignacio e Sunsas).

Na tônica de superestimar os processos de ativação, tiveram papel importante os autores voltados para a metalogenia destes processos, e que constituem quase uma linha paralela de análise, e independente das demais correntes fixistas (vide SHCHEGLOV, 1979). Além de superestimar estes processos, ao proporem divisões e subdivisões de tipologia (em função dos bens minerais ou não), a visão é sempre muito otimista, traduzindo mais a expressão de simpatia e a tendência a ampliar a importância dos processos, acima da realidade esperada, que por sua vez é sujeita a muitas variáveis.

É preciso reiterar com frequência os cuidados expressos nos corolários da definição, para que as considerações sobre os processos de ativação sejam vistos com ponderação, nos seus respectivos tempo, cultura, escola de pensamento científico e, até mesmo, a dose de entusiasmo (percebida ao longo do texto do autor em análise).

O caráter de sobreposição expresso nos corolários da definição devem envolver as plataformas chamadas de "velhas e jovens". Apesar de que o conceito de plataformas velhas (epi-Arqueano, epi-Proterozóico Médio, epi-Proterozóico Superior?) e jovens (epi-Fanerozóico) não seja consensual, esta deveria ser sempre uma classificação para idade, e não para mobilidade relativa.

HUANG & CHUN-FA (1960) e NAGIBINA (1967), entre outros, fazem esse discernimento, e os primeiros autores destacam ainda a designação de paraplataforma para aquelas plataformas (jovens ou velhas) de certa mobilidade, sujeitas à ativação.

3.7. Tempo geológico. Duração

Alguns poucos autores se referem ao fenômeno da ativação tectônica como etapa nova da evolução da Terra, associando-o direta ou indiretamente à formação dos oceanos atuais (como BELOUSSOV, 1962, entre outros).

Outros, admitem o fenômeno da ativação remontando ao Paleozóico, quando da existência de segmentos crustais bem estabilizados (como SCHULTZ, 1964 e SALOP & SCHEINMANN, 1969, por exemplo).

Outros, ainda, (como já mencionados SMIRNOV & KAZANSKI, 1973) atribuem aos eventos do Proterozóico Médio, atingindo os segmentos consolidados no final da Orogênese Kareliana e similares (± 2000 Ma), a designação do estágio de "protoativação". O estágio de ativação tectono-magmática teria amplitudes grandes e maior contraste de movimentos tectônicos, magmatismo (e mineralizações) mais importantes e pertenceria aos tempos fanerozóicos.

Mas, a grande maioria (inclusive aqueles autores como NAGIBINA, 1967; KHAIN, 1973/80; GREGOR'YEVA, 1979; op. cit.), que estribaram a síntese aqui desenvolvida, são da opinião de que o fenômeno da ativação ocorreu nos vários tempos geológicos pós-Arqueano. O fato é que no Proterozóico Médio (questão de preservação melhor em amplos crátons) e no Meso-Cenozóico (registros geológicos mais novos e de observação mais incisiva), a constatação dos fenômenos é mais conspícua, inevitável.

Embora estes fenômenos sejam de constatação generalizada e vulto na extensa bibliografia *fixista* e *mobilista*, a análise de GREGOR'YEVA, nos blocos Báltico e Canadense, resultou na proposição de três grandes estágios de ativação: 1900 (1800)-1650 Ma; 1400-1300(1200) Ma; 1000-800(900) Ma.

AMARAL (1974) estudando preliminarmente os eventos vulcano-sedimentares e tectônicos da plataforma Amazônica, chegou a esquema (Eventos Paraense, Madeirense e Rondoniense, do mais antigo para o mais recente de ativação autônoma) evolutivo comparável a este de GREGOR'YEVA.

Vários outros trabalhos, nesta linha ou próximos dela (ALMEIDA, 1978; TASSINARI et al., 1984; BRITO NEVES et al., 1989, etc.) sugeriram uma seqüência ordenada de processos tectono-magmáticos na plataforma Amazônica e outras congêneres.

A separação de eventos tectono-magmáticos deste tipo é sempre difícil, em primeiro lugar pela insuficiência, quantitativa e/ou qualitativa, dos dados geocronológicos e cronoestratigráficos. Em segundo lugar, porque caracteristicamente estes eventos são diacrônicos, de uma porção a outra do mesmo segmento crustal. Isto, evidentemente dependendo da natureza do

segmento crustal, da heterogeneidade de seu embasamento, e das causas (autônoma? reflexa?) do processo de ativação.

No caso da "reativação Wealdeniana", segundo ALMEIDA (1986), a duração foi no total de 250 Ma, com distribuição no espaço privilegiando as áreas de consolidação mais tardia (e que é comparável na África), brasileiras, e poupando (relativamente) segmentos crustais mais antigos.

Do exposto, firmar valores de tempo geológico para duração do processo está sujeito a restrições e incorreções. Pelos valores da Amazônia, do Bloco Báltico, etc., a unidade de centenas de milhões de anos é apropriada para aferir a duração destes processos, e uma boa referência de tempo para os mesmos, não esquecidas as condições freqüentes acima expostas de não sincronia e distribuição não regular dos eventos.

4. O CONFRONTO DE CONCEITOS

Palavra não foi feita para separar ninguém.

Palavra é a ponte onde o amor vai e vem...

(do cancioneiro católico)

...Todo caminho dá na venda....

(do folclore nordestino)

4.1. Razões da procura do aferimento de conceitos

O confronto entre fixismo e mobilismo, na busca de uma ponte - seja no tema de ativação tectônica ou em outros - tem muitos caminhos, entre plausíveis, viáveis, circunstanciais ou não, todos eles relativamente espinhosos. Certamente esta busca, indo à procura de conceitos e definições originais, passando pelos preconceitos surgidos, não é de saudosismo, nem tentativa de recuperação do tempo perdido, nem uma ocupação inócua.

É preciso esta tentativa de confronto e equiparação, porque ela trás no seu bojo saldo científico (e didático) positivo. Antes de tudo, obriga a pensar e repensar os fenômenos tectônico-magmáticos e sedimentares do interior das placas, suas causas e efeitos, e a forma de abordá-los/encará-los por escolas bastante divergentes em gênero, fundamentos e história. Nesta revisão há um aprendizado implícito, e, pretensões de didatismo.

Esta linha de pesquisa e análise em geotectônica não é um empreendimento obsessivo, nem a tentativa de salvaguardar nomes e conceitos da escola fixista, por cujas cartilhas o conhecimento geotectônico do nosso continente (e pelo menos das primeiras gerações de geólogos brasileiros) foi enquadrinado. Mesmo porque, algumas vestais do fixismo de ontem (J.Aubouin, V.Khain, L.Zonenshayn, etc.), que influenciaram sobremaneira o pensamento dos geotectonistas do Brasil, são hoje adeptos confessos e militantes da Tectônica Global. Antes que se suponha que isto é um proceso de conversão, é necessário insistir que estes autores estão a evidenciar claramente uma trajetória de pura evolução e descortino.

Muitos autores fixistas permanecem entre omissos (maioria) e contrários (oficiosa ou oficialmente) aos ensinamentos da Tectônica Global. E assim (no fixismo), entre um passado eloqüente e rico de publicações e um presente controvertido, abre-se a oportunidade e espaço para o

exercício de confronto e de busca de elos. Colegas chegaram a desestimular esta linha de trabalho, temendo perda de tempo, ou que esta era um caminho de volta ao passado que deveria estar morto e sepultado (do ponto de vista científico).

Mas os objetivos didáticos e de centralização da bibliografia falaram mais altos; há uma lacuna enorme nesta seara que o autor sempre sentiu, no que foi acompanhado por muitos colegas. Além disso, se abre a oportunidade de colocar uma ponte para facilitar o entendimento dessas correntes científicas, pelas atuais gerações.

O caminho procurado da pesquisa bibliográfica teve muitos obstáculos - como já discutido no capítulo 2 -, na dificuldade de chegar aos clássicos fixistas e de pinçar entre os mobilistas o referencial, o suporte (tímido, normalmente pouco claro, escasso ou sutil) para escorar o aferimento procurado.

A ponta do laço, justiça seja feita, começou a surgir no trato com a bibliografia de rifte de manto ativado R.M.A. ("autônomo") e rifte de litosfera ativada, R.L.A. ("reflexo"), e em vários autores, mais especificamente nas sínteses de CONDIE (1976 e 1989), mostrando o problema da classificação, e que um tipo (R.L.A.) pode evoluir para o outro (R.M.A.). Muitos exemplos conhecidos em todo mundo ratificam esta assertiva, mostrando uma necessidade de classificações menos imperativas e dogmáticas, e mais atentas para a dinâmica interna nos processos globais.

A classificação de Condie, op.cit. (Quadro V) mostrou uma luz, e a pesquisa a partir daí, principalmente naqueles trabalhos mais modernos (nas áreas-berço do conceito de ativação) foi desvendando mais possibilidades de elos.

Esta será uma tentativa, apenas, não sentenciosa, nem exclui outras possibilidades de enfoque neste aferimento.

No Quadro V está o confronto mais direto, colocando lado a lado as feições geológicas mais usuais da margem e interior das placas, e as versões fixistas e mobilistas plausíveis. No Quadro VI, tendo a classificação de CONDIE (1989) por referencial, são discriminadas as várias características dos riftes de manto ativado (R.M.A.) e litosfera ativada (R.L.A.). Estes dois quadros são adiantados neste capítulo, como espécie de prólogo do aferimento, e pedra angular dos capítulos subsequentes. Afinal, como foi dito, foi no estudo de riftes e suas classificações que começou a ficar claro para o autor que, entre o fixismo e o mobilismo, o **abismo maior é de falta de comunicação.**

4.2. O fenômeno da ativação no contexto da tectônica global

A fenomenologia da ativação tectônica tem terminologia e correspondência no

campo de Tectônica Global, ainda que não de forma direta e clara, mas disseminada em vários temas e outras terminologias. Naqueles que tratam de ações endógenas, no interior das placas (ativação autônoma) e em muitos outros que tratam a interação de placas litosféricas (ativação reflexa). Em forma de síntese, é possível adiantar:

a) Com relação à ativação reflexa, no trato com as reações das porções marginais e interiores das placas (ditas coerentes e rígidas) aos processos interativos (subducção, colisão, transformância, etc.) das suas margens, tem havido notável progresso de conhecimento. Do conceito primitivo e limitado (região conectada a uma área instável próxima) chegou-se a notável avanço, conhecendo-se hoje uma multidão de reações intraplacas, como feições ligadas aos diversos tipos, geometrias distintas e combinações entre convergência, divergência e transformância processados nas periferias das placas.

O estudo do desencadeamento de eventos tectônicos, magmáticos e sedimentares ganhou enorme enfoque de investigação geológica, geofísica e geoquímica na última década, e tem enormes perspectivas pela frente. A adjetivação de (eventos) "próximos" vai se tornando obsoleta, face ao reconhecimento de reações intraplacas, tectonismo, magmatismo e/ou sedimentação, ocorrendo na escala de milhares de quilômetros da zona/front da interação (da "área instável").

As diferenças, em fundamentos, preceitos, nações de origem, etc. (e a rivalidade) entre Teoria Geossinclinal e Tectônica Global não são suficientes para impedir o reconhecimento dos fenômenos da ativação reflexa. A falta de cruzamento entre estas linhas e bibliografias existe, mas é apenas um óbice a ser vencido, com cuidado e atenção, e certamente, alguns deslizes.

b) Com relação à ativação autônoma (sem ligação notória com "geossinclinais" próximos), de fenômenos originários do interior da placa litosférica, a conexão com o contexto da Tectônica Global é plenamente viável, requerendo o preâmbulo de algumas observações.

Primeiro, muitos daqueles fenômenos imaginados e descritos como autônomos, independentes ("sem causa conhecida") que marcaram a história da escola fixista, como a tipologia "Ásia Oriental" de NAGIBINA (1958) ou as "diwas" de KUO-TA (1960), entre outros, vieram a ser comprovados posteriormente como "reflexos". Ou seja, estão associados visceralmente com interações de placas, ou com faixas móveis, mais próximas ou pouco remotas. No caso específico, a convergência "Ásia X Índia" ("faixa móvel himalaiana") e os processos de subducção de placas no Pacífico.

Em segundo lugar, porque alguns dos fenômenos tidos e havidos como "reflexos" no passado pela escola fixista (e classicamente apontados como tal) foram estudados com maior profundidade e se revelaram como causados por perturbações do manto profundo, como resposta subcrustal a continuadas solicitações/ações de superfície. Ou seja, o "reflexo" pode se tornar "autônomo".

Quadro V - Confronto dos Conceitos Mobilistas e Descritivistas.

Ativação Autônoma = f (processos endógenos)		Ativação Reflexa = f (acumulação de esforços na Litosfera)	
Fenômenos Endógenos	Feições Geológicas Principais	Tipo de Interação	Feições Geológicas Principais
Plumas do Manto: Astenosféricas	Domos - Arcos (C.M.O.)	ACRESCÇÃO (DIVERGÊNCIA)	Erzame de Diques*
	Hot spots - domos - arcos		Platôs Basálticos* Autocôgenos* e Microcontinentes
Subastenosféricas	Hot spots - platôs** - swells	INTERAÇÃO CONTINENTE-OCEANO (SUBDUÇÃO B, TRANSFORMAÇÃO)	Intrusivas Alcalinas * perfecções Restivação de Falhas Polidécicas
	"Underplating" = colchões magmáticos "trapezados" =		Platôs**, Altiplanos** "perij geossinclinais" (várias causas e tipos)**
"Underplating"	Vulcanismo Bimodal Suite Granito-anortosito		Basculamentos Continentais Reestruturação de Bacias *
"Diferenciados não Fundidos"	Domos, escudos Vulcanismo continental diversificado		Fronts transpressionais Fronts transtraccionais (Bacias de Retroarco) Bacias Intra-arco

Plumas convectivas e Junções Tríplices	Aulocógenos (ramo abortado) (Crístas Meso-Oceánicas)	INTERAÇÃO CONTINENTE X CONTINENTE (COLISÃO, SUBDUCCÃO A)	Fraturamento continental Impactógenos Tectónica de extrusão ("escape tectonicos"): "shear zones" policíclicas, "Divas", Bacias pull-apart, altos transpressionais
Reversão na Convecção (atrás do arco)	Riftes de antepaís (bacias de retroarco)**	TRANSFORMÂNCIA CONTINENTAL	Frontes Transpressionais Reestruturação de Bacias Vulcanismo e plutonismo continentais, diversificado, associado a falhas intrusivas alcalinas
Atenólitos? Plumas?*	Enxame de Diques* Platós Basálticos * "Trapas" Intrusivas anorogénicas, alcalinas*, granitos peralcalinos, sienitos Reestruturação de Bacias* (sinéclise → anticlise) (antéclice → arco)	MOVIMENTOS NO GLOBO (ESFORÇOS DE MEMBRANA)	Bacias "pull-apart" e Altos transpressionais locais "Ovas" extensionais Rifteamento gerado por esforços de membrana

R.L.A.

R.M.A.

* Feições que têm figurado como de ativação autónoma e/ou reflexa na bibliografia fixista

** No caso de platós, vide adicionalmente Quadros VIII e IX

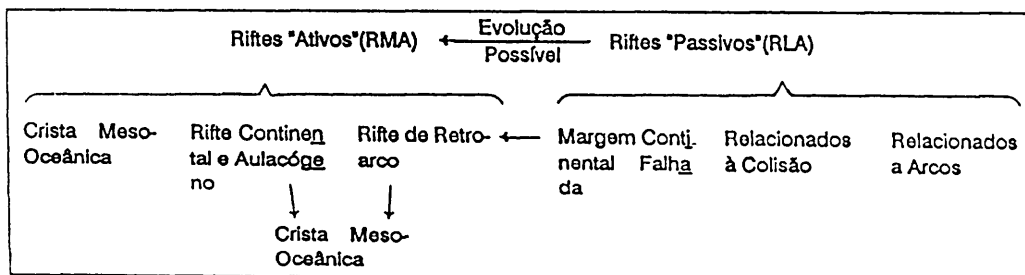
() Estruturas/Feições de bacias oceánicas e afins, aqui colocadas por razões expositivas apenas.

Quadro VI- Características Principais dos R.M.A. e R.L.A.

a) Consenso de diversos autores

R.M.A.	R.L.A.
Transmissão vertical de energia termal, do manto para a litosfera	Transmissão lateral de energia mecânica, a curtas e grandes distâncias.
Sequência domo → falhamento (rift) → vulcanismo → (drift) é usual.	Sequência pode ser falhamento → (soerguimento) → vulcanismo. Domo não precede riftes.
Herança tectônica na localização é muito comum, mas não é fundamental, nem necessário.	O fator "descontinuidades estruturais/geotectônicas preexistentes" é muito importante na localização dos riftes.
A proporção clásticas/vulcânicas é variável, podendo haver predomínio de vulcânicas; "trapas" e platôs associados.	A proporção de clásticas é sempre superior à de vulcanismo.
A magnitude do riftes depende das velocidades da placa litosférica sobre a fonte de calor e da intensidade desta.	A magnitude do processo é diretamente proporcional ao movimento das placas e as irregularidades das superfícies de interação.
Crosta fina (70% a 80% do normal), pelo domeamento, erosão e extensão, com intrusões.	Crosta/litosfera afinadas inicialmente por processos extensionais.
Podem ser completamente autônomos, intraplacas, independentes de processos vizinhos.	No espaço e no tempo estes riftes estão ligados à interação de placas e ao movimento das placas no globo.
Magmatismo quase sempre importante, raramente ausente. Tofético e alcalino (secundariamente).	Magmatismo pode faltar completamente sendo quase sempre de tendência alcalina a fortemente alcalina. Localmente, vulcanismo bimodal.
No RMA, fases iniciais são observadas anomalias gravimétricas, sísmicas e elétricas, por decaimento na densidade do manto.	Nos estágios finais dos RLA há muitas similaridades de perfis geofísicos com aqueles do RMA.
Os principais processos ligados à formação dos RMA são: · convecção astenosférica (CMO) · plumas e "hot spots", "tele-plumas" · "underplating" e deslaminção.	Os principais tipos de RLA estão associados com: · Separação continental · Colisão continental (impacto, colapso, "escape") · Transformância · Esforços de membrana
O modelo dos "diápiros" para a formação dos RMA é o mais consistente.	RLA tendem para RMA com o tempo. Modelos de laboratório oferecem muitas restrições às condições teóricas do RLA.

b) Condie, 1989



Assim sendo, não é sempre possível catalogar/discriminar facilmente fenômenos de ativação autônoma (causas subcrustais primeiramente) daqueles de ativação reflexa, como supunham os autores fixistas. A natureza não foi sempre tão simplista e transparente como gostariam e como procederam os analistas e nomencladores dessa escola.

4.3. Dificuldades no exercício do confronto

O conhecimento dos eventos tectono-magmáticos e sedimentares ditos autônomos e reflexos dos autores fixistas sempre foi qualitativamente precário, desfalcado de informações geológicas mais precisas (descritivismo expedito) e geoquímicas básicas, e quase sem nenhum respaldo de geofísica. A alusão a processos autônomos e reflexos foi quase sempre insuficientemente fundamentada, ou empiricamente constituída e, fatalmente, há muitas designações/indicações a serem revistas (de ontem e de hoje).

O estudo dos processos autônomos sobretudo, de causas sublitosféricas tem características complexas, requisitos multidisciplinares, e está em estágio de fluxo e longe de equacionamento ainda, no seio da Tectônica Global. Muitos temas de processos subcrustais ("plumas", "hot spots", "convecção", "diferenciados não fundidos", etc.), ligados com as formas de dissipação do calor interno do planeta são ainda hipóteses de trabalhos, ou meramente modelos auxiliares. Embora física e geologicamente plausíveis, os meios de transmissão do calor são diversos, pertencem ao campo das conjecturas, e são alvos de muitas controvérsias. Como será discutido, não são leis científicas ainda, estão temporariamente alinhados com hipóteses auxiliares.

Há muitas possibilidades de desdobramentos a considerar, e reciprocidade nos processos, tendo em vista da causalidade destes tópicos, tabelados no Quadro V (Por exemplo: plumas→hot spots; plumas→underplating→domos→rifes; "hot spots"→platôs→rifes; plumas→"swells", etc.). Há muitas possibilidades de passagem de um tópico tabelado a outro, e de que vários efeitos e feições de superfície tenham sido produzidos por meios (ou durante tempos) diferentes.

Em poucas palavras, e à guisa de objetividade, não é fácil e nem é simples construir uma tabela comparativa da fenomenologia da ativação autônoma e reflexa, para confrontar fixistas e mobilistas. Além das deficiências naturais de um ensaio como este, é difícil superar o antagonismo e as diferenças implícitas no perfil de escolas distintas. O aferimento entre escolas que tiveram ponto de partida, histórias, época e "approach" diferentes é problemática, e o autor está consciente dos riscos assumidos, em diversas escalas. Porque, na verdade, cada caso é um caso, há antecedentes e conseqüentes a considerar, ao lado de todos eles está o esqueleto conceptual

envolvido na nomenclatura de uma (fixista) e da outra (mobilistas) facção.

4.4. O Quadro de confronto. Discussão complementar

A construção da tabela de confronto procurou deixar claro, que uma mesma causa pode levar a muitos efeitos e desdobramentos. E que muitos processos/efeitos observados na superfície terrestre podem ter causas bastantes diferentes.

Alguns fenômenos tectônicos e magmáticos podem ser classificados em um bloco ou no outro, dependendo da perspectiva do observador, em relação ao tempo, ou em relação ao ciclo tectônico como um todo, no espaço.

A organização de um quadro de confronto pode apresentar muitas outras alternativas distintas desta aqui concebida. A estruturação procurou ter cunho didático, facilitar o aferimento, e se ajustar a ordem de temas dos capítulos subseqüentes.

Como será visto, as plumas do manto são causadoras dos "hot spots", que também podem causar domos, e estes, os riftes. As plumas podem ser de diferentes profundidades e diferentes causas e podem desencadear uma série de eventos tectônicos e magmáticos, consoante diversos outros eventos intermediários.

A formação de platôs (efeitos) pode vir a se concretizar por uma série muito grande de ações, endógenas e claramente locais, ou desencadeadas por diversos tipos de interações de margens de placa (vide Quadro VIII). Igualmente, a formação de áreas dômicas, arqueamentos, reestruturação de bacias sedimentares (tectônica deformadora), riftes, e de muitos outros eventos - usualmente atribuídos à ativação autônoma ou reflexa, podem ter causas bem diferentes.

Os enxames de diques máficos, quando vistos de forma singela, numa área de interior do continente, a tendência do observador é a de discriminá-los como produtos de uma perturbação do manto, local ou seja a de abrigá-los na óptica da ativação autônoma. Hoje, eles são considerados (como será discutido) com indicativos de centros de distensão, preconizadores do Ciclo de Wilson. Para outros autores, os enxames máficos de margens continentais - e mesmo de faixas importantes de um continente - constituem registros reflexos dos processos de abertura continental (é o caso no Brasil).

Repetindo assertivas anteriores, e antecipando-se às discussões dos capítulos seguintes, cada caso é um caso a ser aprofundado na investigação; o tratamento genérico, na procura de lançar confronto e atingir objetivos didáticos, fatalmente incorre em simplificações incômodas e mesmo algumas incorreções.

Na organização da coluna de processos autônomos/endógenos não foi seguido nenhum esquema especial. As atividades ali relacionadas poderiam estar em outra ordem, mas, no caso foi procurado uma tabela que permitisse agrupar especialmente todos os fenômenos que sinalizam na formação posterior de estruturas de riftes, tipo R.M.A., cujas características estão sumuladas no Quadro VI.

Na organização da coluna de processos reflexos, foi feito uma ordenação em blocos compreendendo os principais tipos de interação de placas (ou de "faixas móveis" no conceito fixista), pela ordem: divergência, convergência continente-oceano, colisão continente-continente, e transformância. Divergência talvez seja o único tipo de interação que não foi considerada sempre como lugar geométrico de "faixa móvel" pelos fixistas, mas foi aqui apostado para integralizar o quadro.

O referencial de riftes de manto ativado e riftes de litosfera ativada foi utilizado na organização geral, e isto mostra o grande leque de possibilidades que pode estar por trás do desencadeamento das estruturas dos rifteamentos continentais.

Os temas/tópicos tabelados, nas duas colunas, serão objeto de discussão detalhada nos capítulos subseqüentes e, provavelmente observações retroativas nesta tabela ajudarão posteriormente sua melhor compreensão.

5. O INTERIOR DINÂMICO DA TERRA (Pequena introdução aos processos autônomos ou endógenos)

...ces processus aurait été capable de fondre la Terre entière...

C.Allègre, 1982

5.1. Estruturação sísmico-petrológica

Na Tectônica Global há um compromisso intransigente entre os fenômenos observados na superfície da Terra com sua estruturação sísmico-petrológica (crosta superior, crosta inferior... núcleo interno), sua composição e a interação dos envoltórios internos. O conhecimento e o significado das diferentes descontinuidades (Conrad, Moho, Zona de Baixa Velocidade, "ZBV" ou "LVZ", 400 km, 670 km, 1050 km, 2885 km, 5.155 km) separando estas diferentes esferas são freqüentemente evocados. A variação para a profundidade das diversas características físicas (pressão, temperatura, densidade, resistência ao cisalhamento, etc.) é conhecimento acessório da identificação desta estruturação interna, eminentemente sísmico-petrológica.

Para se entender os fenômenos magmáticos e sedimentares no interior das placas é necessário fazer incursões às condições sublitosféricas, na busca de respostas para alicerçar (como? por que?) quesitos inalienáveis da Tectônica Global, sempre vinculada à realidade (ou no mínimo à viabilidade) científica.

A busca de causas, e a colocação do descritivismo (que? onde?) no seu preciso lugar formam a tônica do comportamento, para não se criar uma hipótese nova a cada nova feição geológica observada.

A procura da energia causadora dos eventos tectono-magmáticos na margem ou no interior das placas começa no conhecimento da estrutura e composição do interior do planeta, que em grande parte é produto de estudos indiretos (ondas sísmicas, meteoritos, experimentos petrológicos, etc.) e dedutivos. Muitas defecções do conhecimento existem ainda - autênticos desafios - com várias alternativas de interpretação científica pela frente. A partir dos limites crosta superior/crosta inferior e crosta/manto, há uma série de problemas no significado das descontinuidades mencionadas acima (mudanças químicas x mudanças de fase), na estratificação geoquímica do manto (versus processos de transmissão de calor, etc.), e assim por diante.

O recente advento da tomografia sísmica (vide ANDERSON, 1984 e ANDERSON &

DZIEWONSKI, 1984) tem despejado uma série de observações novíssimas, muito interessantes, ainda não totalmente digeridas pela comunidade científica, e inimagináveis 10 anos atrás, sobre o interior da Terra.

Muito se tem estudado e dito sobre o manto terrestre desde sua identificação no início do século por Mohorovicic, mas muito se tem a aprender ainda, face a sua importância decididamente global (em massa, volume, etc.), e especialmente como meio o motor de energia dos processos geológicos em geral, perto e longe (interesse deste texto) das zonas de interação das placas da litosfera.

O conhecimento do interior da Terra, de farto registro e de ricas ilustrações em compêndios diversos, tem várias questões em aberto, mais e muito mais do que costumam imaginar os adeptos do fixismo e do mobilismo (neófitos ou não, por modismo ou não). Os compromissos da Tectônica Global com a verdade científica existem sempre, na proporção que esta verdade existe e vai sendo revelada.

De forma que muitos paradigmas de há muito assentados (sobre o interior da Terra e outros) começam a se defrontar com recém-identificados fatos científicos e têm muitas dificuldades a enfrentar ainda, em nome da busca da verdade científica. E, é preciso ter as mentes abertas e prontas para que, parafraseando-se ANDERSON (1984), aceitar que os paradoxos de hoje podem ser os paradigmas de amanhã.

De fato, alguns dados jamais insuspeitáveis no passado recente começam a se afirmar como verdadeiros e bem complexos. Há um longo caminho a percorrer, muitos dogmas a vencer, e muito conhecimento (até elementar) a auferir ou conferir. Assim sendo, a Tectônica Global sai se valendo por enquanto de inúmeras hipóteses auxiliares e se vivifica no debate de propostas alternativas em vários aspectos, desde o da estruturação do interior do planeta e seus processos.

5.2. Estruturação (Geo)dinâmica

É preciso focar o interior da Terra sob o ângulo da reologia, salientando o comportamento dos envoltórios diante da deformação, que é a forma mais utilizada em Tectônica Global.

a) a **litosfera** consiste na capa rígida externa do planeta, de comportamento rúptil, estando constituída pelo acoplamento da crosta à parte superior do manto superior. Há dois tipos distintos de litosfera, a oceânica (camadas de crosta oceânica + manto superior) e a continental (crosta continental + manto superior), com diversas diferenças entre si, e incluindo diferentes

descontinuidades sísmico-petrológicas, sendo a Moho a mais importante.

A litosfera oceânica tem espessura variável (0-50-100 km) com a sua idade e a distância da crista meso-oceânica, sendo limitada na base por uma bem definida zona de baixa velocidade das ondas sísmicas (ZBV). A litosfera continental é muito heterogênea composicionalmente, e tem espessuras variáveis de 150 km (margens continentais) a mais de 300 km (escudos antigos, orógenos modernos), não tendo um limite inferior (ZBV) contínuo e bem definido.

b) A **astenosfera**, se estende da ZBV até 670-700 km de profundidade, comportando-se como plástica - facilmente deformável - para esforços de longa duração. Grande parte da teoria da tectônica de placas esta baseada no presumido contraste reológico destes dois envoltórios (astenosfera e litosfera).

c) Abaixo da **astenosfera**, incluindo parte da zona de transição e o manto inferior, vem a **mesosfera**, a camada mais interna considerada (e bem pouco conhecida), que parece ser menos deformável que a astenosfera e mais deformável que a litosfera, de características gerais aparentemente muito homogêneas.

Por que as propriedades da litosfera e astenosfera são diferentes, composição à parte? É principalmente devido ao incremento de temperatura com a profundidade. A 80-100 km a temperatura atinge valores próximos de 1400 °C, bem próximo ao ponto de fusão de alguns minerais das rochas do manto, naquelas condições de temperatura. O manto, composto de diferentes minerais com diferentes pontos de fusão, não chega a ser completamente fundido em qualquer profundidade. Mais alguns minerais fundem e tornam-se dúcteis o bastante para facilitar deformação plástica - para esforços de longa duração, compensação isostática - na astenosfera.

Assim, o limite entre litosfera e astenosfera é também um limite termal (Thermal boundary conductivity layer, "T.B.C.L."), pois devido às temperaturas elevadas, os minerais do manto perdem sua resistência à deformação.

A zona de baixa velocidade (ZBV) situada na porção superior da astenosfera pode ter de 50-100 km de largura, sendo caracterizada por alta condutividade elétrica e altos valores de atenuação das ondas sísmicas. Por sua baixa viscosidade, facilita o deslizamento no deslocamento dos blocos litosféricos, diminuindo a fricção. As hipóteses mais em conta para sua existência são: a fusão incipiente de minerais + alinhamento sistemático de cristais de olivina + presença de água.

Para a profundidade (abaixo da Z.B.V.), decaem a disponibilidade de água, retida pelos sistemas minerais, e o alinhamento dos cristais de olivina, e as isothermas passam através do "solidus" do manto.

As "ZBV" são mínimas a inexistentes (não detectadas) debaixo dos escudos continentais, de forma que nestas áreas é difícil demarcar o limite da litosfera (>200 km; <400 km). Nas áreas oceânicas, as "ZBVs" são sempre bem marcadas.

5.3. A fonte de energia

Há questões básicas (por que? como?) a serem respondidas sempre, que caracterizam a corrente dos mobilistas, e que crescem de importância na análise dos processos intraplaca. Qual o motor destes processos?

A razão primeira de todos os processos da dinâmica interna do planeta, de abrir e fechar oceanos, de construção de montanhas, dos terremotos, do vulcanismo e plutonismo, das fontes termais, etc. (no interior ou na zona de interação das placas), encontra-se no calor do interior da Terra.

Sob o interior dos continentes esta energia está presente e suas manifestações construtivas são o escopo deste texto. Estas manifestações vulcano-plutono-sedimentares se fazem presentes, e são estudadas e interpretadas, com alguns fatos científicos bem costurados e um lote de hipóteses cientificamente viáveis, algumas delas fundamentadas em experimentos laboratoriais. A exacerbação destes fenômenos, ou a continuidade ilimitada de alguns destes processos intraplacas podem conduzir a sítios de abertura e separação de placas distintas. Assim, o domínio intraplaca pode desembocar no domínio interplacas.

O fluxo térmico terrestre é definido como a quantidade de calor perdido através da unidade de área por unidade de tempo, o que é expressão modesta da liberação de calor gerado nos processos termo-mecânicos do interior da Terra, o que é passado por condução via litosfera. A análise destes processos geotermiais tem papel preponderante em todos os estudos concernentes aos tipos crustais (em superfície), a origem, desenvolvimento, estratificação, estrutura (sísmico/petrológica e reológica) do planeta. O interesse começa no estudo da distribuição do fluxo térmico superficial, mas concerne ao interior do planeta, e é tema inescapável a todos os geocientistas. E, de importância crescente.

O fluxo térmico é acentuado nas zonas de interação de placas (reais ou candidatas a) e atenuada para o interior das placas (funcionam como isolantes), sendo responsável por ele dois tipos de componentes: a) o mais superficial, litosférico, na ordem de 40% e b) o sublitosférico, mais profunda (manto, núcleo), na ordem de 60%, e que é o mais susceptível às variações locais e regionais.

A dissipação desta energia advinda das entranhas da Terra - e da qual o fluxo térmico é expressão singela - vem se fazendo desde os primórdios do planeta, atravessando os diferentes eons, respondendo em cada deles por feições geológico-geotectônicas próprias, algumas delas intransferíveis de um eon a outro.

Há estimativas feitas, com grande heterogeneidade de métodos, deduções e valores, que no Arqueano mais remoto, a criação de calor era da ordem de 10 a 30 vezes a atual

sistemática de produção (ALLÈGRE, 1982). Embora isto não seja unânime, é consensual o decréscimo expressivo e exponencial do calor com o decorrer dos tempos geológicos, sendo o limite Arqueano-Proterozóico (em torno de 2,5 Ga) o marco mais significativo deste decaimento.

A questão da energia dos processos geodinâmicos, intraplacas ou interplacas, é básica, e é necessário uma breve revisão - a seguir - das suas parcelas, de seu transporte e suas manifestações.

5.3.1. Calor de formação ou primordial

Calor primordial é aquele gerado durante a formação da Terra, nos primórdios de sua individualização como planeta. São fontes deste calor a energia de acreção (geração de calor produzida pela multidão de pequenas colisões do processo de acreção; transformação de energia potencial em térmica), a formação do núcleo (energia gravitacional e energia de fricção transformadas em térmica), a compressão adiabática e o decaimento dos isótopos radioativos de vida-curta.

A contribuição da energia de acreção demanda muitas considerações adicionais, não compatíveis com o presente texto.

A formação do núcleo a partir de um meio inicialmente homogêneo, com núcleo interno sólido e núcleo externo líquido deve ter se processado nos primórdios da Terra (primeiros 50 Ma, hipótese catastrófica), e foi processo importante. A transformação de energia gravitacional e energia de fricção em energia térmica primordial contribuiu de forma substancial para estocar calor no interior da Terra ("...ces processus aurait été capable de fondre la Terre entière...", ALLÈGRE, 1982).

A temperatura cresce com a profundidade na Terra, neste caso a compressão adiabática deve ser considerada como causa importante de aquecimento interno nos primórdios da Terra; e, naturalmente mais efetiva próximo ao centro, decrescendo em importância centrifugamente com o decréscimo da compressão acrecionária.

O decaimento dos isótopos radioativos de vida média curta (< 1 Ma) deve ser considerado no início da formação do planeta. Isótopos como Al^{26} , Cl^{36} , Fe^{60} , I^{126} , etc., que hoje inexistem naturalmente, contribuíram como fonte real de calor na história primitiva da Terra, parcela efetiva na formação daquele estoque inicial.

5.3.2. Calor posterior à formação do planeta

A característica de processo exotérmico da radioatividade é do conhecimento geral; e, praticamente a contribuição dos elementos radioativos de vida média longa como K^{40} , U^{235} ,

U^{238} , Th^{232} , na crosta e no manto (fração de K^{40} no núcleo) como responsáveis pela produção e alimentação dos sistemas de transporte de calor é assunto de rotina na geologia. Este processo, pós-formação da Terra, vem decaindo naturalmente, pela transmutação de pais em filhos, e pela migração destes elementos (litófilos) para níveis mais superficiais da Terra.

Há cálculos separados disponíveis para a quantidade de calor gerado por cada um desses isótopos no tempo e sua parcela de contribuição, na crosta continental e oceânica, e no manto. De modo geral, calcula-se que o calor produzido por estes isótopos é apenas a quinta parte daquele que era gerado há 4,5 Ga, nos primórdios da Terra (este cálculo estimativo é dos autores mais moderados).

a) No núcleo da Terra, o único possível desses isótopos radioativos é o K^{40} , ainda assim na forma de traços (BROWN & MUSSET, 1981). Considerando isto, alguns autores acreditam que outras fontes de energia coexistem no núcleo (crescimento progressivo de núcleo interno, por exemplo), pois o calor gerado pelo K^{40} seria inviável para produzir a energia que advém do núcleo para o manto.

b) O manto é altamente empobrecido em elementos radioativos (200 vezes menos que a crosta continental), mas devido ao seu grande volume, sua produção total de calor é significativa. Considerando-se o calor estocado no passado, aquele que recebe do núcleo, e o calor gerado por radioatividade, a soma obtida é considerável.

c) A crosta continental é mais rica em elementos radioativos (e é mais espessa) que a crosta oceânica, embora a quantidade média de fluxo térmico superficial de oceanos e continentes seja semelhante. Isto implica que o fluxo térmico através da Moho oceânico é cerca de duas vezes aquele através da Moho continental (POLLACK & CHAPMAN, 1977), e que a diferença entre tipos crustais continentais e oceânicos se estende a grandes profundidades.

Na crosta continental, o estudo da distribuição destes isótopos mostra concentrações maiores nas supracrustais metamórficas e plutonitos. Considerando a equação de fluxo térmico, modelos termodinâmicos que mostram decaimento exponencial de calor radiogênico superficial (q_0) com a profundidade são favorecidos por várias linhas de evidências (CONDIE, 1989).

5.4. Dissipação do calor

As diferenças entre litosfera e astenosfera são em grande parte motivadas por razões de temperatura (afetando o comportamento reológico). No processo de dissipação de calor, mais diferenças afloram.

5.4.1. Litosfera

A litosfera age como camada isolante e a transferência de calor através dela se faz por condução (e por radiação de sua superfície para o espaço), com isotermas aproximadamente paralelas e crescentes com a profundidade. A isoterma que separa a litosfera da astenosfera (1400 °C, 1333 °C, etc.) é um limite importante em geotectônica e tenderia a ser horizontal se a face da Terra fosse estática. Como a superfície da Terra é heterogênea e móvel, o movimento de parcelas com composição e temperatura diferentes deslocam com elas as isotermas.

Quando a litosfera é estirada e afinada, as isotermas se aproximam uma das outras, o gradiente geotermal e o fluxo térmico crescem. Quando a litosfera é encurvada e espessada as isotermas tendem a se separar mais uma das outras, o gradiente geotérmico e o fluxo térmico são reduzidos. Em ambos os casos, com o tempo a litosfera tende a recuperar sua espessura original e a geometria anterior das isotermas (DEWEY & PITMAN III, 1984).

Nas litosferas continental e oceânica são muito comuns modelos gráficos de isotermas subparalelas à superfície, com valores mais elevados sob mesmas profundidades na litosfera oceânica. Na litosfera continental as irregularidades são maiores nas suas isotermas devido à maior heterogeneidade, em termos de composição e idade das rochas que a compõem (modificadas localmente por produção de calor *in situ*).

A litosfera age ainda como um limite térmico, transportando o calor por condução, de valores na ordem de 1300-1400 °C (limite termal inferior) para a superfície (temperatura ambiente). Da superfície para o espaço (próxima do zero absoluto), o calor é dissipado por radiação.

5.4.2. Astenosfera e Mesosfera

Na astenosfera têm sido muito populares e atraentes os modelos de convecção termal, como dissipadores do calor do interior da Terra, e geradores do sistema de forças horizontais de colisão e subducção de placas litosféricas.

Em verdade, estas idéias remontam a HOLMES (1929), considerando correntes de convecção como causa do rifteamento e deriva continental, bem antes da Tectônica Global (in COX & HART, 1986).

Entender as engrenagens da convecção do manto (e no núcleo), sua operação, interação, e os processos de controle exercidos nos eventos de superfície através do tempos geológico é o grande desafio e objetivo primário da Geodinâmica. Atingir um modelo unificado considerando-se a estrutura dinâmica, química e termal da Terra é desafio multidisciplinar longe de

equacionamento e dos meios científicos ora disponíveis (LAY et al., 1990).

Em essência, os modelos de convecção convergem para o movimento produzido por flutuação de materiais mais leves (aquecidos) e afundamento dos materiais mais densos (resfriados), diferenças de densidade estas continuamente produzidas por diferenças de temperatura (convecção termal). Os modelos para isto na Terra, divergem bastante, em limites, formas, dimensões, lugar geométrico-geológico, superfícies termais (T.B.C.L) confinantes, passividade ou não das placas litosféricas no processo, etc., etc.

Existe volumosa e crescente bibliografia a respeito e estamos muito longe do equacionamento do tema.

A circulação convectiva do manto permanece desconhecida, além do alcance dos métodos convencionais de pesquisa geofísica, consoante ANDERSON & DZIEWONSKI (1984) numa antecipação crítica necessária, mas não depreciativa.

Dois tipos de modelos são mais populares (com variações ainda): (i) convecção em camadas distintas do manto e (ii) convecção envolvendo o manto total:

i) Da convecção em camadas, há o modelo para a convecção em separado no manto, pela descontinuidade de 670 km, cuja natureza não é exatamente conhecida. Para o caso de uma mudança química seria necessário separar a convecção em dois compartimentos. Há algumas evidências geoquímicas e isotópicas em favor deste modelo, mas são em maior número as dificuldades (geoquímicas, isotópicas e geofísicas) encontradas, de modo que este modelo têm menor número de optantes.

ii) Os modelos de convecção do manto total acomodam linha maior de evidências, e alguns cálculos inferenciais. Compreendem algumas subdivisões ou opções, de acordo com as características e a natureza da convecção termal envolvida, a atuação das placas litosféricas no processo, etc.

De forma simplificada, em um fluido dois tipos principais de convecção são possíveis (TURCOTTE & SCHUSTER, 1982). No primeiro tipo há dois limites térmicos, um inferior (quente) e outro superior (frio), e as células de convecção são simétricas em torno de eixos horizontais, e as colunas ascendentes (plumas quentes) são de mesma magnitude das colunas descendentes (plumas frias). No segundo tipo, o fluido é aquecido por dentro (caso de radioatividade no manto), e não há colunas ascendentes bem definidas, quase todo fluido está em ascensão, afora das colunas descendentes (plumas frias), estreitas, e com sua base na interface fria, na litosfera.

É preciso acrescentar aqui as possibilidades da participação da litosfera, de forma passiva (as placas são passageiras passivas) e ativa (placas como parte intrínseca das células de convecção). Na proposta primeira, a locação das cristas e das fossas (efeitos) é determinada pela

dimensão e profundidade das células de convecção, causa primordial de tudo. Na segunda proposta, a litosfera é considerada mais fria, mais rígida, mais viscosa, mais densa, e a subducção ocorre na fossa por conta destas características do "slab" litosférico, que participa, pois, como limbo descendente das células de convecção. Esta segunda alternativa tem a preferência da maioria dos geofísicos, como a dominante na Tectônica Global.

Mas isto sem excluir a possibilidade de existência de convecção em duas camadas diferentes, a litosfera participante ativa de uma apenas (adendo ao primeiro grupo de modelos).

O conhecimento do núcleo é muito inferencial e no tocante à produção e transmissão de calor há muitas hipóteses a serem assumidas. Convecção termal no núcleo externo é admitida, na transmissão de calor radioativo e aquele gerado durante a solidificação e pelo crescimento progressivo (adição de liga de ferro-níquel) do núcleo interno.

Estas formas de energia, primordial e pós-formação, são consideradas poderosas suficientemente para motriz do geodínamo, responsável pelo campo magnético terrestre.

O núcleo, na incontestada maioria dos autores, é grande fornecedor de calor ao manto, ainda que as interações núcleo-manto sejam usualmente precedidas de muitas conjecturas, face ao caráter muito deficiente do conhecimento disponível.

5.4.3. Plumas do manto

Uma forma de dissipação do estoque de calor interno da Terra bastante divulgado é o de ascensão de plumas mantélicas, as quais constituiriam "bolhas" localizadas de material muito aquecido, de viscosidade e densidade bem inferiores às das áreas adjacentes, com tendência a ascender e a formar colunas verticais. Para melhor visualizar esta idéia, estas colunas ascendentes de material diferenciado superaquecido e pontual, são comparadas à ascensão de fumaça de cigarro no ar estacionado.

A idéia de emergência vertical de material das partes mais internas da Terra é muito antiga, de outra feição ("undation theory", van BEMMELEN, 1933), e de escolas passadas. A sugestão de plumas do manto como causadoras de rifteamento e de cristas meso-oceânicas, de atividade vulcânica superior a média, e dos "hot spots" adveio com J.T. Wilson, estando esta alusão profundamente enraizada na Tectônica Global.

Esta forma especial, localizada e vigorosa de dissipação da energia térmica (com variadas conseqüências na superfície (e subsuperfície) terrestre é bastante viável do ponto de vista físico do interior do planeta. Mas, são hipóteses que têm de enfrentar uma série de questões básicas indispensáveis, a saber: natureza da pluma (agente causador, desencadeador), profundidade,

dimensões, forma, condições limites (pressão, temperatura, viscosidade, turbulência, etc.), tempo de desenvolvimento e intervalos de tempo desenvolvidos (pulsos), respostas sísmicas, dentre outros.

Quanto à natureza, a maioria dos autores indica: (a) cotas excepcionais e localizadas de temperatura (variações de centenas de graus na temperatura do manto), ou (b) descompressões grandes, para as quais há muitas explicações plausíveis a serem discutidas.

Com relação à profundidade de formação, as divergências são muitas, desde a base do manto inferior (instância mencionada por alguns autores como a única reunindo as condições mínimas possíveis); a zona de transição, na descontinuidade de 670 km (se esta for uma descontinuidade composicional), e até profundidades mais rasas, no manto superior, da ordem de centenas de quilômetros (descompressão do manto, afinamento brusco e duradouro de litosfera, etc.). Várias profundidades são aludidas (VINK et al., 1985).

Forma e dimensões variam bastante, estando a geometria tridimensional de cilindros, cogumelos, pêras, etc. entre as mais comuns nas ilustrações, com dimensões na ordem de dezenas de quilômetros.

A pluma pode estar envolvida diretamente com a posição dos flancos ascendentes das células de convecção do manto e ter seu traço na superfície ao longo da crista meso-oceânica e/ou próximo a ela (Islândia, Açores, etc.). O caso de interesse agora é o de pluma de localização independente, e para tanto deve haver uma perturbação de vulto, que se imponha ao sistema convectivo do manto, **compondo-se com ele, deformando-se com ele**, e subsistindo de forma voluntariosa venha atingir a litosfera, como expressão "pontual" (fixa ou mais ou menos fixa) e autônoma de dissipação de energia interna.

Grande número de autores (BROWN & MUSSET, 1981; BOSS & SACKS, 1985; OLSON et al., 1987, etc.) tem modelado como sede preferencial das plumas o limite manto/núcleo, ou camada "D", de grande instabilidade térmica e contraste composicional ("Thermal boundary layer").

BOSS & SACKS (1985) sugerem que as plumas surgem por perturbações térmicas, instabilidades na interface núcleo-manto das quais resulta despedaçamento de bolhas quentes do material do manto. Os valores críticos para a formação de plumas ascendentes foram definidos a partir de áreas da ordem de 150 km de largura por 60 km de profundidade, para elevadas perturbações no fluxo de calor ($Ra = 10^7$), e variações de temperatura próximas a 200 °K. A escala de tempo para o crescimento das plumas e sua ascensão penetrando o manto inteiro seria da ordem de 50-100 Ma, a fim de satisfazer o modelo analógico destes autores.

OLSON et al. (1987) mostraram que as plumas se formariam pela coalescência de instabilidades convectivas de pequena escala dentro da região de baixa viscosidade localizada pouco acima do limite núcleo-manto, utilizando simulações numéricas. Dados sismológicos indicam

anomalias verticais e laterais muito elevadas nessa interface (alta atenuação elástica, gradiente termal elevadíssimo, etc.), com grupos de pequenas células de convecção se reunindo para a formação de plumas na escala de dezenas de milhões de anos, e na escala horizontal de dezenas de quilômetros. A coalescência de diápiros (a viscosidade varia de valores de 10% ou mais nesta camada), também na escala de dezenas de milhões de anos, conduziram a formação de plumas.

Na Figura 5.1 está a ilustração de diferentes fases do surgimento (em Ma) e desenvolvimento ascensional de uma pluma com o tempo, extraído da simulação de OLSON et al. (1987).

Sem mencionar a palavra pluma (nem "hot spot"), ARTYUSHKOV et al. (1980) se referiram à formação de diferenciados não fundidos ("unmolten differentiates"), na transformação da fase do estado sólido (base do manto) para o estado líquido (núcleo externo), mais denso e com aquisição de propriedades metálicas. Este diferenciado mais leve que o manto inferior seria liberado periodicamente (cerca de 200 Ma) através de canais (cerca de 100 km de diâmetro), ascendendo ao manto superior, atingindo a litosfera e com diferentes conseqüências geotectônicas, na medida de intensidade menor (escudos) ou maior (zonas ativadas) deste processo. Esta visão particular de ARTYUSHKOV et al. (1980) voltará a ser discutida e está esquematizada nas Figuras 6.3 e 6.4.

Outra visão também bastante particular de convecção do manto foi esquematizada por ANDERSON (1981). Neste esquema, acima da descontinuidade de 670 km haveria dois andares de correntes de convecção, entre 670 e 220 km e acima de 220 km (descontinuidade de Lehmann), de eclogito ou olivina-eclogito e granada-peridotito ou lherzolito, respectivamente.

Neste esquema, os "hot spots" seriam gerados acima da descontinuidade de 220 km, região do manto que tem se enriquecido em elementos incompatíveis. Cristas meso-oceânicas originar-se-iam abaixo desta profundidade, e a região fonte para os MORB teriam composição uniforme por longos períodos de anos.

5.4.4. Pausa crítica (reavaliação dos dados)

De modo geral, a convecção é problema mais complexo do que se pensa, mais do que os inúmeros modelos discutidos.

Esta complexidade inclui células de convecção tridimensionais, com materiais quentes advindos de diferentes direções, viscosidade não uniforme, constatação de alguns reservatórios intocados no manto, etc. São detalhes que mostram que o fluxo do manto permanece insuficientemente conhecido, fora do alcance dos métodos analíticos do presente.

Dados geoquímicos e isotópicos (CONDIE, 1989) asseveram que o manto é

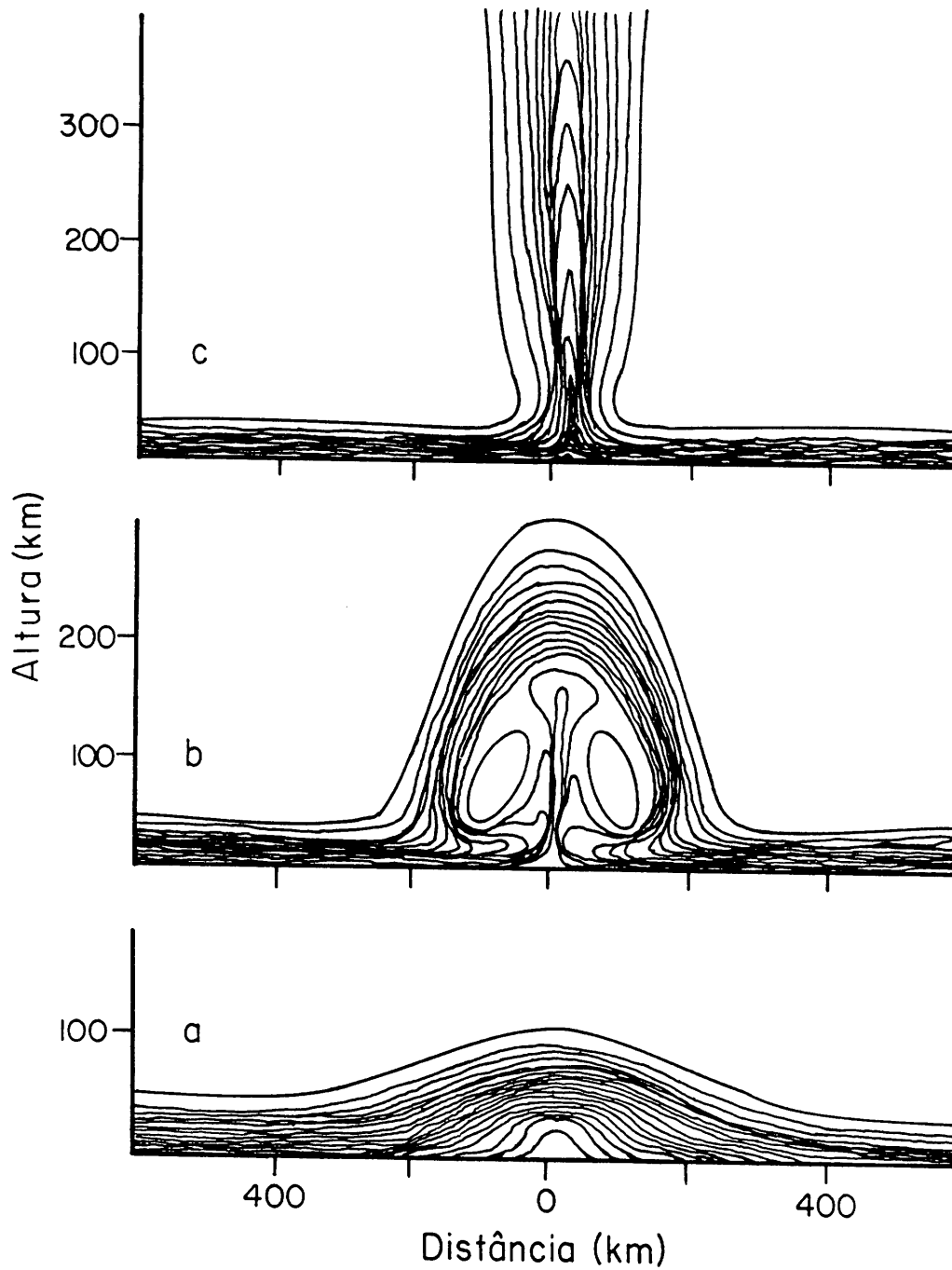


Figura 5.1. - Simulação de contornos de temperatura de uma pluma derivada da base do Manto (camada "D") em instâncias de 111 Ma (a), 127Ma (b) e 143Ma (c) após seu acionamento por perturbação termal. Altura e distância em km. Modificado de OLSON et al. (1987).

heterogêneo, em escalas variáveis de metros a dezenas de milhares de quilômetros, e que algumas dessas heterogeneidades podem ter idades de alguns bilhões de anos. Conciliar este fato com a convecção total do manto - que é o modelo mais divulgado - é problemático, e daí surgirem freqüentemente adições ao modelo, como o "plum and pudding model" de DAVIES (1984).

Com base em isótopos de Nd e He, há autores que se referem a porções do manto geoquimicamente isoladas ao longo da história do planeta ("manto primordial"), embora esta não seja assertiva amplamente aceita.

Por outro lado, as cristas meso-oceânicas, a profundidades de 350 km (dados pela tomografia sísmica) mostram muitas descontinuidades, e aos 550 km as relações feições de superfície x manto começam simplesmente a desaparecer. Nestes termos, as cristas não podem ser apontadas simplesmente como expressão vertical de correntes ascendentes, pois essas são alimentadas por transporte lateral de materiais quentes de anomalias do manto superior (ANDERSON & DZIEWONSKI, 1984).

Muitas outras observações são necessárias, sabendo-se da estratificação de manto, isolamento de reservatórios geoquímicos, o caráter episódico de convecção (que é fenômeno passível de descontinuidade), mudanças de fase de materiais (basalto-eclogito), etc. Longe, pois, de ser um modelo simples, de aceitação franca e sem problemas primários na resposta às questões geofísicas, geoquímicas e isotópicas, o processo de convecção é extremamente discutível e controverso. Muito veiculado e mencionado, em livros-texto e em textos de Tectônica Global, na verdade tudo isto esconde um sem número de problemas em aberto. Sem dúvida, um modelo atraente, mas muito questionável.

Por seu turno, a dissipação drástica de calor mais localizado - as plumas - tem modelos bastante variáveis do ponto de vista físico, bem fundamentados cientificamente, e traços marcantes na superfície terrestre ("hot spots", "swells", platôs, etc., a serem comentadas), mas de forma alguma é fenômeno suficientemente bem conhecido.

É necessário, então, se fazer uma pausa e rememorar a razão destas considerações sobre a formação e a transmissão de calor habitual (convectivo) e excepcional (pluma) do interior para o exterior da Terra, sobre os problemas enfrentados com estes aspectos, e os desdobramentos naturais dos mesmos. A reflexão a seguir já antecipa várias outras dos capítulos seguintes.

a) A Tectônica Global tem respaldo em muitas hipóteses auxiliares de trabalho, cientificamente viáveis e bem estruturadas, com modelos convincentes, mas que se ressentem do "experimentum crucis". São ainda, hipóteses e não leis científicas.

b) Algumas dessas hipóteses, bem fundamentadas no âmbito da física e da

geologia, são frontalmente divergentes entre si. E, não se pode, ainda, fazer opção incondicional entre elas, tendo que se conviver com alternativas conflitantes.

c) A convecção do manto é apenas um modelo, os seus detalhes permanecem desconhecidos (ANDERSON & DZIEWONSKI, 1984).

d) Plumas oferecem explicação interessante para ações locais, pontuais, semi-estacionárias, mas é difícil ser quantitativo acerca de suas propriedades. Trata-se de um conceito ainda vago (BROWN & MUSSET, 1981), nada mais que um modelo (VINK et al., 1985), com problemas e controvérsias.

e) As manifestações mais expressivas de energia termal do interior da Terra têm acesso nas zonas de interação das placas litosféricas, com características mais construtivas (mas não exclusivas); ora estão envolvendo ascensão de células de convecção, ora estão envolvendo flancos descendentes destas células. Ocasionalmente, plumas podem aparecer consorciadas nestas zonas de interação de placas.

f) A litosfera, por suas características físicas - baixa condutividade inclusive - é empecilho às manifestações de dissipação de calor emanado do interior da Terra. Funciona como isolante (tampão) termal e agente resistivo (mecânico) aos processos de dissipação da energia do interior da Terra.

g) Para que as manifestações dessa energia apareçam em superfície no interior das placas, é necessário que o empecilho seja abrandando bastante (estiramento), rompa-se (rifte, deslaminção, etc.) ou seja profundamente modificado. Há muitas formas para como isto acontecer, e estas têm sido rotuladas de tectônica intraplaca (no presente) ou ativação autônoma (no passado).

No Quadro VII é apresentado um pequeno léxico das designações mais usuais para expressar os distúrbios do manto, como epílogo pertinente e auxiliar a este capítulo.

Quadro VII - Pequeno léxico de termos ligados às perturbações térmicas do manto. Excerto de BATES & JACKSON (1987).

Astenólito	<p>- Um corpo de magma que foi formado pela fusão, em resposta ao calor gerado pela desintegração radioativa.</p> <p>A hipótese de astenólito postula astenólitos locais, ou área de fusão por calor radioativo, que tem ciclo repetitivo de fusão, crescimento, migração, solidificação e refusão. Pode ser causa de soerguimento e subsidência, orogenia, terremoto e metamorfismo.</p>
Diápiro	<p>- Dobra em domo ou anticlinal (termo estrutural) no qual as rochas subjacentes são rompidas ou espremidas centrifugamente pelo núcleo de material plástico.</p> <p>Diapirismo é o processo de rompimento de rochas domeadas ou soergidas pelo núcleo do material móvel, por causas tectônicas, geostáticas ou ígneas de intrusão. Intrusões ígneas mostram também estruturas diapíricas.</p>
"Hot spot"	<p>- Centro vulcânico, de centenas de quilômetros de extensão - 100 a 200 km - persistente por no mínimo algumas dezenas de milhões de anos, que é provável expressão em superfície de uma pluma ascendente, advinda de material quente do manto. Geralmente não associado com arcos e não necessariamente associado com cristas meso-oceânicas.</p>
"Melting spot"	<p>- Região do manto dentro da qual magma toleítico é gerado e cuja projeção vertical na superfície da Terra é uma área dentro da qual erupções toleíticas têm ocorrido ou podem ocorrer.</p>
Pluma	<p>- Corpo localizado de rocha vulcânica ascendente à crosta a partir do manto e provável causa mecânica dos "hot spots".</p>

6. REGISTROS DOS PRINCIPAIS DISTÚRBIOS DO MANTO (processos de "Ativação Autônoma")

6.1. "Hot spots"

No século passado, J.D.Dana sugeriu que a atividade vulcânica das ilhas do Havai havia migrado na direção sudeste, e que aspectos semelhantes podem ser observados nas ilhas Cook (Nova Zelândia), Gilbert (Grã-Bretanha), Marshall (USA) e no arquipélago Tuamotu (França), no Pacífico.

J.T.Wilson, em visita ao Havai, em 1963 propôs um modelo interpretativo para as ilhas locais, estabelecendo correlação linear entre a idade do vulcanismo e a disposição dos centros vulcânicos. Ele introduziu a idéia de um ponto quente relativamente fixo no manto e causador de vulcanismo à medida que a placa passava sobre o "jetstream of lava", agora situado sob o Havai propriamente dito.

Em 1971, Morgan formulou a hipótese que as ilhas do Havai, Cook, Tuamotu, etc. foram originadas pela rotação (Euleriana) da placa do Pacífico em torno de um pólo e passando sobre uma fonte magmática estacionária, a qual emitiria as colunas de material quente que perfurariam sucessivamente a litosfera, produzindo os vulcões.

Também é clássico o trabalho de WILSON (1973), sugerindo origem destas plumas/colunas no manto inferior e que seu espalhamento na litosfera produzia o movimento das placas (hipótese hoje descartada), identificando cerca de 30 "hot spots" em todo o mundo, em sua maioria centrados na crista meso-oceânica.

A noção de "hot spots" como manifestação superficial de perturbações mantélicas profundas e relativamente estacionárias tornou-se vigorosa, com muitos desdobramentos reais e virtuais para diversos outros tipos de fenômenos tectônicos do interior das placas (escudos, platôs basálticos, platôs continentais e oceânicos, ultramáficas alcalinas, aberturas de oceano, etc., etc.). Algumas sínteses tem sido tentadas (BURKE & WILSON, 1976; VINK et al., 1985), mas é difícil conter as muitas vertentes reproduzidas com o conceito, inclusive edições especiais (Tectonophysics, vol. 61, 1979; vol. 164, 1989) de revistas científicas voltadas direta ou indiretamente para o tema.

Esta expressão indiscutível de magmatismo intraplaca ("ativação autônoma", em especial) é concebida pela ascensão de rochas superaquecidas, vindas de profundidades subastenosféricas, e possivelmente da parte inferior do manto (VINK et al., 1985). De forma vagarosa e goticular, atinge continentes e oceanos, no interior das placas, mas também as cristas meso-oceânicas, com inúmeras repercussões geológicas e geofísicas de ordem geral: vulcanismo,

sismicidade, aquecimentos, etc. Estas plumas, cujos traços na superfície externa da litosfera são os "hot spots", são consideradas praticamente estacionárias, servindo de referencial (o centro vulcânico e seu traço deixado pela passagem da placa sobre este centro) para o estudo do movimento das placas. Foi visto que há muitas questões concernentes ao processo de ascensão das plumas e outras relativas à natureza do magmatismo produzido em superfície, a serem equacionadas em estudos multidisciplinares futuros. Mas, a noção é vigorosa e bem enraizada, pois explica muitas feições da superfície da Terra, embora seja apenas mais um conceito intuitivo e bem estruturado (que conta com inúmeros fatos científicos favoráveis).

Este conceito deve ser desvinculado da ascensão de material nas cristas meso-oceânicas, responsáveis pelo espalhamento da crosta oceânica, pois neste último caso trata-se de material astenosférico, de natureza química e isotópica diferente.

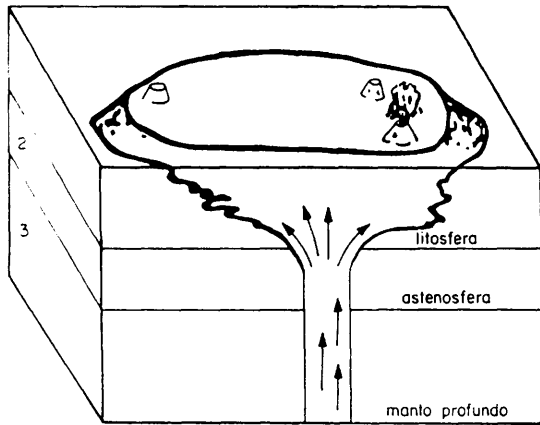
Ao lado da faceta teórica, há apenas algumas evidências indiretas para plumas profundas do manto. Medidas do campo gravimétrico da Terra feitas por satélites mostram que os "hot spots" são áreas anômalas, com excesso de massa, o qual pode ser atribuído à subida das plumas. Possibilidades de surgimento de plumas no manto inferior foram discutidas e outras serão mencionadas ("unmolten differentiates").

Os basaltos emanados nos "hot spots" são usualmente ricos em voláteis e em elementos incompatíveis, mostrando derivação subastenosférica. Estes produtos vulcânicos atestam que as plumas não são uniformes, havendo registros diferentes na assinatura geoquímica e isotópica, que demonstram diferentes profundidades como fontes possíveis. Além do que, as taxas de produção de magma, os volumes produzidos, a frequência das erupções, a continuidade, descontinuidades e mesmo extinção dos focos de magmatismo são características muito próprias. Estes aspectos dão ensejo a muitos campos de investigação científica ainda, pelas muitas variedades e feições conhecidas superficialmente.

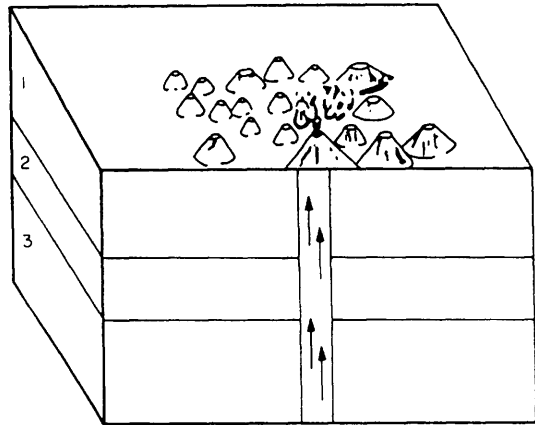
Na Figura 6.1, reproduzida de EPP (1984), são mostradas algumas possibilidades na interação da pluma (material ascendente), suas feições na e sobre a litosfera ("tracks").

6.1.1. População de "hot spots"

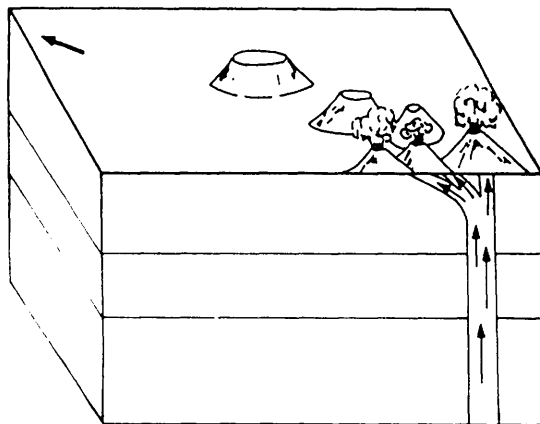
Um recenseamento dos "hot spots" do mundo (BURKE & WILSON, 1976) sugere que cerca de 122 estiveram ativos nos últimos 10 milhões de anos, a maioria dos quais de encaixe sem problemas no conceito, como centros de vulcanismos de expressão regional, extra-margem de placa, ou incidentalmente (Açores, Tristão da Cunha, Islândia, etc.) ao longo de cristas meso-oceânicas. Este número é considerado uma estimativa por baixo, porque muitas outras áreas potenciais não



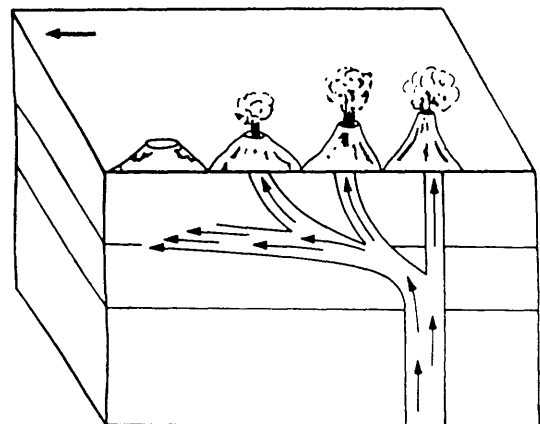
a Sem movimento da placa e "hot spot"



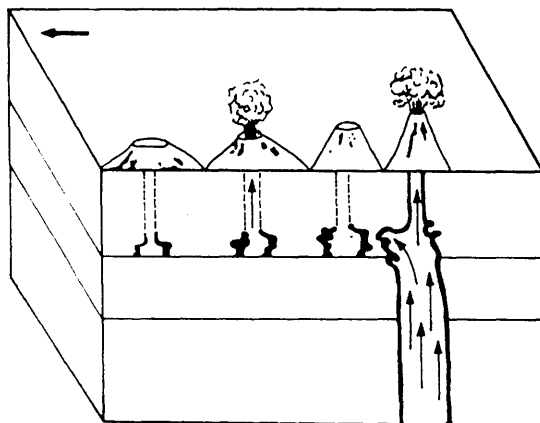
b. Movimento na placa, "hot spot" errático



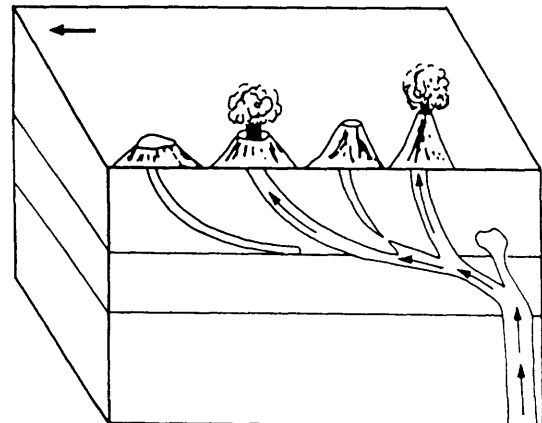
c. Intersecção de transformante



d. Retorno de fluxo



e Armazenamento de magma



f. Conduto encurvado

Figura 6.1. - Várias circunstâncias de instalação de "hot spots" nos níveis crustais superiores a partir de um conduto relativamente fixo, na dependência das dinâmicas possíveis na litosfera. Fonte: EPP (1984).

apresentam as características completas desejáveis para identificação inequívoca.

Desse número (122), 53 estão em bacias oceânicas e 69 nos continentes. Nos tratos em litosfera oceânica há certa tendência de reunião próximo às cristas meso-oceânicas, sendo que 15 deles coincidem com as cristas e nove outros estão nas proximidades dela. A placa africana (vide Fig. 6.2) tem cerca de 25 "hot spots" no trato continental, 8 no trato oceânico, e 10 nas adjacências da crista meso-oceânica, somando um total de 43 (cerca de 35% do número total atribuído por BURKE & WILSON, 1976, situados em 10% da superfície global).

A identificação de "hot spots" na crista meso-oceânica é feita por várias razões, como a produção exagerada de material magmático (constituindo ilhas), e a natureza composicional (basaltos ricos em álcalis), que são usualmente raros na performance habitual das cristas meso-oceânicas.

Nesta estimativa de população de "hot spots", por razões óbvias, não foram apontados aqueles residentes em áreas onde atualmente se dá convergência de placas. Estas são áreas de atividade vulcânica vasta e complexa, e seria difícil discriminar a contribuição de "hot spot" nessas áreas, mas há alusões a respeito, e não se pode descartar a possibilidade dessa conjugação de eventos.

6.1.2. Características gerais

Naturalmente há muitas variações de um "hot spot" para o outro e no mesmo "hot spot", ao longo do tempo, nas características mais facilmente detectáveis (como possança, taxa e natureza do magmatismo).

Os "hot spots" são muito destacados como centros pontuais de vulcanismo (basaltos alcalinos ricos em voláteis e elementos incompatíveis) e de elevado fluxo térmico, em relação às zonas adjacentes. Nas áreas oceânicas, a coalescência de "seamounts", com idades decrescentes com o grau de ativação magmática é chamariz usual da identificação.

Os fenômenos de epirogenia (continental e oceânica) e outros associados estão profundamente ligados à localização dos "hot spots" (CROUGH, 1979, 1983), com repercussão notável em área e relevo, além de e outras características geofísicas.

No oceano, há várias áreas soergidas, ou pelo menos não seguindo a relação natural de adensamento e aprofundamento com a idade e a distância da crista meso-oceânica. Há notável correlação entre a existência de "hot spots" e a presença de áreas oceânicas anormalmente rasas (CROUGH, 1979). Em perfil, estas anomalias de profundidade formam cristas suavizadas ou "swells", pelo menos 1000 m acima das zonas adjacentes, e com extensões de milhares de quilômetros.

O fluxo térmico elevado da zona do "hot spot" é considerado responsável pelo afinamento da litosfera oceânica (calor extra na base da litosfera), e este afinamento isostaticamente responde pelo "swell" oceânico. Esta hipótese tem bom suporte em estudos gravimétricos e por observações diretas, mostrando-se que após passar por sobre a área do "hot spot" (litosfera adelgada) há resfriamento e subsidência gradual, voltando-se às profundidades normais, iguais às aquelas anteriores ao soerguimento.

No continente, muitas áreas de soerguimento também estão associadas com vulcanismo. Estes "swells", ou platôs continentais, são zonas elevadas de rochas de diferentes idades, incluindo o embasamento, coincidente com atividade ígnea máfica a intermediária fora do comum. A propósito, algumas destas áreas (Etiópia, Paraná, Austrália Oriental, etc.) já foram atribuídas pelos adeptos do fixismo como expoentes de ativação autônoma.

À semelhança das áreas soergidas nos oceanos, há vários trabalhos ligando estes altos continentais (platôs, escudos, etc.) à presença de "hot spots", e pelo mecanismo de amplo e regional afinamento litosférico. Na Etiópia, no oeste dos Estados Unidos, etc. há evidências da ligação do afinamento litosférico com "hot spots" e fenômenos epirogenéticos.

A presença de "hot spots" pode, subseqüentemente, agir como disparadora de ciclos completos de atividade tectônica. Quando a placa litosférica vem a demorar sobre um "hot spot", o domeamento ou "swell" formado pode atingir extremos e produzir fraturamentos, ou seja, vai se recair no fenômeno de rifte de manto ativado (no continente ou no oceano), cuja discussão e detalhes são objeto de especial atenção neste texto. Da mesma forma que todo um ciclo tectônico pode ser iniciado, muitos braços abortados de rifteamento (aulacógenos) podem ser esperados, na ausência de seqüência normal do processo de rompimento e espalhamento litosférico. A feição de "hot spot" pode encaminhar, pois, inúmeros desdobramentos, para diferentes processos evolutivos.

A morfologia da parte continental da placa africana é bastante singular, devido à sua localização especial sobre vários "hot spots". A topografia em grande escala é marcada por bacias e "swells", e em épocas mais recentes (Mesozóico e Cenozóico), a parte sul e oriental desse continente foi grandemente soergida. Além disso, as manifestações magmáticas intracratônicas da África são em grande número, foco de muitas alusões a fenômenos de ativação. Alguns "hot spots" mostram superposição de lavas de diferentes idades, o que levou alguns autores a propor que a placa africana esteja praticamente estacionária (BURKE & WILSON, 1976) nos últimos 15 milhões de anos.

A localização da pluma ocasionalmente pode ser sob a crista meso-oceânica, como já dito. O resultado do aumento de fluxo de material ígneo é o espessamento de crosta, podendo ser formado um platô, como na Islândia, que é capaz de aflorar, rompendo a submersão das demais porções da crista. Nos picos vulcânicos da Islândia há cotas da ordem de 1800 m, mostrando

a potencialidade de produção de magma e de soerguimento da zona da crista. Como as cristas oceânicas se movem, a posição do "hot spot" dificilmente fica situado nestas cristas por períodos geológicos longos, mas nos breves espaços de tempo em que isto ocorre, modificações substanciais (petrológicas, gravimétricas, topográficas, etc.) são possíveis.

As plumas do manto são consideradas praticamente estacionárias, e os seus traços em superfície são marcos referenciais para se estimar e calcular o movimento das placas, com ajuda da geofísica e da geocronologia. A latitude e longitude dos "hot spots" ou traços de plumas (vulcões, vulcões extintos, "seamounts", ilhas vulcânicas, "swells", etc.) permanecem, e isto serve de referência a nível global, que deve ser comparado com o movimento das placas derivado da história (paleomagnetismo, geocronologia) de espalhamento dos fundos oceânicos.

Os movimentos das placas são relativos e o registro dos limites (cristas, zonas de subducção) são móveis com o tempo. Para se saber as diferenças de velocidades entre placas e o movimento, com o tempo, das zonas de interação de placas, é necessário recorrer à disposição dos "hot spots" e suas trajetórias. Ou seja, é preciso converter o movimento relativo, conhecido das placas, em movimento absoluto, e o referencial disponível é a trama dos "hot spots" e dos seus traços.

6.2. "Diferenciados não fundidos" (unmolten differentiates de ARTYUSHKOV et al., 1980)

Em um trabalho muito afim com a hipótese dos "hot spots" e plumas profundas, estes autores postulam a formação de "diferenciados não fundidos" na interface manto-núcleo. A transformação do estado sólido (manto inferior) em líquido (núcleo externo) e mais denso com aquisição de propriedades metálicas, seria responsável pela formação do diferenciado.

Este material menos denso produzido naquela interface seria liberado com periodicidade da ordem de 200 Ma através de canais (cerca de 100 km em diâmetro), aquecendo o manto circunvizinho e alimentando o processo de ascensão adicional. O material leve, de manto anômalo, tende a ser retido na base da litosfera, abaixo e acima do limite litosfera-astenosfera:

a) O "trapeamento" de material aquecido anômalo conduz à formação de amplas áreas de soerguimento, áreas de escudos, quando pequenas quantidades de material anômalo (Fig. 6.3) são interceptadas pela litosfera.

b) Nas áreas onde amplas concentrações de material anômalo são formadas, por localização especial em cima de canais alimentadores, o manto superior é aquecido (Fig. 6.4), conduzindo à formação de zonas soergidas e movimentação tectônica intensa. Nestas áreas, a viscosidade do manto superior decai bastante, o manto anômalo atinge a crosta, caracterizando assim as zonas de "ativação tectônica".

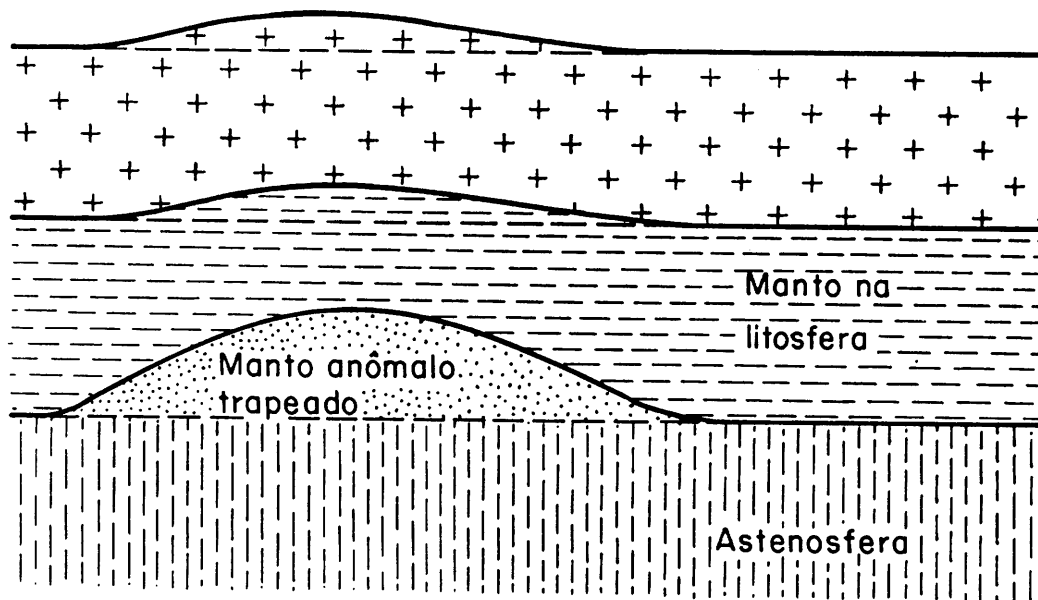


Figura 6.3. - Soergimento produzido em áreas de escudo por bolsões moderados de manto anômalo ("unmolten differentiates") na base do manto litosférico. Fonte: ARTYUSHKOV et al. (1980).

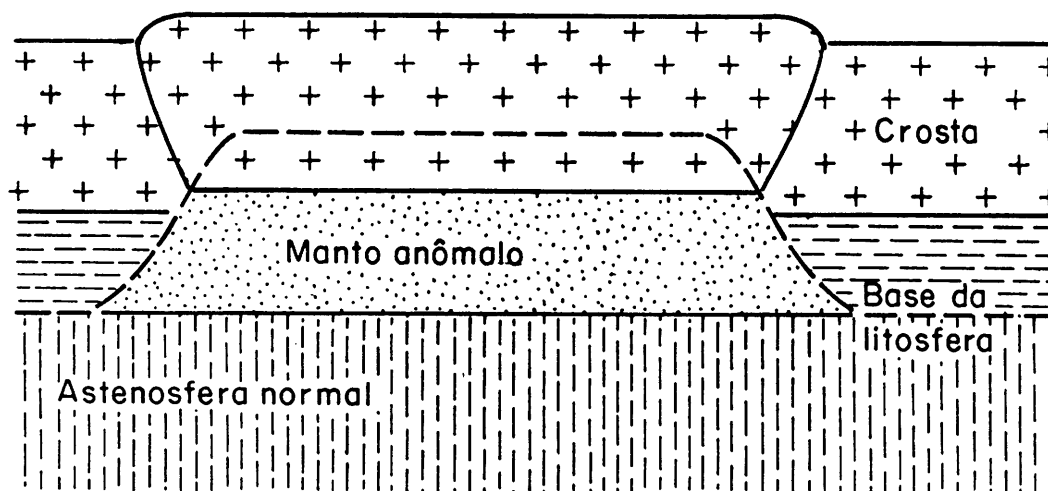


Figura 6.4. - Soergimento e modificações produzidas na litosfera por grandes quantidades de manto anômalo "trapeado". Estrutura típica de áreas tectonicamente ativadas. Fonte: ARTYUSHKOV et al. (1980).

c) Ainda neste artigo, os autores afirmam que a consolidação do manto (após distanciamento dos canais alimentadores ou cessação do processo) e seu adensamento por resfriamento pode ocasionar o abatimento de amplas áreas, contribuindo para a formação de bacias sedimentares.

O trabalho de ARTYUSHKOV et al. (1980) é acompanhado de muitas considerações de ordem física, e exemplos (Tien Shan, Baikal, escudos euro-asiáticos, etc.). Mas, é surpreendentemente desprovido de referências a autores ocidentais (ou apenas dois ou três de décadas passadas) e aos fenômenos de pluma, "hot spots", "underplating", etc., conforme seria de esperar, pela afinidade do tema.

A falta do cruzamento bibliográfico não impede que se identifique o trabalho citado com os temas acima mencionados e que se ateste a boa qualificação dessa hipótese. Argüido duas vezes por carta sobre este necessário entrelaçamento, o Prof.Artyushkov não respondeu ao autor, o que deve ser creditado a extravio de correspondência.

Por sinal, as Figuras 6.3 e 6.4 são ilustrações esquemáticas muito boas para a fenomenologia do "underplating" a ser tratado em item ulterior (item 6.6.). Significa pois que a partir destes diferenciados emanados de interface núcleo-manto também é possível chegar a retenção de amplos colchões magmáticos na base da litosfera, ou seja, estes podem servir de modelo para os fenômenos de "underplating".

6.3. Platôs

Os platôs são zonas elevadas de grande amplitude e considerável altitude em relação às áreas circunvizinhas, soerguidas em resposta à dinâmica dos continentes e oceanos. Numa primeira instância, a formação de platôs tem sido ligada às margens convergentes e divergentes ("reflexos") e outros sem conexão com estas interações de placas, tipicamente interiores (autônomos).

Algumas áreas amplas de fundos oceânicos estão soerguidas em relação às áreas circunvizinhas. Algumas destas elevações estão ligadas a pontos quentes, como já mencionado ("hot spot epirogeny", de CROUGH, 1978), outros são oriundas de causas diferentes como pilhas vulcânicas, presença de frações continentais, perturbações térmicas levando a expansão do manto, etc.

Os platôs continentais, interessantes no caso, são comumente ligados à convergência de placas (Tibete, Shillong, altiplano andino, etc.) e à divergência (Etiópia, Paraná) mas isto é uma simplificação do problema. Para se entender a dinâmica do interior das placas na formação

de platôs, o desafio é complexo, e demanda muito estudo, particularmente no caso daqueles no interior mais remoto, afastado das margens ativas ou passivas. Alguns são associados com vulcânicas alcalinas, outros são capeados por erupções magmáticas (Etiópia, Paraná/S.Geral, Jós, etc.), outros são livres de amplas manifestações magmáticas.

Diversas são as causas e mecanismos apontados para estes amplos soerguimentos de frações continentais (e/ou de todo um continente), como exposto na conferência de Flagstaff, no Arizona, em 1978 (Tectonophysics, vol. 61, n.1-3, editado por McGETCHIN & MERRIT, 1979/1980), e sumarizado por McGETCHIN et al. (1980).

É possível, tentativamente, para fins didáticos, agrupar os mecanismos propostos da forma seguinte:

A) Ligados a distúrbios termais importantes de origem no manto, em diferentes profundidades, conduzindo a importantes processos de expansão.

B) Transferências de massas ou de elementos químicos do manto ou da crosta inferior, incluindo reações metamórficas no estado sólido.

C) Associados, sob diversas formas, aos processos de subducção B e A, em diferentes circunstâncias de forma e tempo do processo de convergência (DAMON, 1979; DEWEY et al., 1986).

No Quadro VIII está uma síntese algo modificada de McGETCHIN et al. (1980), onde fica clara a variedade do processo e que são necessárias algumas discussões caso a caso.

O grupo A sempre se refere a algum tipo de expansão volumétrica no manto, ou na crosta inferior motivado por perturbações termais importantes, no interior das placas litosféricas, e como tal recairia na vala da chamada "ativação autônoma" das plataformas. Fica claro também, na descrição sucinta dos mecanismos que pode haver franca conexão entre um e outro; ou, em outras palavras, o primeiro mecanismo (como a ascensão de plumas quentes) pode desencadear outros, havendo ampla cadeia de conseqüências possíveis e imagináveis.

No grupo C, enquadram-se todos os casos mencionados e que podem ser seqüências ou não, e estão associados aos processos de convergência. Pertenceriam ao âmbito da chamada "ativação reflexa", muitos deles já tendo sido vislumbrados nas FOEPs perigeossinclinais de Khain, como os altiplanos que perlongam às cordilheiras das Américas e o cinturão alpino-himalaiano. Este aspecto voltará a ser discutido oportunamente na análise dos processos decididamente reflexos da convergência (capítulo 10).

Alguns casos especiais são colocados com cautela no grupo B, tendo sido propostos com notória defecção de dados de geologia e geofísica, há décadas passadas. Todos eles demandam reexame com base no progresso do conhecimento científico, e novas investigações,

Quadro VIII - Mecanismos de soerguimento e formação de platôs.

MECANISMO, CAUSA		CONDIÇÕES TECTÔNICAS, ESPECIFICAÇÕES
A	Expansão termal devido às plumas	Aquecimento de litosfera sobre um ponto quente fixo. Litosfera afinada e soerguida, vulcanismo associado. Os grandes platôs basálticos do mundo podem ser incluídos aqui.
	Expansão associada à fusão parcial	O decréscimo do volume de fusão para magma basáltico é da ordem de 8%. A fusão parcial do manto superior produz expansão.
	Hidratação/Serpentinização	A introdução de voláteis no manto superior pode produzir serpentinização. Expansão volumétrica de até 10% é possível.
	Introdução de voláteis por desidratação na profundidade	Desidratação de minerais mantélicos (humita, flogopita, anfíbio, etc.) pode vir a causar expansão e fusão parcial.
	"Underplating"	Presença de colchões magmáticos na interface manto-crosta, ou mesmo no interior da crosta, associado a plumas.
	Deslaminação	Descolamento da parte mantélica da litosfera e o seu afundamento na astenosfera mais densa. A ascensão da astenosfera aquece a crosta e produz arqueamento.
	Cisalhamento na interface Litosfera-Astenosfera	Expansão termal produzida pelo calor de cisalhamento entre a litosfera e astenosfera.
B	Empobrecimento do manto fértil	Expansão devido ao empobrecimento do manto em ferro e granada resultantes da geração de basaltos.
	Transferência de massas na crosta	Espessamento crustal devido à transferência de massa na crosta inferior. Deficiência de massa na base de alguns platôs; detalhes não especificados do processo.
	Reações metamórficas	Reações no estado sólido profundas do tipo eclogito-basalto ou espinélio-olivina. O aquecimento necessário produz expansão.
	("underplating")	(como acima descrito)
C	Processos de subducção, várias formas	Subducção de cristas meso-oceânicas, conduzindo à expansão termal.
		Subducção mediante ângulos muito baixos, conduzindo à "slabs" em baixas profundidades. Simple subducção, seguida ("Thrust-and-fold belt") ou não, de colisão continental. Cessação da subducção: re-equilíbrio termal e reações metamórficas complexas, produzindo expansão. Deslaminação produzida pela colisão continental, fluxo de material astenosférico na base da crosta (estágio morfotectônico).
<p>A) Distúrbios termais importantes, origem no manto, condicionado a processos de expansão termal. B) Transferências de massas ou de elementos químicos do manto ou da crosta inferior, incluindo reações metamórficas no estado sólido. C) Associados de diversas formas aos processos de subducção B e A.</p>		

podendo inclusive haver redistribuição destes nos demais grupos.

A compreensão para a formação de platôs, em primeiro lugar, requer informações detalhadas de estrutura e composição do manto superior e o seu comportamento físico, e muito deste conhecimento falta ou está em bases muito teóricas.

A conferência de Flagstaff (MCGETCHIN, 1980) chegou ao consenso de que nos continentes o processo de soerguimento está sempre ligado à movimentação de placas litosféricas, como a fissão (extensão) ou como a fusão (convergência, grupo C) de continentes.

No caso dos platôs basálticos há muitos aspectos geológicos-geofísicos consorciados, difíceis de se isolar: soerguimento, riftes, enxames de diques, alinhamentos aeromagnéticos, extrusão de lavas, ascensão de plumas, etc., numa cadeia de fenômenos ligados com distúrbios termais profundos. E muitos destes aspectos são invariavelmente, prenúncio, ou consequência de separação continental, cuja discriminação inflexível é difícil ou artificial.

Como já discutido, na África, a riqueza na morfologia (platôs, "swells", platôs basálticos, vulcanismo) foi considerada como produto do estacionamento relativo da placa nos últimos milhões de anos. Ou seja, a formação de platô como consequência da não movimentação das placas, quando comumente a associação é feita com separação e seu processo completo.

Só nos resta concluir que designações e opções estanques, puras e simples da terminologia fixista (incluindo estas feições no contexto de ativação autônoma ou reflexa) são de fato inadequadas, delimitadoras, não podendo traduzir toda a perspectiva complexa do processo. No Quadro V, enfrentando este problema, foi necessário colocar platôs em vários escaninhos, de um lado e de outro das versões de ativação.

6.4. Platôs Basálticos

O estudo dos platôs basálticos é hoje extensão dos temas plumas do manto e "hot spot". Sempre se recai - ao se examinar os estudos referentes aos principais platôs basálticos do mundo - na descrição de concentração e enxame de diques, lineamentos aeromagnéticos, rifteamento, empilhamento em taxas elevadas de produtos vulcânicos, etc. Os exemplos da Serra Geral (FERREIRA, 1982) no Paraná e Deccan (KAILASAM, 1979, na Índia) mostram que é difícil tratar isoladamente o tema platô basáltico.

A produção relativamente rápida de lavas e outros produtos, de forma volumosa e às vezes catastrófica, com grande extensão (ordem de milhões de km² em área) e volume (ordem de milhões de km³), espessando a crosta consideravelmente é fenômeno digno de reflexão, pois

contrasta francamente com o ritmo do vulcanismo de rotina de outros riftes e mesmo daquele da crista meso-oceânica normal (Quadro IX).

Segundo a visão moderna de WHITE & MCKENZIE (1989), *toda a violência do processo está nas condições de partida*, nas diferenças de temperatura do magma parental em particular. É isto possível se a região (área, riftes, condutos) estiver situada sobre o "cogumelo" de uma região anormalmente quente do manto. O volume de fundidos produzidos, a velocidade do processo e o espessamento (ao invés do esperado afinamento) da litosfera podem ter explicação nesta condição geológica. Isto também explicaria muitas nuances de composição das lavas comumente extrudidas.

Assim sendo, vários platôs basálticos dos mais citados do mundo, como Deccan-Seychelles ("hot spot" Reunião), Serra Geral-África do Sul-Occidental ("hot spot" Walvis, hoje em Tristão da Cunha), costa norte da Antártica, Etiópia, etc. estão sendo interpretados pela atuação, do Mesozóico para nossos dias, de "pontos quentes", hoje deslocados consideravelmente em relação às suas posições no tempos de formação dos platôs. Em muitas oportunidades, alguns desses platôs basálticos têm sido interpretados como consequência ("reflexos") de separação continental, simplesmente, como no caso da Serra Geral, no Brasil. Isto não pode ser descartado de pronto, pois, como foi visto, há sempre um consórcio de fenômenos na história dos platôs em geral (Quadro IX).

Algumas vezes, o "hot spot" pode coincidir com a crista meso-oceânica e também, o pico do magmatismo pode vir a coincidir com o processo de separação continental. O fato é que alternativas isoladas de classificação do tipo "autônomo" ("distúrbio do manto") ou "reflexo" (ligado a abertura oceânica) são desaconselháveis, neste caso, pois são incapazes de cobrir a real complexidade - e as muitas feições conexas - deste evento.

6.5. Enxames de diques

Os enxames de diques máficos são feições comuns das plataformas de todo o mundo, daquelas dito ativadas, mas não exclusivamente. Em geral, a ocorrência de enxames de diques está ligada a processos tracionais, direta ou indiretamente como expressão de extensão crustal.

Desde pelo menos os últimos 3,0 Ga, quando do aparecimento dos primeiros tratos litosféricos rígidos, se tem podido identificar enxames de diques, com períodos de maior e menor atividade (do manto).

Através de histograma elaborado por HALLS & FAHRIG (1987), os períodos em

torno de 2,9; 2,5; 2,2-1,9; 1,3-1,1; 0,9-0,6 Ga e 0,2/0,1 Ga foram considerados como máximos dessa atividade fissural. Estes períodos são considerados como intervalos do tempo geológico de grande atividade no manto, repercutindo na litosfera e resguardando estas datas na forma de diques.

O modelo para o desenvolvimento de diques máficos foi elaborado por FAHRIG (1987) (Fig. 6.5) em três seqüências de eventos, baseado no processo usual da tectônica de placas:

a) Desenvolvimento de um centro ou zona de distensão, associada com intrusão de diques, rifteamento e vulcanismo. Este estágio pode ser o único, não se desenvolvendo (ou pouco se desenvolvendo) o estágio seguinte (Ex. Keweenawan).

b) Início de espalhamento ("drift") com os diques se agrupando em duas categorias, alinhados às margens do braço abortado (voltado para o continente) e o conjunto formado em paralelo às margens continentais em desenvolvimento. O desenvolvimento dos diques pode cessar nos primeiros momentos.

c) No caso de haver fechamento do "oceano", aberto nos estágios anteriores, os diques formados paralelamente às margens serão deformados fortemente ou consumidos. Somente os diques do braço abortado serão preservados e ficarão contidos no interior do continente, diagonal ou perpendicularmente à linha de sutura.

Embora o esquema seja muito livresco, FAHRIG (op.cit.) aponta que a maioria (e possivelmente todos) os grandes enxames do bloco canadense exibem feições diagnósticas de parte deste ciclo, o que é afirmação deveras surpreendente. Os estágios a) e b) pressupõem ativação no manto interior das placas ("ativação autônoma"). Os estágios b) e c) podem ser vistos sob outra óptica como consequência natural de processo de separação continental ("ativação reflexa").

Quanto à maneira pela qual os grandes enxames de diques máficos são formados, há pelo menos três modelos a considerar, de acordo com HALLS & FAHRIG (1987):

a) O enxame é alimentado por uma câmara magmática situada em níveis crustais altos, de onde o magma se espalha lateralmente (Islândia, Havaí, etc.).

b) O enxame é alimentado por uma câmara magmática situado no manto.

c) O enxame é alimentado pela propagação para cima de diques advindos de uma fonte magmática alongada, subcrustal, que percorre a extensão do enxame ou migra (ou alonga-se) progressivamente, durante a intrusão dos diques.

Estas três possibilidades têm encaixe em vários outros tópicos (plumas, "hot spot", etc.) deste trabalho. A preocupação com modo, mecanismo, geometria, fluxo, geoquímica, implicações geotectônicas, etc., tem ocupado mais os especialistas nos últimos anos, estando a causa no campo secundário, ou empurrada para outros tópicos menos tangíveis.

Quadro IX - Platôs basálticos principais (segundo YODER Jr., 1988).

REGIÃO	EXTENSÃO	ESPESSURA MÉDIA	VOLUME	IDADE	TAXA MÉDIA EXTRUSÃO
	.10 ⁶ km ²	km	10 ⁶ km ³	10 ⁶ anos	km ³ /ano
Karoo	2,0	0,7	1,4	100-200	0,016
Siberiano	2,5	0,36	0,9	220-250	0,030
Paraná	1,2	0,65	0,78	119-147	0,028
Copper Mine	0,25	2,6	0,65	1200±500	0,013
Deccan	0,512	1,0	0,512	40-67	0,019
Groenlândia (Leste)	0,175	3,0	0,525	45-70	0,020
Keweenaw	0,125	3,8	0,475	1120-1140	0,024
N.Austrália	0,40	1,0	0,4	500-570	0,006
Rio Columbia	0,164	1,04	0,170	6-16	0,017
Crosta Oceânica (para comparação)	310	65	1,95x10 ⁹	0-180	10,8

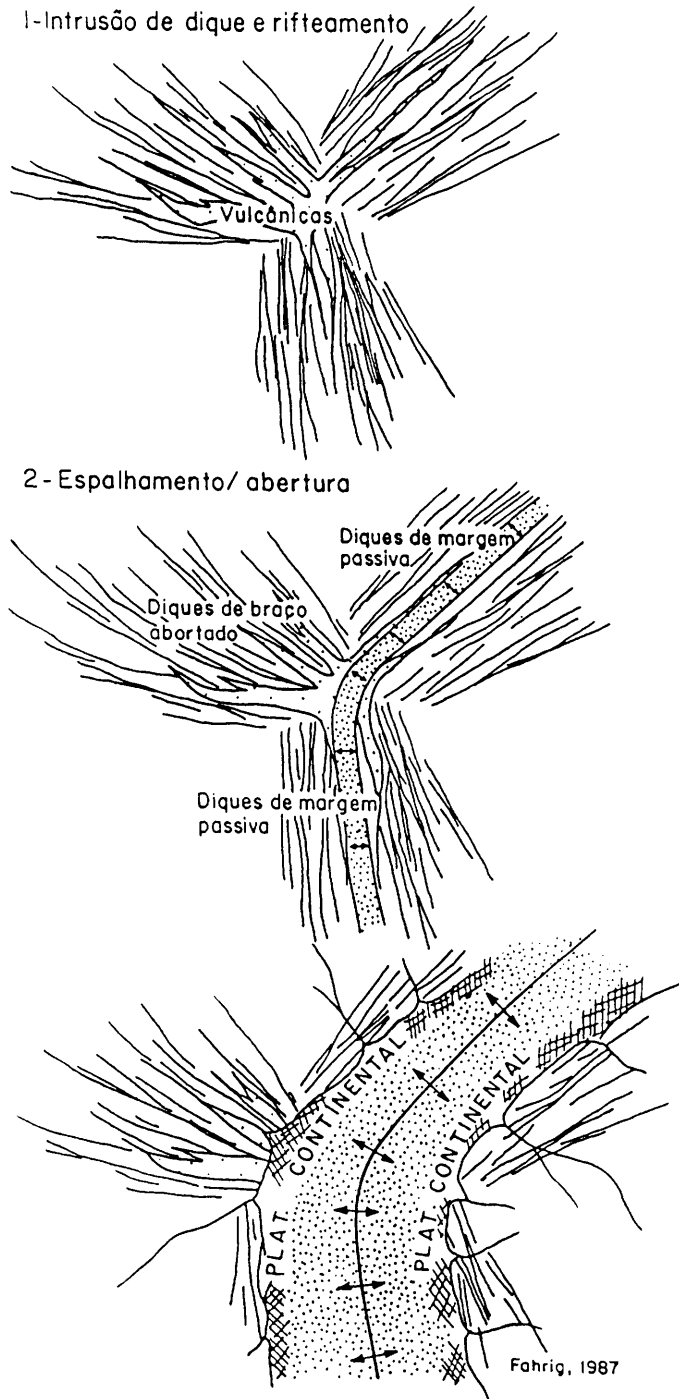


Figura 6.5. - Os diques máficos e o Ciclo de Wilson. Estágios principais de desenvolvimento de diques máficos continentais: 1) desenvolvimento de um centro de distensão; 2) início da abertura; 3) o estágio final de formação de diques seria na colisão. Fonte: FAHRIG (1987).

6.6 "Underplating"

O conceito de "underplating" ainda que não formalizado especifica e especialmente, nem exija discriminação de tratamento, tem veiculado com frequência na seara de geotectônica. Trata-se de localização de corpos magmáticos, ou colchões magmáticos importantes na interface crosta-manto e imediações, acarretando uma série de fenômenos intraplaca.

O processo equivale basicamente ao acúmulo de material aquecido, astenosférico ou subastenosférico, sob a crosta continental, aí chegando e sendo retido ou tamponado pelos níveis crustais, como produto ou subproduto de anomalias térmicas, advindas no flanco ascendente de correntes de convecção, por plumas ou astenólitos oriundos de diversas profundidades, deslaminação, etc. O tema é pois cabível como subsidiário de muitas outras hipóteses, e sua consequência imediata seria o incremento de gradiente geotérmico da área.

O processo de intumescimento crustal ou intracrustal (bolsões e cogumelos de materiais quentes temporariamente retidos) seria responsável por soerguimento na superfície, formação de riftes (e intrusivas básicas fissurais, vulcanismo, etc.), com deposição nas partes abatidas de sedimentos clásticos continentais. O crescimento continuado destes colchões magmáticos pode chegar a causar fusões na base da crosta, e assim produzir magmatismo ácido (levando ao caráter bimodal do magmatismo), caracterizando amplas regiões intraplacas ou intracratônicas como reativadas (Fig. 6.7).

BRIGDWATER et al. (1974) e HOLLAND & LAMBERT (1975) estão entre os primeiros autores a figurar este fenômeno para explicar associações vulcano-plutônico-sedimentares do Proterozóico Médio, como intrusões de granito rapakivi, anortositos, enxames de diques, etc.

ETHERIDGE et al. (1987), no bloco australiano confirmam para os orógenos do Proterozóico (Inferior-Médio) uma importante contribuição do processo, decorrente de acumulação a partir de correntes de convecção de pequena escala, separando áreas afetadas de áreas não afetadas, com base em dados geofísicos e geoquímicos. No extremo do processo, fenômenos de deslaminação e orogenia ("Barramundi") foram desenvolvidos.

Em síntese, embora a noção não requeira autonomia de tratamento (de certa forma está ligada a plumas do manto e antecedendo à discussão, muitos processos anorogênicos e mesmo orogênicos) pode-se imaginar várias possibilidades para seu percurso, desde a simples abortagem (espessamento crustal, aquecimento), e meio caminho ao desenvolvimento de riftes e sistemas vulcano-plutono-sedimentares associados a falhamento. E, finalmente, no caso extremo, a orogenia a partir de deslaminação (ETHERIDGE et al., 1987).

Nestes termos, como consequência de "hot spots", "diferenciados não fundidos"

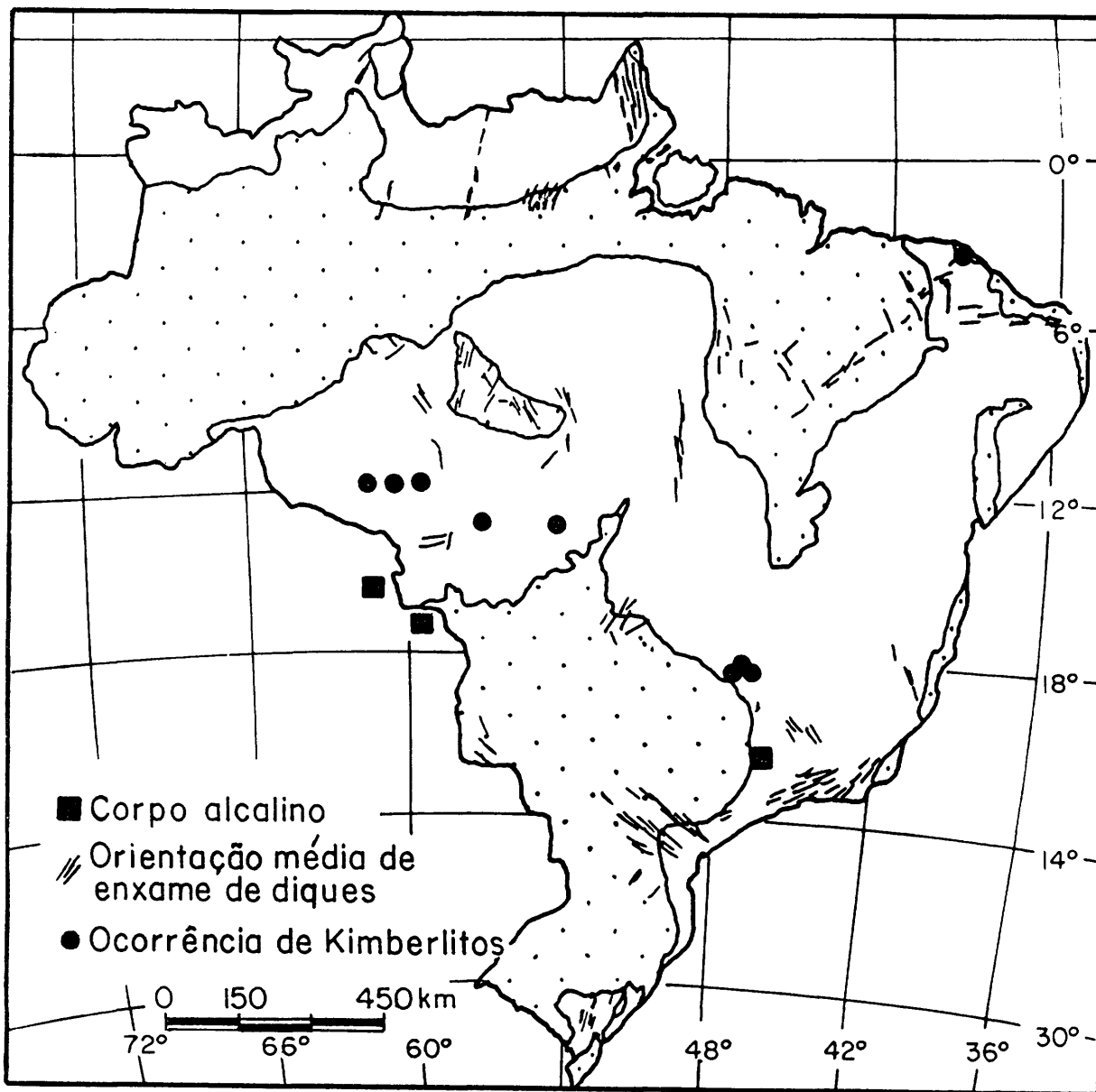


Figura 6.6. - Distribuição esquemática dos diques básicos do Brasil, e ainda dos corpos alcalinos e kimberlitos. Modificado de ALMEIDA et al. (1986).

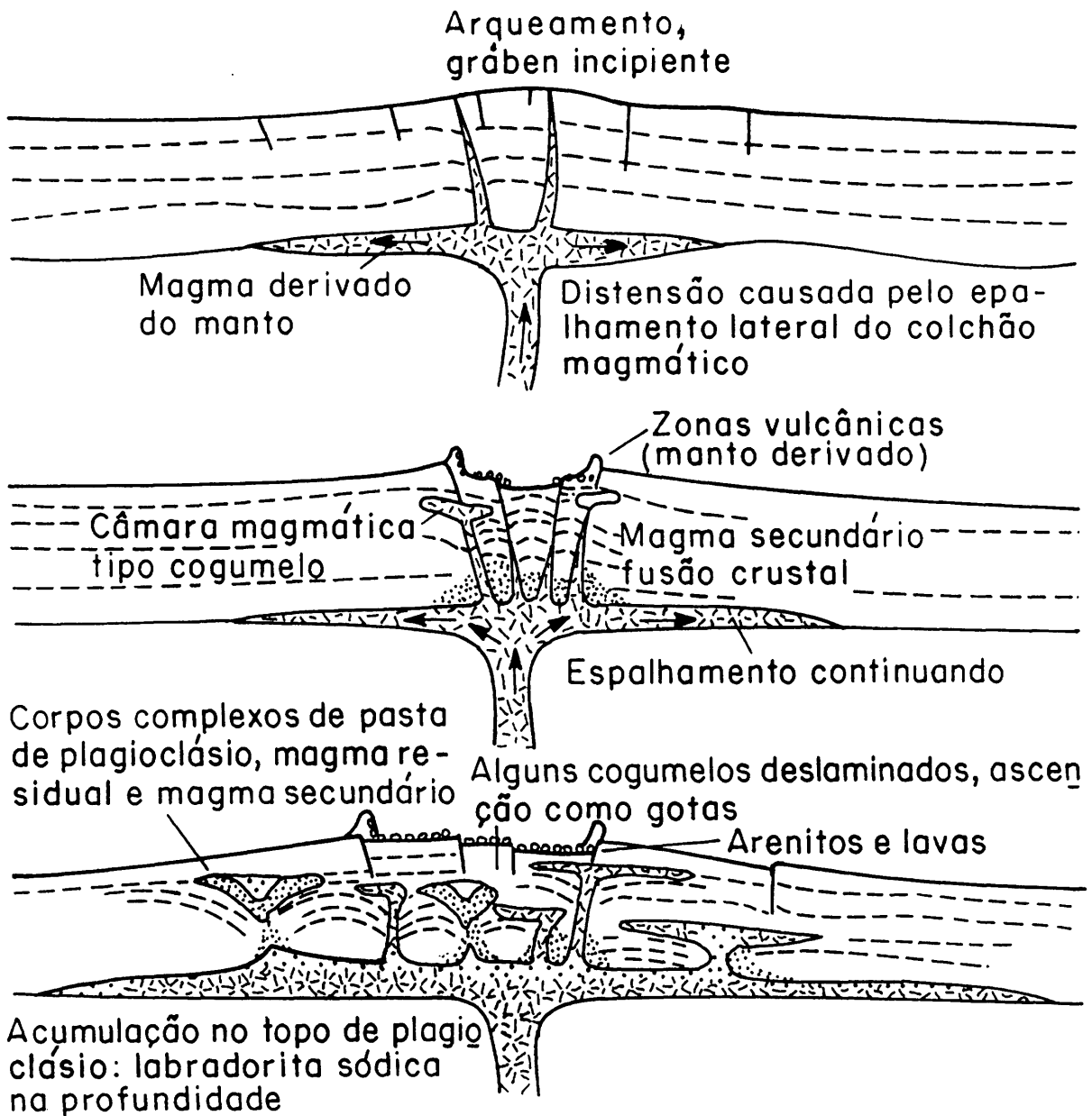


Figura 6.7. - O modelo de "underplating" de BRIGDWATER et al. (1974). Relaciona o aprisionamento de colchões magmáticos na base da crosta com soerguimento, domo(a); formação de grabens, intrusivas fissurais e vulcanismo bimodal (b); anortositos e granitos rapakivi(c). Acumulação de plagioclásio no topo do colchão magmático e subida dos cumulatos através da crosta.

(vide Fig. 6.3 e 6.4), precedendo a formação de platôs, enxames de diques - e em casos extremos processos orogênicos ensiálicos - a formação de "underplating" é de admissão tácita por vários autores, e de comprovação geofísica e geoquímica em algumas instâncias.

6.7. Os riftes de manto ativado

...rifte, aulacógeno e cinturão móvel são desenvolvimentos que dependem da dimensão do astenólito e do tempo que este perdure abaixo da litosfera...

MARTIN & PORADA (1977)

SENGÖR & BURKE (1978), sintetizaram uma tendência já semeada por outros autores e distinguiram dois modos básicos de rifteamento, revistos recentemente por CONDIE (1989) (Quadro VI, Fig. 6.8):

a) Ativo - RMA - a litosfera é rompida mediante subida de material astenosférico (e até subastenosférico), resultando no afinamento da litosfera, estabelecendo-se a seqüência: domo→falha→vulcanismo. Nestes casos de interação astenosfera-litosfera, o magmatismo gerado seria bastante variável, de toleítico a alcalino.

b) Passivo - RLA - a litosfera é inicialmente rompida por diferenças de esforços superficiais (esforços deviatóricos), como por exemplo aqueles gerados por placas litosféricas interagindo. O magmatismo (natureza mais alcalina) aparece posteriormente, não sendo precedido por domeamento.

Em trabalhos de 1981, BAKER & MORGAN e FRIEDMAN & TOKSÖZ (editores) retornariam a esta classificação, que chega aos nossos dias, enriquecida de muitos debates (vide edições especiais do *Tectonophysics* posteriores, vol. 94, 1983 e vol. 143, 1987), e, ainda, com futuro pródigo de discussões.

Na verdade, esta é uma simplificação simpática do problema, algo didática e algo fundada nos paradigmas conhecidos/estudados e em modelos que não podem equacionar toda a complexidade dos diferentes cenários tectônicos em que se processa o rifteamento.

Os riftes de manto ativado, como já esquematizado no Quadro VI e discutido em vários itens precedentes (convecção, plumas, "hot spots", diferenciados não fundidos, platôs, enxames de diques, "underplating"), de forma clara ou subentendida, merecem destaque neste texto. Na verdade, eles são a última ou penúltima expressão geológica mais conspícua nos tipos crustais e litosféricos dos fenômenos termais rotineiros e anômalos do interior da Terra. Além do que os seus

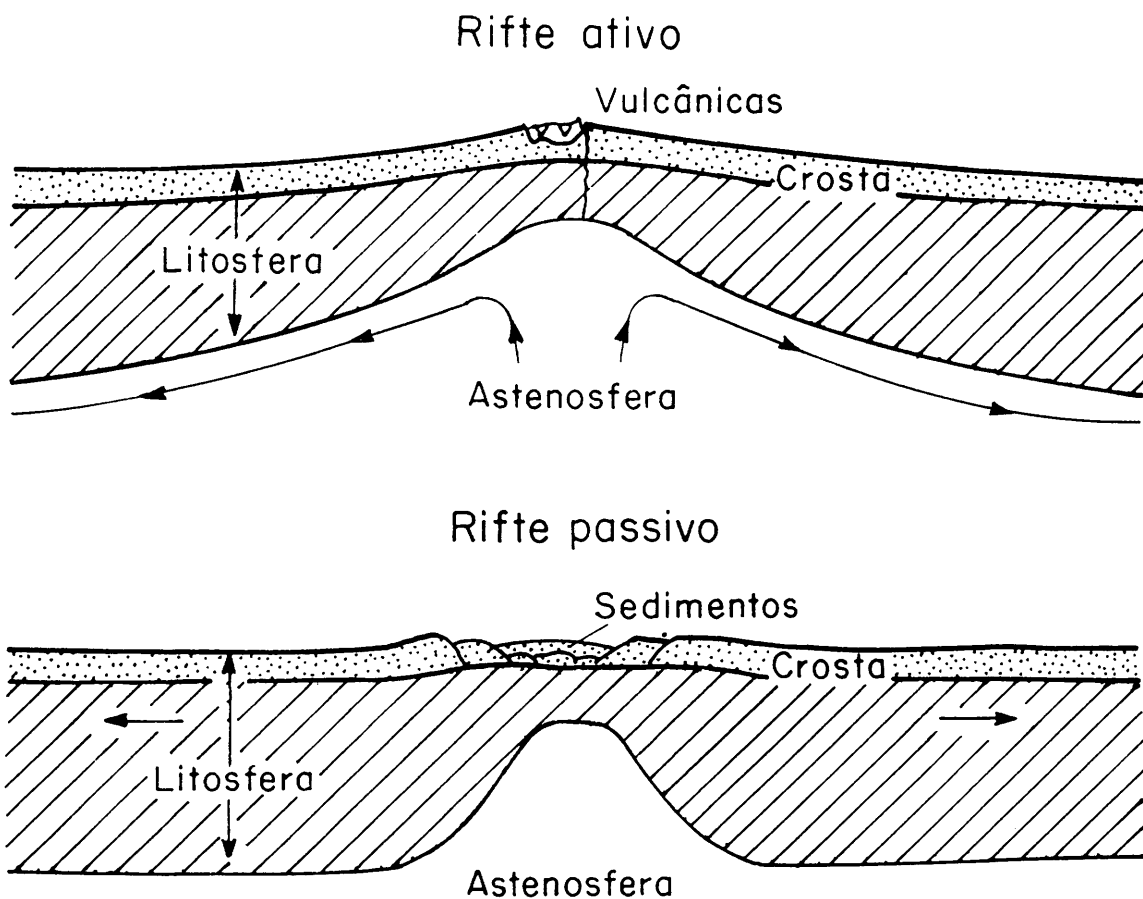


Figura 6.8. - Secções transversais esquemáticas nos tipos clássicos de riftes: ativos (subida de material astenosférico, domo precedendo rifte) e passivos (esforços superficiais primeiro, sem domos precedentes) ou de litosfera ativada. Fonte: CONDIE (1989).

pares - supostamente antagônicos - podem vir desembocar no mesmo caudal (RLA→RMA) com a perseverança no tempo geológico e a intensidade do agente de causa.

Na descrição de BAKER & MORGAN (1981) foram discriminados os seguintes grupos de RMA:

a) Sistemas de riftes conectados às cristas meso-oceânicas, representado extensão lateral como resultado de convecção astenosférica, com estruturas superpostas fortes, através de estruturas mais antigas, e caracteristicamente com intenso vulcanismo. Ex. África Oriental (Obs. concepção retomada por CONDIE, 1989, Quadro V).

b) Zonas de riftes de escala menor, geradas por plumas (ou "hot spots"). Domos locais formados por vulcanismo, traço de fossas e grabens (Rifte continental de CONDIE, 1984).

c) Grabens e zonas de falhas de zonas de retroarco, em arcos extensionais.

Os RLA, de acordo com BAKER & MORGAN (op.cit.) estariam associados às colisões continentais e a sistemas cisalhantes em geral, sempre com forte herança de estruturas preexistentes. A revisão nos contrastes do Quadro VI enfeixa parte destas considerações.

Na composição das características de RMA cabe destacar, resumizando vários autores:

a) Afinamento de litosfera pelo aquecimento e arqueamento, e subsequente erosão (crosta 70% a 80% mais fina que o normal).

b) O fator descontinuidades estruturais preexistentes é comum, mas não é fundamental.

c) Podem ser completamente "autônomos" no remoto interior das placas, independentemente de processos de interação alhures.

d) Evidências geofísicas (sísmicas, gravimétricas, termais, etc.) de zonas anômalas do manto sotoposto, aquecido e com menor viscosidade.

e) A seqüência domo→rifteamento→vulcanismo é comumente seguida.

f) Magmatismo sempre presente e importante, toleítico e subsidiariamente alcalino. Localmente ocorrem carbonatitos.

g) A magnitude do domeamento e o volume das rochas ígneas são variáveis, dependendo da intensidade da fonte térmica (diápiro) e da velocidade da placa sobrejacente.

h) A proporção entre clásticas e vulcânicas é variável, podendo haver até predomínio das vulcânicas.

i) As associações lito-estratigráficas são os melhores indicadores de história tectônica, de todos os estágios envolvidos.

j) A transmissão de energia termal desencadeadora do processo pode ter

diferentes fontes e meios precursores (convecção, plumas, colchões magmáticos trapeados, deslaminação, etc.).

Esta classificação preliminar dos riftes (RMA e RLA) não aborda todos os aspectos de relevância do fenômeno, e é algo descritivista, tendo muitos seguidores mas também alguns contestadores.

Há autores que negam a viabilidade física de formação de rifte pelo processo de ascensão de materiais do manto. E por seu turno, vários autores que negam que a simples extensão da litosfera seja capaz de levar a termo e sustentar os processos de rifteamento (ou sejam, negam a existência de riftes passivos). Este é um debate em franco andamento, não pertinente aos objetivos deste texto.

Os riftes de cristas meso-oceânicas e os riftes de retroarco (das classificações RMA de BAKER & MORGAN e CONDIE, *op.cit.*) carecem de discussão específica, fora dos propósitos deste trabalho.

A noção de aulacógeno, por si só é suficientemente grande para exigir tratamento em separado, dos primórdios do conceito (fixista, na URSS) até o de ramo abortado de junções tríplices, para o Ciclo de Wilson (noção mobilista). Claramente, na concepção mobilista, estes tipos especiais de rifte (ligados à abertura) se contrapõem aos impactógenos (ligados à colisão), embora ambos tenham posições semelhantes, diagonais aos sítios de interação de placas.

6.7.1. Processos e modelos. Fases do processo.

MORGAN & BAKER (1983) sintetizaram dois tipos de mecanismos para as RMA:

a) Afinamento termal da litosfera por aquecimento, causando o seu soerguimento por:

- condução simples de uma fonte sublitosférica;
- convecção penetrativa do magma na litosfera; aquecimento da base da litosfera no flanco ascendente do sistema de convecção da astenosfera.

b) Desenvolvimento de diápiro astenosférico penetrando a litosfera, no extremo de que poderia se chegar ao processo de deslaminação. Este diápiro ou pluma pode inclusive ser subastenosférico (vide Fig. 6.9).

Estes dois tipos de mecanismo têm diversos seguidores, modeladores e contestadores, e há notável acervo bibliográfico a respeito.

Entre estes cabe destacar MARESCHAL (1983) (mecanismos de soerguimento precedendo o rifteamento), NEUGEBAUER (1983) (feições geológicas e geofísicas e aspectos

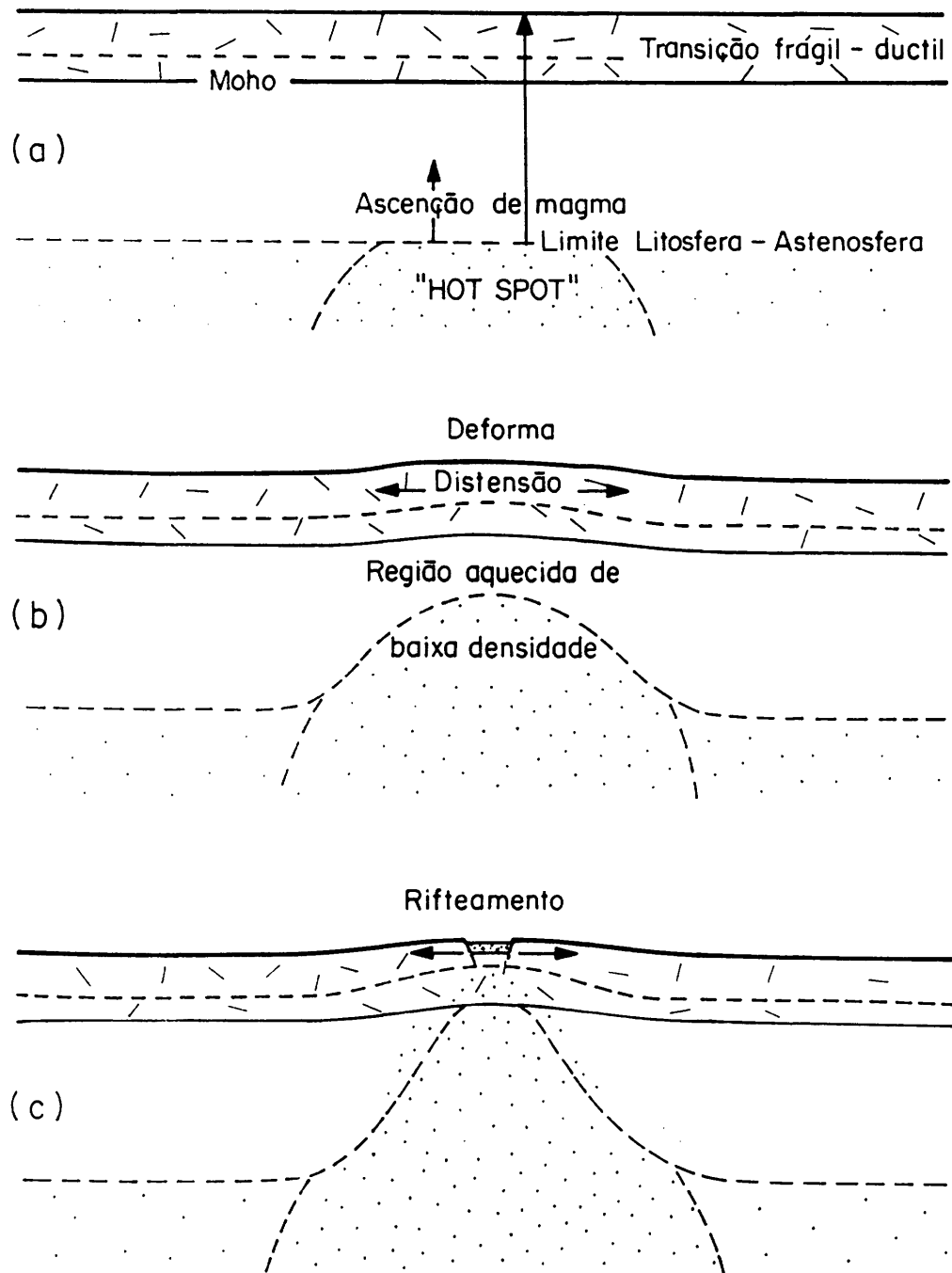


Figura 6.9. - Estágios esquemáticos do desenvolvimento de estruturas dômicas para riftes continentais: a) formação de um "hot spot" (ou qualquer outro tipo de pluma) abaixo da litosfera continental por ascensão de partes mais profundas do manto; b) a litosfera continental é aquecida, afinada e soerguida isostaticamente, com desenvolvimento de esforços distensivos na crosta superior; c) formação de grabens com o crescimento da distensão. Fonte: BOTT (1976).

mecânicos) e BATTCHARJI & KORDE (1987) (estudos teóricos e experimentais de ascensão do manto e riftes). Destes últimos é a ilustração mais completa escolhida, na Figura 6.10, que mostra a diversificação de estruturas associadas ao rifteamento.

MARESCHAL (1983) e NEUGEBAUER (1983), após vários ensaios laboratoriais, convergem em que o **desenvolvimento de diápiros é o mecanismo mais viável, que explica melhor e com mais eficiência as características gerais do rifteamento continental**. Neugebauer inclusive rejeita os mecanismos classicamente apontados como causadores dos RLA, como capazes de gerar e sustentar os processos conhecidos. Isto é uma polêmica vigente, importante mas não oportuna agora.

Na síntese de NEUGEBAUER (1983), ele identificou e propôs as seguintes fases no processo:

Fase Inicial -

Presença de zonas de densidade invertida dentro do sistema litosfera-astenosfera: inicia-se a instabilidade.

Fase Pré-rifte -

Amplitude da instabilidade deforma as camadas mais superiores. Esforços induzidos deformam lentamente estas camadas mais superiores. Fase de domo.

Fase Rifte -

Ascensão do diápiro na taxa mais elevada (ordem de 5 km/Ma). A litosfera é drasticamente afinada, falhamento se inicia, acompanhando diferentes graus de domeamento na vertical. Atividade vulcânica importante.

Fase Pós-Rifte -

Desenvolvimento de riftes fósseis, com o resfriamento do diápiro e seu adensamento. As anomalias gravimétricas passam a positivas. Esforços horizontais compressivos, vulcanismo insignificante ou ausente.

Esta seqüência de fases (pré-rifte/continente; rifte/lago; pós-rifte/golfo, etc.) é muito utilizada qualitativamente no Brasil (vide ASMUS, 1984), em trabalhos que mostram a evolução da margem continental brasileira.

Cabe evocar aqui o trabalho de KORESHKOV (1960) (item 2.2.1.), de procedência fixista, que distingue estágios e seqüências bastante semelhantes a esta (e não é citado por ninguém), e que são consagrados, domínio comum do conhecimento geológico.

BAHACHARJI & KOIDE (1987) se propõem a responder as questões mais relevantes dos processos de rifteamento nos continentes e oceanos, causais, profundidades na tectonosfera, interações envolvidas, condições reológicas, propagação e padrões de rifteamento, características geofísicas, geoquímicas e tectônicas.

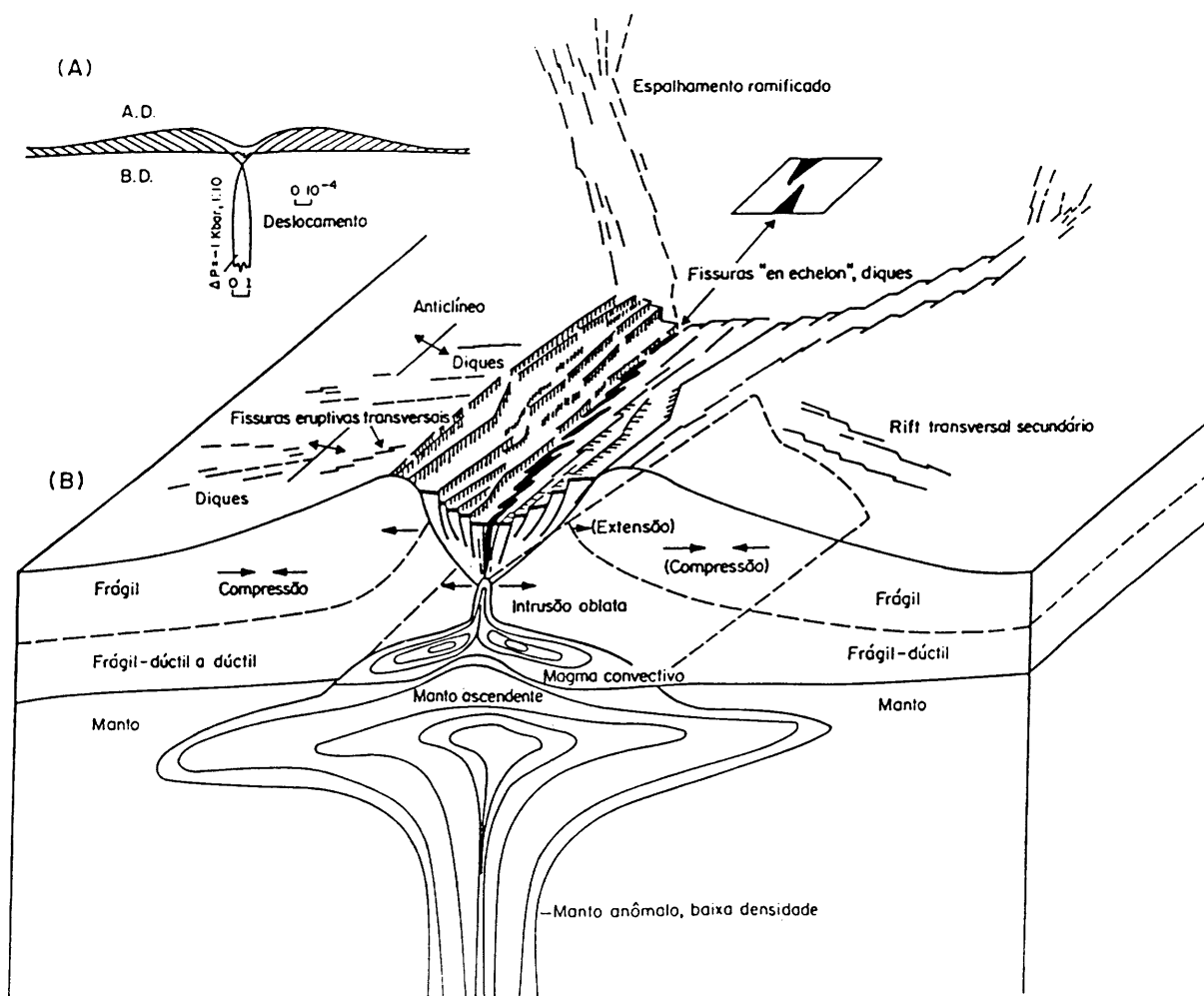


Figura 6.10. - A- Vetores mostrando o desenvolvimento do domo e da bacia central ou "rift valley"; conduto ígneo de razão 1/10 e excesso de pressão intrusiva de $\Delta P = 1$ kbar. A.D. = acima do datum; B.D. = abaixo do datum. B- Esquema mostrando as várias estruturas que podem ser desenvolvidas nos processos de ascensão de material mantélico de baixa densidade, formação de domo e rifte nas porções frágil-dúctil da litosfera. Baseados em modelos experimentais. Fonte: BHATTACHARJI & KOIDE (1987).

Experimentos em modelos de escala reduzida e análises matemáticas foram desenvolvidos. Na Figura 6.10 procuram mostrar em três dimensões as estruturas que podem ser desenvolvidas na litosfera frágil e frágil-dúctil, com o progresso da ascensão do manto anômalo, aquecido e a intrusão de magma.

A subida continuada de magma aquecido, ou intrusões fissurais, etc., produzem o esforço extensional necessário para o rifteamento, e muitas estruturas de horstes e grabens associadas.

7. ESFORÇOS TECTÔNICOS NA LITOSFERA (Pequena introdução aos processos de "ativação reflexa")

Antes de analisar os processos tectônicos e magmáticos do interior das placas (ditos autônomos ou reflexos) é necessário uma análise ao nível qualitativo dos sistemas de esforços possíveis, freqüentes e circunstanciais.

No interior das placas coexistem vários sistemas naturais de esforços, de causas globais (ligado ao movimento das placas) e outras causas locais, relacionados à constituição e forma da litosfera, ou eventuais.

Estes sistemas de esforços foram classificados preliminarmente por BOTT & KUZNIR (1984), de forma bastante satisfatória em renováveis e não renováveis.

No primeiro grupo se colocam os esforços oriundos dos processos de interação de placas, as chamadas forças das margens das placas (Figs. 7.1 e 7.2, Quadro X), e que têm complexa composição e arranjo por todo o interior das placas. E, ainda, aqueles causados pelas diferenças nas distribuições de densidades, massas e volumes ("esforços de carga", "isostáticos") nas placas e nas suas margens. A cada mudança no cenário das placas estes conjuntos se renovam de forma variável e ampla.

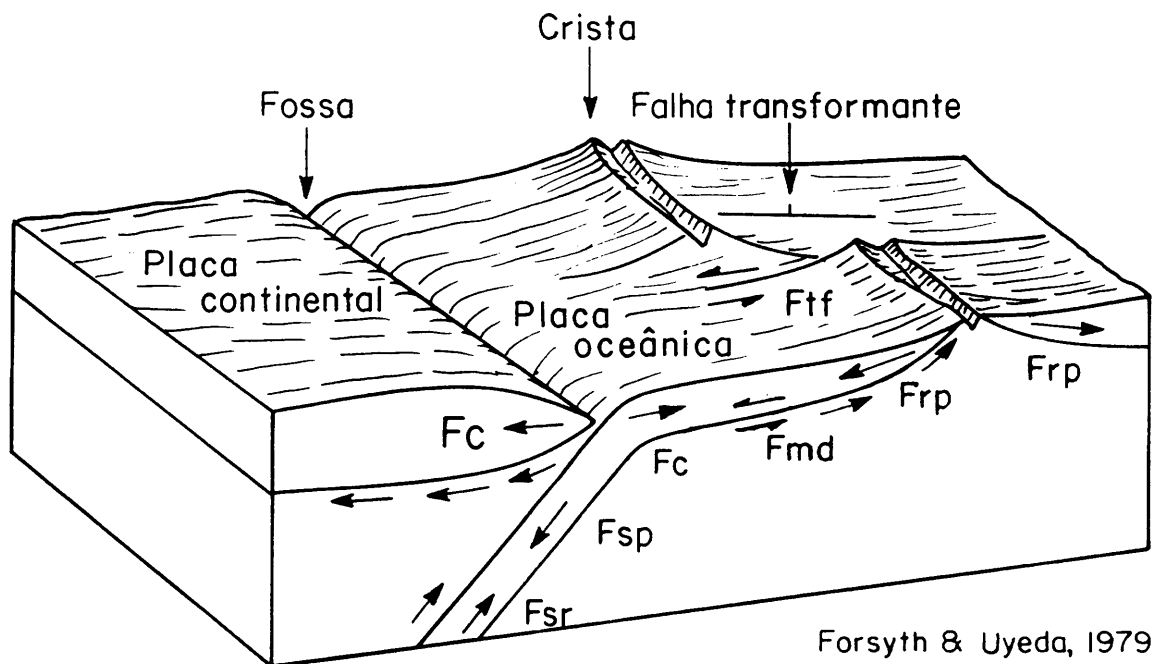
Os esforços não renováveis são mais restritos em área e freqüência, e podem inclusive desaparecer dissipados por deformação em tempos geológicos relativamente curtos. Eles são de várias causas, globais ou locais, tectônicas, termais, advindas da anisotropia das placas litosféricas, etc.

Em ambos os casos, por razões de composição geológica genérica, as placas litosféricas apresentam respostas diferentes. E dependendo da dimensão, espessura, velocidade, atuação, etc. de cada placa, devem ser esperados quadros bastante diversificados da chamada tectônica intraplaca (anteriormente colocados na ampla gama e indiferentemente dos fenômenos de ativação).

7.1. Esforços renováveis

7.1.1. Limites das placas litosféricas

As placas litosféricas se movem como resposta a forças persistentes (renováveis)



Ftf - Fricção de transformante; Frp - Empurrão da crista
 Fsp - Puxada do "slab"; Fc - Colisão; Fmd - Arrasto basal
 Fsr - Resistência do manto à subducção

Figura 7.1. - As forças atuando nas placas, geradas na interação das placas e entre estas e a astenosfera. Vide Quadro X para detalhamento. Modificado de BROWN & MUSSET (1981) e COX & HART (1986).

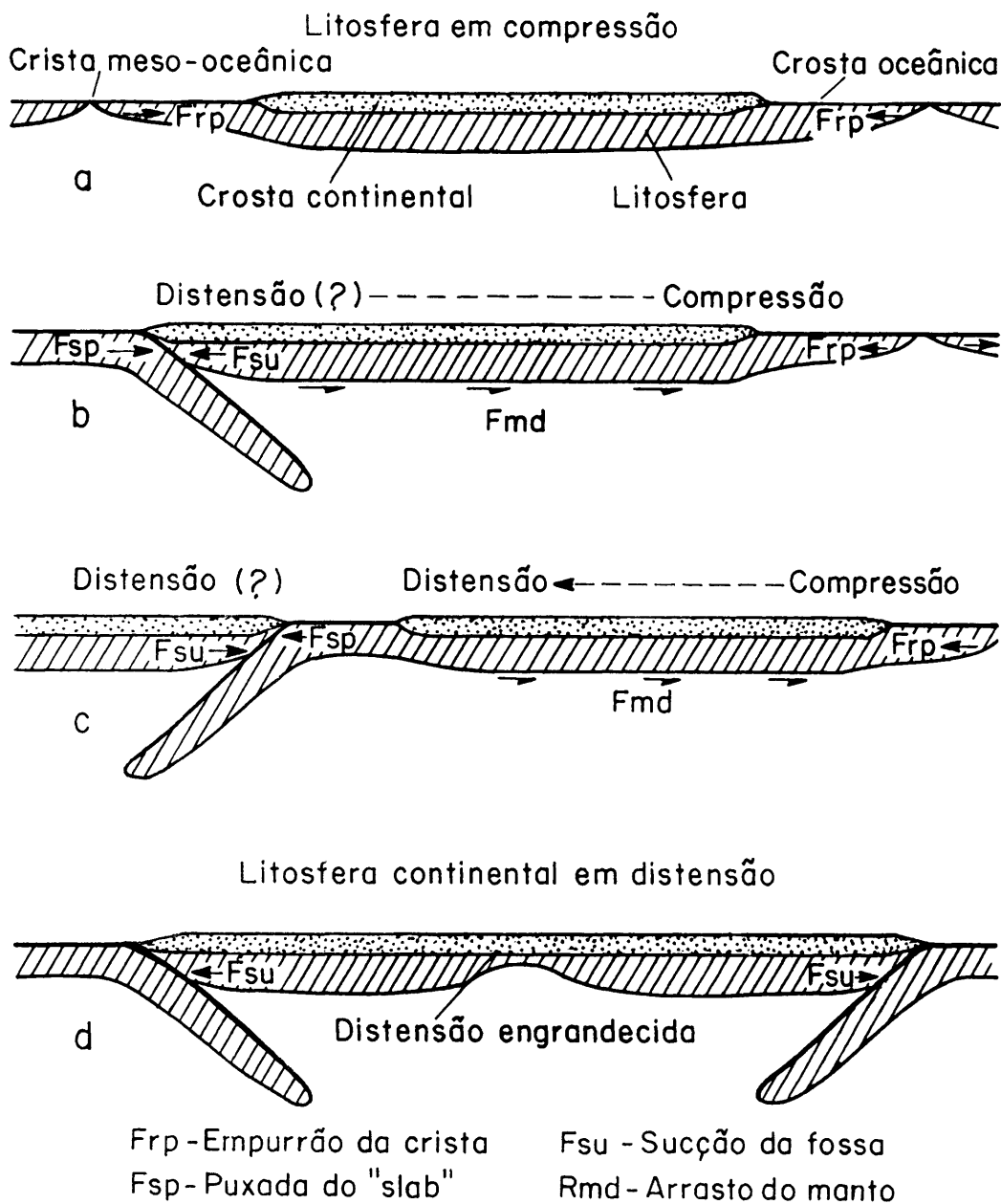


Figura 7.2. - Visão simplista dos sistemas de esforços nas placas litosféricas causadas por forças geradas na periferia das placas e no arrasto viscoso ("mantle drag") com a astenosfera. Fonte: BOTT & KUZNIR (1984).

Quadro X - Esquema aproximativo das forças emanadas da interação das placas.

Fmd	<p>Força de arrasto do manto ("mantle drag") Se a placa é agente passivo do processo, ela será a força dominante. Se a placa é agente ativo e a astenosfera é passiva, esta é uma força resistiva.</p>
Frp	<p>Empurrão da crista ("ridge push") Força da crista que empurra/movimenta as placas para fora delas, de afastamento. Ela é gerada na inteira espessura da placa, sendo máxima, próximo das crista.</p>
Fsp	<p>Puxada do "slab" ("slab pull") Os "slabs" em subdução são mais densos que a astenosfera e tendem a afundar nesta; por contraste de densidade (desaparecem entre 700 -1000 km).</p>
Fsd ou Fsr	<p>Resistência do "slab" à subdução ("slab resistance" ou "Slab drag"), relacionado à velocidade de convergência, devido ao arrasto viscoso do "slab"; considerado independente da taxa de convergência. É maior mais próximo da mesosfera.</p>
Fsu	<p>Força de sucção ("suction force") A placa continental parece mover-se em direção à fossa. A sugestão é de que os continentes estão sendo empurrados para a fossa.</p>
Fc ou Fcr	<p>Força de resistência nos limites de convergência, causadora de atividade sísmica rasa. Provavelmente independente da taxa de convergência.</p>
Ftf	<p>Forças de resistência à transformância entre placas. Há indicações de independência da velocidade das placas, e as forças que atuam em direção contrária (anti-paralela) àquela do movimento das placas.</p>

Fonte: UYEDA (1971); COX & HART (1986); BOTT & KUZNIR (1984). Vide Figura 7.1.

aplicadas às suas bordas, e estes movimentos enfrentam uma série de forças de resistência naturais, figurando um quadro de equilíbrio dinâmico.

Há um consenso de que convecção termal, em primeira instância, é a causa dos movimentos das placas, mas isto não evita dois conjuntos de hipóteses em debate:

a) as placas são passageiras passivas das células de convecção, com dimensões de milhares de quilômetros;

b) as placas não são passageiras passivas, mas elas próprias são partes ativas do processo de convecção (hipótese de maior aceitação pelos geofísicos).

Dependendo da hipótese aceita, há considerações significativas a fazer do esquema genérico e qualitativo - na verdade pouco rigoroso, descritivista, e deficiente de melhor tratamento científico - das forças geradas pela interação das placas entre si; e destas, com a astenosfera (Fig. 7.1 e Fig. 7.2, Quadro X).

As Figuras 7.1 e 7.2 e o Quadro X descrevem genericamente estes esforços gerados, nutridos e retemperados na interação das margens e assoalho das placas. A Figura 7.2 mostra as possibilidades de composição destes esforços, desde o caso de compressão intraplaca (o caso de situação da placa africana), ao caso de distensão (caso de Pangea pré-ruptura).

Certamente estes arranjos variam bastante em função da natureza (continental, oceânica), dimensão (pequenas, intermediárias, grandes), velocidades (lentas, rápidas), forma da placa, em função de resistências (limite litosfera-astenosfera) globais ou locais, presença de falhas transformantes, zonas outras de fraqueza (no limite ou no interior das placas), a presença de outros esforços (renováveis ou não renováveis), etc., etc.. Este esquema é forçosamente simplista, mas não é irreal e devem ser considerados criteriosamente.

Este conjunto de esforços amplificado pode marcar presença no remoto interior das placas, por onde é transmitido e aliviado, de várias formas, desde tangíveis (deformação franca) até mesmo de forma furtiva, só detectável por métodos mais sofisticados (geofísicos) de análise. Deformação, atividade magmática, metamorfismo ou simples sismicidade podem ser transmitidos pelas rígidas camadas externas do planeta, por consideráveis distâncias dos limites de placas, frustrando, assim, as perspectivas iniciais dos "plaquistas" dos anos 60 (que imaginavam estas deformações confinadas à periferia das placas).

Discernir, no interior das placas, as feições e eventos oriundos dessas interações (convergência, divergência, transformância, movimento litosfera-astenosfera), daqueles realmente endógenos ("autônomos", sublitosféricos) é tarefa delicada; mesmo porque uma (interação de placas) pode desencadear a outra (endógeno), assunto já espelhado no trato com riftes.

A interação e seu campo podem, em alguns casos, ser demarcados, mas na

grande maioria dos casos ela é ampla, irregular, complexa, ao longo de zonas preferenciais (reativação de antigas zonas de fraqueza) ou ainda difusas. Principalmente, quando da interação de placas litosféricas continentais de formas periféricas irregulares (DEWEY et al., 1986).

Todas gradações são possíveis na repercussão intraplacas desses esforços. Desde o caso mais simples, de processo de afastamento de placas oceânicas, de onde os esforços (Frp) decaem sucessivamente até dissipação a caminho das margens continentais, até o caso mais complexo de ampla interação.

Na Figura 7.3 é adiantado o esquema de interação complexa das placas (eurasiáticas x indiana x filipina), muito usual nos livros-texto e artigos da última década. Os fenômenos tectono-magmáticos adentram as placas continentais milhares de quilômetros (até 4000 km ao norte dos "fronts" himalaianos), envolvendo uma área total de algumas dezenas de milhões de quilômetros quadrados. Os fenômenos de extensão cenozóica e transcorrência associados à colisão ("escape tectonics") do sudeste asiático - por sinal, área berço da literatura de ativação - têm sido interpretados como consequência dos esforços gerados na colisão das placas asiática e indiano-australiana, consorciados aos processos de abertura do mar do Sul da China e do mar de Andaman (a nordeste do Oceano Índico). No esquema apresentado por antecipação, fruto de reproduções de vários trabalhos de TAPPONNIER e colaboradores, as principais direções de movimento e esforço estão indicadas, mas mediante grande simplificação do complexa interação de esforços - e do intrincado sistema de placas e microplacas envolvidas no processo - como visto, e ostensivo tectonismo e magmatismo do tipo intraplaca.

Discriminados de forma muito elementar e simples, é claro que nenhum desses esforços, nas interfaces e no interior das placas, age isoladamente. E, como se sabe, o processo de interação é sempre dinâmico, um sendo de imediato recoberto por outro (e.g. subducção B, seguida de colisão; abertura seguida de fechamento, etc.).

É sempre possível se admitir e se esperar composições de esforços oriundos da interação conjunta de placas (como na Fig. 7.3) em diferentes sistemas; os quais, mediante diferentes resistências e respostas, podem produzir gama muito complexa e extensiva de processos deformacionais no interior das placas.

Nesta direção, evidências geológicas e geofísicas estão sendo catalogadas e investigadas cada vez mais, de forma surpreendente às vezes, pelos resultados qualitativos e quantitativos e pela distância até dos focos de interação. Gradativamente, tem sido melhor conhecidos e equacionados estas forças e os seus reflexos intraplacas, trazendo a geotectônica para uma constatação interessante:

- a) a surpresa dos plaquistas de primeira hora (que tentaram restringir os eventos

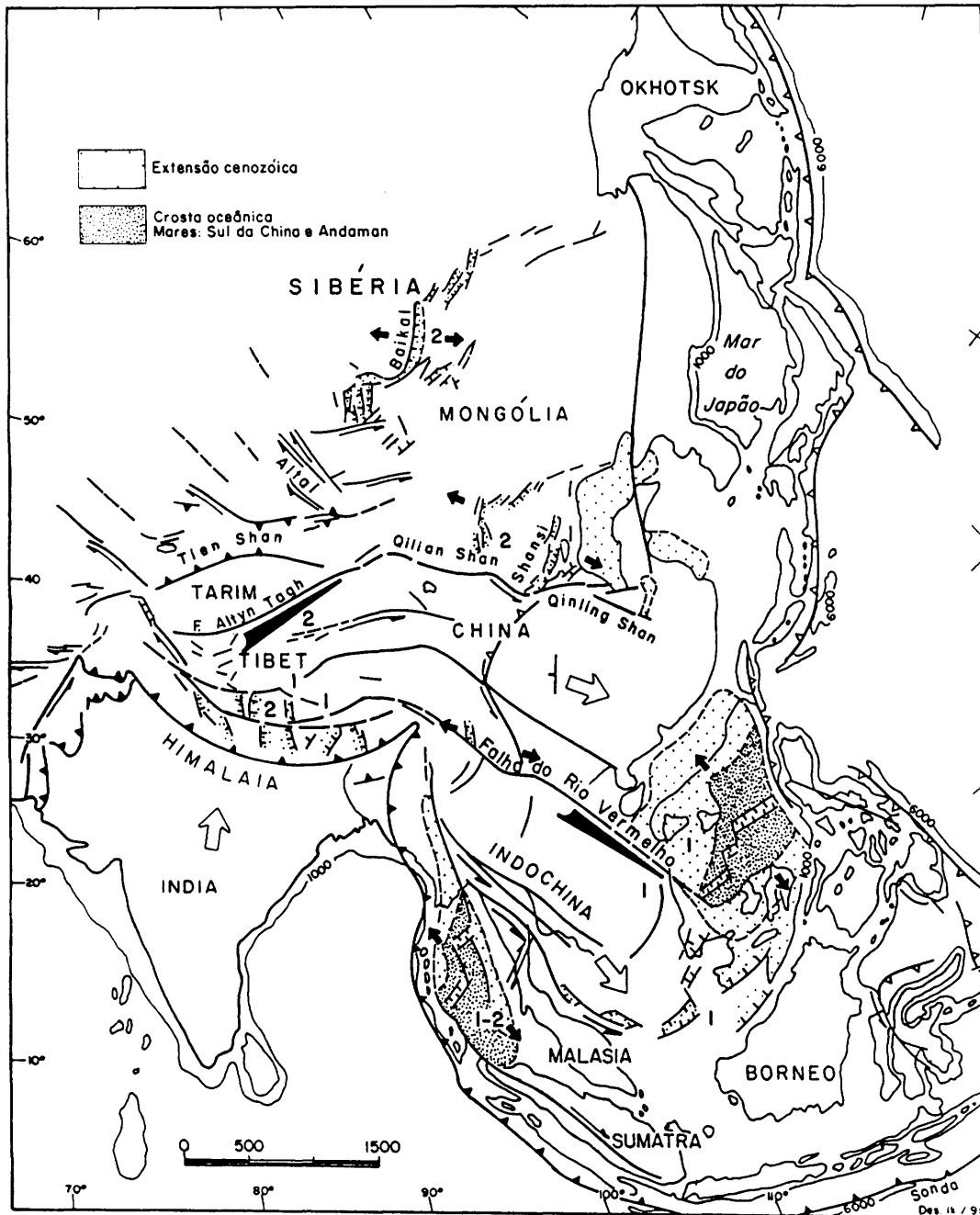


Figura 7.3. - Mapa esquemático da deformação cenozóica na Ásia Oriental, produzida pela colisão com a Índia, com destaque para as zonas de extensão e o aparecimento de abertura oceânica.

Linhas fortes = principais falhas, limites de placas.

Linhas finas = falhas. Pontilhados: grabens, fossas, zonas de extensão.

Setas brancas = movimento qualitativo em relação à Sibéria.

Setas negras = direção de "extrusão" (extensão).

Fonte: TAPPONNIER et al. (1986).

deformacionais e conexos à periferia das placas);

b) a indignação dos fixistas empedernidos (que tendiam a atribuir todos os fenômenos do interior das placas a processos de ativação autônoma ou de causa desconhecida).

7.1.2. Compensações isostáticas. Cargas.

O fenômeno de compensação isostática (blocos mais densos, montanhas, áreas espessadas tectonicamente) por um substrato de baixa densidade resulta na formação de esforços deviatóricos horizontais importantes (BOTT & KUZNIR, 1984), e que podem ser amplificados e se tornar mais importantes que os esforços de convergência, por exemplo (DEWEY, 1988).

Assim, a litosfera, da região de cadeias de montanhas e grandes platôs, deve estar sempre sob tensão em relação às regiões adjacentes, a diferença de "stress" sendo da ordem de 50 MPa (megaPascal) para uma elevação média de 2 km. Onde a elevação, ou a diferença de elevação existe, por várias razões começa a existir a possibilidade imediata de zonas de colapso (DEWEY, op.cit.) e rifteamento. É o que acontece nas zonas montanhosas, platôs e margens continentais (crosta continental afinada X crosta oceânica espessada), e assim por diante.

Os esforços causados por diferenças de cargas mais localizadas, diferenças de relevo, diferenças de densidade, etc., não são capazes, só por si produzirem manifestações tectônicas. Mas, interagem complexamente com outros sistemas de esforços que cheguem ao interior da placa.

Variações sazonais, regionais, por gelo e degelo, inundação e desnudação de áreas, grande devastação erosiva, assoreamento de bacias, etc., podem, eventualmente, ser causa de focos sísmicos e alguma atividade tectônica, na dependência das características físicas (composição, estruturas prévias) e de composição com outros sistemas renováveis de esforços.

7.2. Esforços não renováveis

Muitas fontes de esforço (e deformação) no interior das placas litosféricas são de caráter eventual, não renovável. Alguns com valores até bem mais elevados que aqueles tratados no item dos renováveis.

a) Esforços fletores da litosfera em subducção ("bending stresses")

Estes esforços são resultantes de cargas não compensadas e encurvamento da litosfera na subducção (portanto localizado às proximidades da subducção). Compressão horizontal ocorre no lado côncavo e distensão do lado convexo da placa fletida. O esforço máximo é

proporcional à curvatura e à espessura da parte elástica da litosfera que se deforma.

Os efeitos destes esforços não resultam em atividade tectônica grande, pois, são rapidamente aliviados por rastejo transiente (BOTT & KUZNIR, 1984), sendo os processos mais intensos observados na subducção da litosfera oceânica.

b) Esforços de membrana

São causados pela mudança no raio de curvatura de uma placa quando ela se desloca para o equador ou para o polo (Fig. 7.4). A Terra é um esferóide oblato, sendo os raios de curvatura iguais nos polos e diferentes no equador. O estiramento das placas, para diferentes raios de curvatura, constituem os esforços de membrana (TURCOTTE & OXBURGH, 1973, 1976).

Fraturas litosféricas, devido a esforços de membrana (na litosfera), devem ser esperadas em latitudes médias, por que a mudança no raio de curvatura de Terra é máxima na latitude 45°. Grande parte dos esforços de membrana tem sido dissipada (arrasto transiente, etc.), não sendo de pronto perceptível.

Há várias implicações e interações conjuntas de esforços de membrana e outros de natureza termal. É possível que os esforços de membrana dirijam "a posteriori" a orientação de grabens e do espalhamento de fundos oceânicos, gerados por problemas/processos térmicos.

c) Esforços termais

Como já foi e será visto, mudanças de temperatura na litosfera podem gerar esforços, e isto é muito importante nas frações crustais oceânicas.

É o caso do resfriamento e afundamento da litosfera oceânica à medida que se afasta da crista, e do aquecimento do "slab" oceânico frio quando entra em subducção, que pode atingir valores de esforços significativos. E, por consequência, apresentar repercussões geológicas (fraturamento, subsidência) e geofísicas (sismicidade).

No caso do afastamento da crista meso-oceânica, as distensões se desenvolvem paralelas à crista (TURCOTTE & OXBURGH, 1973), e, portanto, paralelas às anomalias magnéticas (e às fraturas transformantes), podendo causar fraturas diagonais a estas bandas.

No interior dos continentes, os esforços termais são igualmente importantes, mas de caráter eventual, não renovável.

7.3. Outros esforços eventuais

Várias outras contingências geológicas de caráter local ou regional, podem ser importantes na geração (mais na interação) de movimentos tectônicos, implicando em modificações consideráveis nos campos de esforços intraplaca.

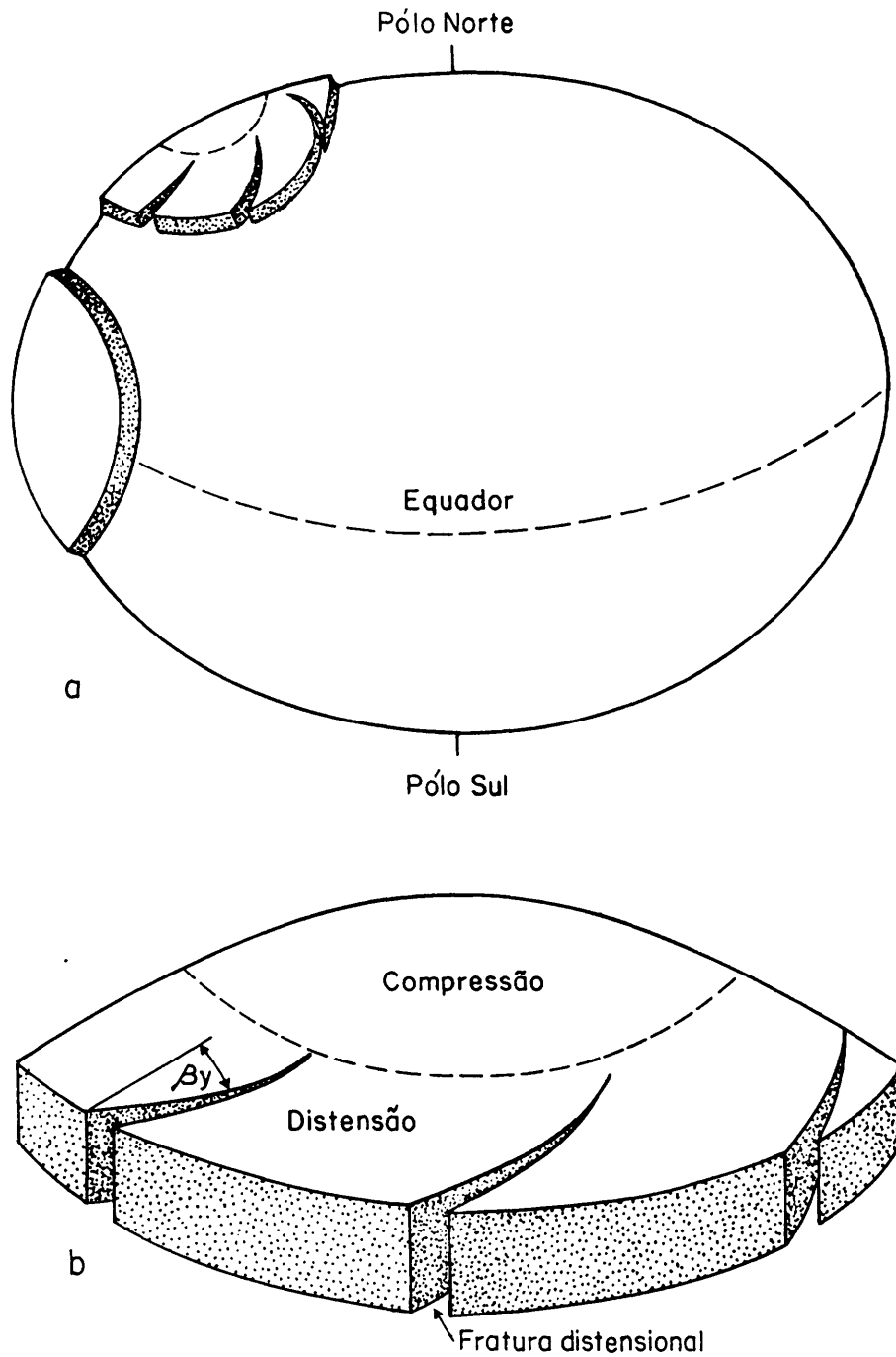


Figura 7.4. - Esquema das fraturas que são desenvolvidas devido à tectônica de placas não-esféricas: a) movimento da placa para o norte do equador com fraturas nas bordas devido ao crescimento no raio de curvatura; b) distribuição de esforços e fraturas em uma placa circular, devido ao crescimento do raio de curvatura. Fonte TURCOTTE & OXBURGH (1973).

Alguns já foram mencionados de forma rápida, e outros voltarão a ser mencionados dentro de contextos mais amplos, e outros simplesmente são aqui evocados para efeito de compleição do texto, como independentes, ou como subprodutos dos demais produtores de esforços discutidos:

a) Grandes mudanças de volume ou de densidade, por razão de fusão, hidratação, mudanças de fácies metamórfica, etc.

b) Fluxo dúctil da crosta inferior ou rastejo de material visco-elástico, por gravidade, ou por ação termal.

c) Subsidência devido à intrusão e cristalização de corpos máfico-ultramáficos de vulto, ou ainda devido ao "underplating" extensivo de material denso.

d) Descontinuidades locais, estruturais (falhas), litológicas e geocronológicas importantes, submetidas a grandes cargas. Subsidência desigual de entidades geológicas justapostas no embasamento de bacias sedimentares.

e) Deformações de maré da Terra, individualmente negligíveis, mas são importantes para modificar ou realçar outros sistemas de esforços, disparar sismos, etc.

8. MARGENS DIVERGENTES E REPERCUSSÃO INTRAPLACAS

8.1. Aspectos Gerais

De uma forma ou de outra, a grande maioria dos eventos situada na parte continental da placa e desencadeada também em consequência do processo de separação já foi mencionada em partes anteriores deste trabalho, a saber: soerguimento/domeamento, riftes e aulacógenos, enxame de diques, intrusivas máficas e alcalinas, platôs basálticos, ação de esforços termais e cargas diferenciadas, propulsão de crista meso-oceânica (Frp), entre outros. O problema é ordenar estes eventos e reconhecer a conexão dos mesmos com o dramático e seqüenciado processo de evolução da margem continental.

A designação pretérita de "margem passiva" caminha para o ostracismo, por várias razões. A repercussão dos eventos termais, tectônicos, magmáticos e isostáticos e conexos da abertura de um oceano atinge sistematicamente o interior dos continentes de forma ampla ou mais localizada. Os reflexos da atividade divergente são comparativamente mais restritos e menos efetivos na parte oceânica da litosfera.

As margens continentais se desenvolveram através de uma série de estágios bastante dinâmicos e seqüenciados (pré-rifte, rifte, protoceânico, marinho franco) e evoluem para um final que justapõe contrastes importantes de tipos crustais:

A) A crosta continental geralmente estirada, afinada, recém-aquecida, exposta às suas próprias heterogeneidades lito-estruturais, com tendência ao soerguimento e a mostrar seus níveis mais inferiores.

B) A crosta oceânica espessada, relativamente mais velha e mais fria, com tendência à subsidência e, portanto, ao embutimento de seus níveis inferiores (camada 1, superior, atinge o máximo de sua espessura).

A atividade no continente, conseqüente à separação continental ("ativação reflexa", na forma simplista do enfoque) tem seus picos máximos na instância do rompimento crustal (estágio rifte), mas, em todos os estágios, deixa a sua marca, arrefecendo-se gradativamente e restringindo-se com o tempo às frações costeiras. Nas margens continentais embrionárias, como no Mar Vermelho e Golfo de Aden (e todo lado oriental africano) e nas margens continentais maduras e longas de grandes continentes (caso da América do Sul, África, América do Norte, etc.), o reconhecimento destes processos reflexos tem sido feito, e está vivendo fases de novas investigações e descobertas.

As influências e modificações a serem introduzidas no interior da placa continental

vão ter forte conotação do arcabouço geológico anterior, como presença de descontinuidades crustais, estilo de processo extensional, etc. Além disso, a chamada acreção continental apresenta muitas variações (de modo e tempo), longitudinalmente, e mostra sempre segmentos em composição com falhas transformantes.

As etapas muito posteriores, de evolução das margens continentais (sedimentação, respostas isostáticas, cones aluviais, etc.), podem mascarar bastante os registros dos estágios do processo de rompimento e início de deriva. E, individualmente, às vezes, estes registros são interpretados como intraplacas ou intracratônicos, desvinculados de processos maiores, de caráter global.

O reconhecimento destes processos é muito antigo entre os fixistas (STILLE, 1936; KORESHKOV, 1960; NAGIBINA, 1967, FOEPs perioceânicas de KHAIN, 1973/1980). Entre os mobilistas carece destaque o livro "Continental Tectonics" do National Research Council (1980), já citado como um dos pioneiros a analisar frontalmente as conseqüências intraplacas dos processos de interação das margens, como a abertura. Neste livro, especialmente feliz é o artigo de Burchfield, estipulando até a extensão em centenas de quilômetros, placa continental adentro, dos registros geológicos esperáveis do processo de acreção.

No continente Sul-Americano, os registros tectônicos, sedimentares e magmáticos dessa procedência são amplos e fartamente documentados, qualitativa mais que quantitativamente, sob a égide ou não dos termos "reativação waldeniana", "reativação sul-atlantiana", "ativação pós-paleozóica", etc. Desde os trabalhos pioneiros de ALMEIDA (1967) e ALMEIDA (1969), há valiosa e farta documentação bibliográfica disponível e vários sumários recomendáveis na década de 80, como ASMUS & GUAZELLI (1981) e ASMUS (1984); ALMEIDA (1983, magmatismo alcalino); ALMEIDA (1986), ALMEIDA et al. (1988), ALMEIDA & CARNEIRO (1989a), ALMEIDA & CARNEIRO (1989b, magmatismo basáltico); CHANG et al. (1988), entre vários outros, de excelente nível.

A Figura 6.6, extraída de ALMEIDA (1986), fora escolhida e exposta, para mostrar a orientação dos enxames de diques (corpos alcalinos e kimberlitos) no Brasil, em páginas anteriores deste texto.

Nos últimos trabalhos (década de 80), fica clara, ou implícita a conexão dos muitos eventos meso-cenozóicos da plataforma Sul-Americana com a evolução da sua margem continental atlântica. O que foi inicialmente considerado "reativação autônoma" evoluiu para o conceito de "reativação reflexa". Mas, é preciso ter em mente que não era só este processo global que estava em desenvolvimento na América do Sul, havendo outros de igual monta (margem andina) e outros importantes (margem caribeano e "scotiana") a serem computados.

8.2. Estágios tectônicos e o exemplo sul-americano

Todas as fases tectônicas usuais de um processo de separação (pré-rifte, rifte) e deriva (proto-oceânico, marinho franco) continental deixaram registros geológicos consideráveis no interior da plataforma Sul-Americana, que servirá de paradigma como palco continental de ativação, neste caso, por razões óbvias.

O processo de divergência mostra feições longitudinais diferenciadas (Atlântico Equatorial, Central e Meridional) e cronologias distintas, como esperável na sua grande extensão. Da mesma forma, para o interior do continente, a intensidade e a área de avanço dos processos são bastante variáveis. Mas, a evolução da "Província Costeira e Margem Continental" (ALMEIDA et al., 1977) do Brasil não poupou nenhum segmento crustal, do embasamento ou de cobertura preexistente.

Particularmente, estes eventos foram mais intensos e deixaram registros mais palpáveis (sedimentares, magmáticos, rupturais, etc.) nos domínios estruturados no Ciclo Brasileiro, com conspícuo reaproveitamento das descontinuidades estruturais e geotectônicas preexistentes. E, geralmente com intensidade decrescente do litoral para o interior.

Há várias frentes de contribuição (Petrobrás, universidades, IPT, etc.) ao tema, enfatizando a importância geológica e econômica destes eventos, com surpreendente unanimidade, e dissensões apenas em detalhe. A síntese a ser tentada não dispensa a leitura de todos aqueles textos já mencionados, principalmente divulgados na década passada.

a) Estágio Pré-Rifte (Seqüência do Continente)

Na fase que antecedeu o rifteamento (variável no tempo do Triássico ao Cretáceo Inferior) foi caracterizado pelo aparecimento de soerguimentos crustais, configurações dômicas importantes e equivalentes intradômicas.

Alguns destes grandes soerguimentos (Maranhão-Piauí, Recife-Natal, Espírito Santo-Paraná, Rio Grande, etc.) deixaram registros importantes como altos topográficos neopaleozóicos e eo-mesozóicos, no Brasil e África. São atribuídos às intumescências geradas provavelmente por anomalias térmicas do manto (precursores naturais dos riftes de manto ativado).

Estas áreas elevadas antecederam o lugar geométrico dos "rift-valleys" costeiros e interiores (Tucano-Jatobá, Araripe, etc.) e condicionaram amplas bacias intracratônicas com sedimentos clásticos continentais nas depressões periféricas a elas adjacentes. Destas zonas soerguidas persiste, ainda hoje, o sistema da Serra do Mar e da Mantiqueira, renovado por tectonismo cenozóico a ser comentado. Nas demais áreas de soerguimento, os ciclos de erosão meso-cenozóicos atuaram fartamente, expondo hoje porções infracrustais significativas (costa do Espírito Santo, sul de Natal, arco São Vicente Ferrer, etc.).

b) Estágio Rifte (Seqüência dos Lagos)

O estágio "rift-valley" caracterizou-se pela ruptura da crosta continental, adelgada pelo domeamento anterior, e gerou as principais bacias sedimentares da Província Costeira (com algumas exceções locais).

É o estágio que estabeleceu os fundamentos estruturais da margem continental brasileira e das bacias sedimentares ali presentes.

Esta fase teve distribuição ampla no interior do continente, quase sempre acompanhada pelo magmatismo basáltico e pela primeira fase de magmatismo alcalino. Por todo o Nordeste Oriental, a retomada de antigas linhas de fraqueza do embasamento foi consignada, com a formação de muitas bacias sedimentares e a reestruturação total de bacias preexistentes (CORDANI et al., 1984). Particularmente, os grandes lineamentos de Sobral, Senador Pompeu, Portalegre, Cariris Velhos, Pernambuco, etc. foram lugar geométrico de significativa movimentação tectônica. Mas há inúmeros outros exemplos (ALMEIDA et al., 1986).

No norte do Brasil, é desta etapa o lineamento Tacutu-Seis Lagos-Catrimani, que atravessa a fronteira do Brasil para a República da Guiana (Courantyne), com sedimentos, vulcanismo basáltico e plutonismo alcalino. No sudeste do Brasil, há registros magmáticos importantes no lineamento Vitória-Mantena e no sistema Guapiara-Rio Alonzo-Piqueri, no embasamento da Bacia do Paraná.

Este também é o estágio de reestruturação completa das sinéclises paleozóicas do Paraná e Parnaíba (a do Amazonas foi feita pouco antes), utilizadas, ou não estruturas preexistentes, em consórcio com o magmatismo basáltico (diques, derrames) e o magmatismo alcalino que privilegiou os arcos e flancos destas bacias.

De forma que, em qualquer escala de apreciação geotectônica, é admitida uma mudança na classificação destas bacias, porque tal estágio é marco distintivo (geometria, subsidência, tectônica modificadora, etc.) na história evolutiva delas.

c) Estágio Proto-Oceânico (Seqüência Evaporítica ou de Golfo)

Embora não seja possível discriminar este estágio dos anterior e posterior nos eventos do continente (salvo algumas ocorrências locais de evaporitos continentais), é possível marcá-lo de outra forma. A paleogeografia deste estágio muito deveu ao traçado das linhas estruturais do embasamento (ASMUS & GUAZELLI, 1981), principalmente aqueles situados à altura das bacias equatoriais.

d) Estágio Oceânico (Seqüência do Mar)

Neste estágio, com margens continentais já separadas, começou a atenuação do tectonismo das fases anteriores, sendo acompanhada em parte por outros de magmatismo basáltico e

alcalino. Localmente há desenvolvimento de focos de magmatismo bimodal e até mesmo plutonismo granítico (sul de Recife-PE).

Os segmentos continentais das placas passaram a se afastar do foco de acreção, e a provocar o ajuste isostático às novas condições tectônicas (estiradas, afinadas, rompidas), bastante diversas daquelas da crosta oceânica adjacente (espesando-se e adensando-se).

No interior do continente este é um estágio de atenuação tectônica, mas, ainda assim, há interessante relação entre a cinemática da abertura por todo o Mesozóico e início do Cenozóico (SADOWSKI, 1987) e os principais picos de atividade tectônica e magmática do continente.

Na região costeira sudeste, do Paleoceno ao Plioceno, o tectonismo foi muito importante, aproveitando antigas linhas de fraqueza do embasamento. O sistema de blocos escalonados da Serra da Mantiqueira, do Vale do Paraíba e da Serra do Mar (ALMEIDA, 1976) exhibe rejeitos de milhares de metros, e merece registro especial. Segundo ASMUS & FERRARI (1978), este tectonismo incomum - não partilhado pelas outras frações da margem oriental - deve-se a movimentos verticais opostos de subsidência (lado do mar) e soerguimento (lado do continente) em busca de equilíbrio isostático. Estas diferenças de massa tiveram origem nas anomalias térmicas do estágio pré-rifte do Permiano ao Jurássico e foram acentuadas no Cretáceo.

8.3. Magmatismo basáltico

O magmatismo basáltico ligado ao processo de separação envolveu de várias formas a Plataforma Sul-Americana (Fig. 6.6) em termos quantitativos e em área. Intrusões e extrusões de basalto toleítico - com variedades intermediárias e até mesmo ácidas - são conhecidas, interferindo no embasamento e na cobertura, com picos de intensidade do Jurássico Superior ao Cretáceo Inferior. Na parte norte do continente, os enxames de diques toleíticos são de idade mais antiga, do Permiano ao Triássico (Fig. 8.1), em franca conexão com a abertura precoce do Atlântico Setentrional.

A conexão do magmatismo basáltico (Fig. 6.6) com a abertura do Atlântico, como já dito, tem ampla documentação de intrusivas e isto parece consenso geral. FAHRIG (1987) (Fig. 6.9) teoriza o ciclo de desenvolvimento de intrusivas máficas com o abrir (estágios 1 e 2) e fechar de oceanos. Estes desenvolvimentos podem atravessar continentes imensos, como no caso dos enxames de McKenzie e Sudbury, esquematizados na Figura 8.2, da região dos grandes lagos até as Ilhas da Rainha, ao norte (Oceano Poseidon).

No Brasil, ocorrências máficas desta época, como as de Anari, na Rondônia (meridiano 61°W) e Tapirapuã em Mato Grosso (meridianos 56°-58°), constituem feições de platôs

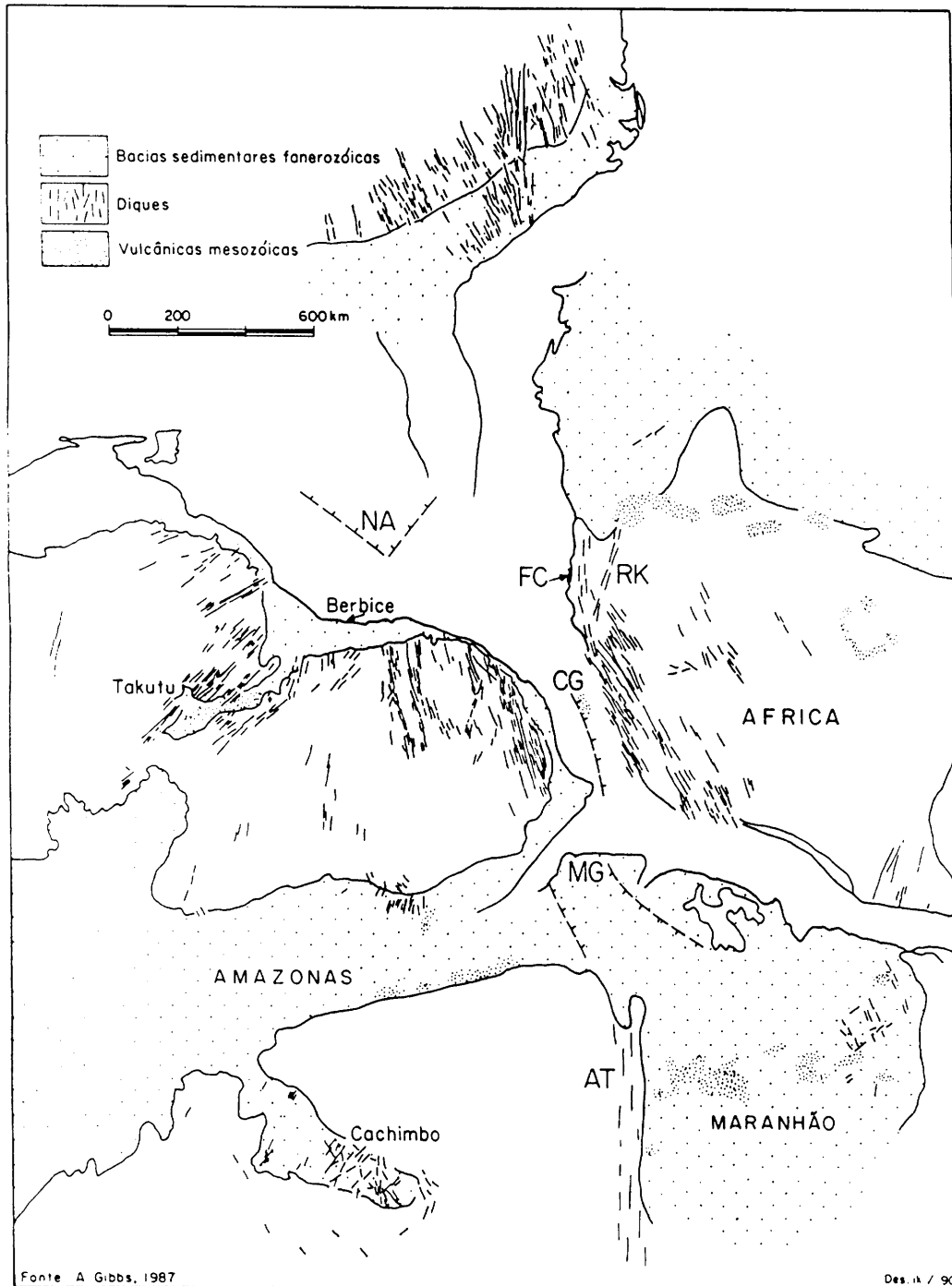


Figura 8.1. - Diques máficos mesozóicos do norte do Brasil, noroeste da África e "piedmont" norte-americano, alguns dos enxames seguindo estruturas pré-cambrianas. Os diques NNW cortam estruturas mais antigas dos três continentes. Fonte: GIBBS (1987).

NA = Oceano Norte Atlântico, Jurássico
 FC = Complexo acamadado de Freetown

AT = Faixa Araguaia-Tocantins
 MG = Graben Mexiana

CG = Graben Cassiporé
 RK = Faixa Rokelide

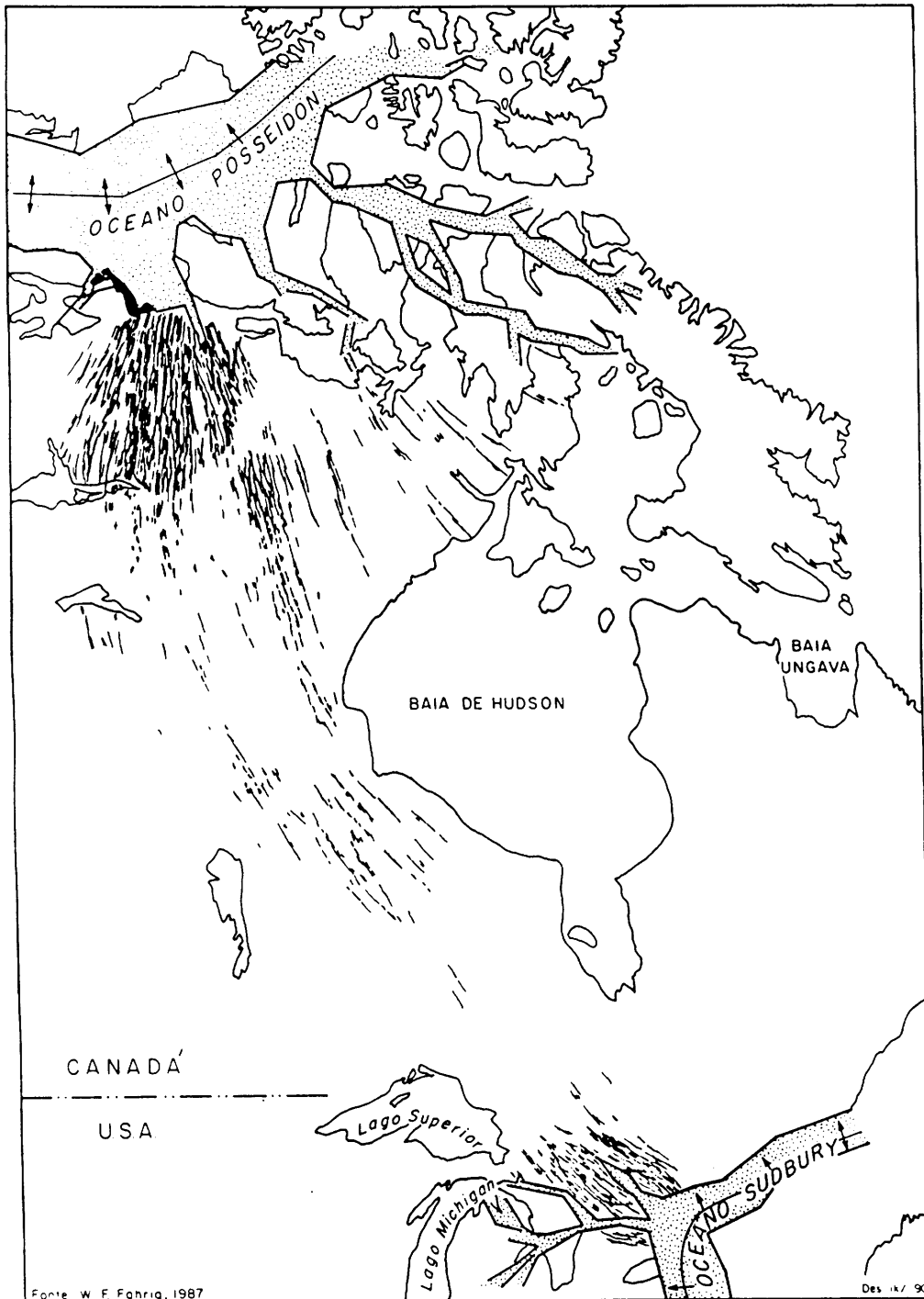


Figura 8.2. - Relação entre o desenvolvimento de oceanos (Sudbury e Poseidon) e a intrusão dos enxames de Mackenzie e Sudbury no Canadá e Estados Unidos. Mackenzie é considerado o maior enxame de diques do mundo (idade do Proterozóico Médio, 1,2Ga). Fonte: FAHRIG (1987).

distanciados a milhares de quilômetros da costa atual. Isto demonstra a exuberância do processo e a sua capacidade de adentrar o interior longínquo do continente.

Nas sinéclises paleozóicas, a participação do magmatismo basáltico (e alcalino) é de importância muito grande, implicando em reestruturação - tectônica deformadora significativa - substancial para o desenvolvimento subsequente mesozóico e cenozóico.

Nas linhas de falhas e outras disjunções criadas no Brasileiro, o magmatismo avançou centenas de quilômetros continente adentro no Ceará, Rio Grande do Norte, Paraíba, no Espírito Santo, sul-sudeste do Brasil (FERREIRA, 1982; SIAL et al., 1987), onde impera vasto acervo bibliográfico.

A associação casual e temporal desse magmatismo com a ruptura de grandes continentes (HOFFMAN, 1989) é irresistível, e até por falta de argumentos e provas em contrário. Mas há vários problemas em aberto, quanto à extensão de processo, volume de magmatismo em diferentes formas, no caráter seletivo das ocorrências (estruturas brasileiras intensamente contempladas), etc. É preciso pensar que o processo de abertura foi voluntarioso e completado numa fração do antigo continente, mas que a tentativa de rompimento é um processo extensivo e de muitas ramificações, algumas delas mais e outras menos manifestas. Isto conectado com tudo o que foi discutido no capítulo 6 (item 6.4.).

8.4. Magmatismo alcalino

No sul da Plataforma Sul-Americana, ao sul do paralelo 15°S são conhecidas mais de uma centena de centros de manifestação magmáticas alcalinas mesozóicas, atingindo Brasil, Uruguai, Paraguai e Bolívia, em três etapas distintas de tempo geológico. A mais antiga é pouco conhecida na fronteira Brasil-Paraguai; a segunda fase é contemporânea ao magmatismo basáltico; e a terceira fase se estende do Cretáceo Médio ao Eoceno.

ULBRICH & GOMES (1981), ALMEIDA (1983) e ALMEIDA & CARNEIRO (1989) apresentaram trabalhos importantes de revisão e síntese sobre estas províncias alcalinas, as quais estão usualmente ligadas ao processo de abertura do Atlântico.

ALMEIDA (1983) identificou 12 províncias alcalinas, dispostas circunscrevendo a Bacia do Paraná (altos, arcos, flexuras) e longitudinais à parte continental da Bacia de Santos, do Uruguai ao Rio de Janeiro, penetrando domínios brasileiros a (provavelmente) pré-brasilianos (Velasco, Candelária, na Bolívia). As ocorrências mais ocidentais (Bolívia, domínios cratônicos?), estão nas imediações do meridiano 60°W, a mais de 2000 km da presente linha de costa (paralelo 12°S).

Constituem centros plutônicos e vulcânicos bastante variados, rochas com feldspatóides, com anfibólio e piroxênio sódicos, associados a dunitos, peridotitos, rochas cálcio-alcalinas e kimberlitos, de extensa bibliografia e notória importância econômica (fosfatos, Terras Raras, bauxita, Ti, etc.), e de grau de conhecimento muito heterogêneo. Estas rochas se relacionam com feições tectônicas locais ou regionais, tais como fraturas, rifteamento, arqueamentos, flexuras, etc., participando do amplo processo de reestruturação da porção continental coetânea ao desenvolvimento do Atlântico.

Também, as ocorrências da Amazônia (Roraima, Catrimani e Seis Lagos, Amazonas), mais restritas, podem ser relacionadas com a abertura, através da zona de fraturas e rifteamento (ramo aulacogênico?) de direção NE, que se estende do alto Rio Negro até a costa da Guiana (CORDANI et al., 1984).

Para as províncias mais ocidentais do Brasil, Bolívia e Paraguai a conexão com a abertura do Atlântico não é fácil, embora de franca divulgação. É necessário admitir intensa rigidez da placa litosférica para transmitir esforços a distâncias tão grandes, ou então deixar em aberto a possibilidade de co-participação de outros processos globais, externos ("reflexos") ou internos ("autônomos") ao continente. De modo geral, em todo mundo, o tema de localização do complexos alcalinos é delicado (BLACK et al., 1985), havendo preferência por regimes distensivos, controlados por zonas de fraqueza preexistentes, quando reativados por zonas de esforços litosféricos que podem estar vinculados com mudanças no movimento das placas (afastamento, translação), mas também com eventos colisionais às suas margens (lembrar a faixa Andina, a oeste).

8.5. Outras ocorrências

No Nordeste há outras manifestações ígneas interessantes no continente, ligadas ao processo de abertura, de expressão mais localizada.

Próximo a Fortaleza, em Messejana, ocorrem tonalitos e traquitos, de idade do Oligoceno, que são supostamente colocados como expressão continental da zona de fratura de Fernando de Noronha (ALMEIDA & CARNEIRO, 1989).

No Rio Grande do Norte (até a Paraíba), com cerca de 300 km de extensão (NNW) há o lineamento com "plugs", "sills" e diques, com basaltos alcalinos, de idade terciária (30-20 Ma) pertencentes a Formação Macau que chegam próximo a costa, cortando a cobertura cretácica.

Em Pernambuco, ao sul de Recife, o "Vulcanismo Ipojuca" apresenta rochas vulcânicas (riolitos traquitos, andesitos e basaltos), vulcanoclásticas a plutônicas. O granito do Cabo,

de natureza alcalina (a riebeckita) tem sido datado na faixa de 108 ± 8 Ma.

Nas bacias do Espírito Santo (OJEDA, 1983) e Campos (MISUZAKI et al., 1988) são conhecidas manifestações vulcânicas e vulcano-clásticas, com diferenciações importantes, mas as informações publicadas são muito esparsas ainda.

Muitas outras ocorrências existem, algumas discutidas de melhor forma (ALMEIDA et al., 1988; ALMEIDA & CARNEIRO, 1989), e muitas ainda estão em fase de catalogação (leste da Paraíba, sudeste do Brasil), demandando etapas posteriores de investigações.

9. MARGENS CONVERGENTES NÃO COLISIONAIS (Zonas de Subducção B e o interior das placas litosféricas continentais)

Little or no orogenic deformation occurs where only pure subduction of simple oceanic crust has taken place...

BEN-AVRAHAN et al. (1981)

O contexto a ser discutido aqui é o de deformações possíveis no continente ("overriding plate" ou placa superior) quando se instala em uma de suas margens um arco magmático (intracontinental), através de um processo de subducção de litosfera oceânica. As feições de placa em subducção ("underriding plate", placa de baixo) são de muitos tipos, mas em grande parte todas estas modificações são perdidas pela subducção. O contexto petrotectônico do espaço arco-fossa é extraordinariamente variado, mas não será objeto de consideração nesta oportunidade. O contexto atrás do arco é o ponto a ser detalhado.

O processo de subducção B é bastante variado (muitas variáveis em jogo, geométricas, cinemáticas, termais, etc.), e estas variações repercutem diferentemente nos registros tectônicos sedimentares e magmáticos do interior do continente. Estes efeitos, no interior da placa podem se estender até milhares de quilômetros para além da zona de convergência, com muitos exemplos bem preservados meso-cenozóicos. Tanto o processo de subducção em si como a extensão de seus efeitos no remoto interior das placas continentais geralmente tem aparecido de forma simplista, em artigos e mesmo livros-texto, sendo minimizada sua importância e variedade de detalhe. E quase sempre limitada às cercanias do arco.

A identificação destes processos placa continental adentro, ainda está em franco andamento, utilizando-se de um consórcio multidisciplinar de investigação geofísica (geometria de "slab", espessura, comprimento, regimes termais, campos de esforços, etc.), geoquímica (origem do magmatismo, distribuição latero-vertical, assimilações, etc.) e geologia (paleogeografia, história deformacional e metamórfica, etc., em parte bastante limitada).

A investigação, placa a dentro, dos processos derivados da subducção e a separação destes daqueles de outras origens, tem muitos caminhos pela frente e retomada de antigas observações, na época relegadas ou consideradas de fontes diferentes (autônomas).

Preliminarmente, os dados de observação dos planos sísmicos mostram extraordinária diversificação, com configurações de mergulhos de ângulo baixo, médio, alto, sinuosos

simples, sinuosos com lacunas, difusos rasos e profundos, e mudanças no tempo (fatores variáveis), etc. Estas observações e várias outras, com suas repercussões na zona atrás do arco e no continente, dificilmente aparecem nos usuais esquemas simplificados bidimensionais de subducção.

Arcos magmáticos são conhecidos desde o Arqueano, e durante todo o Proterozóico e Paleozóico há vários exemplos relativamente bem conhecidos. À proporção que se afasta no tempo, mais difícil é resgatar os termos da assembléia de fenômenos geofísicos, geoquímicos e geológicos destas entidades. A preservação e a identificação/discriminação são mais difíceis no passado geológico, e muita coisa dita intraplaca (autônoma) do Proterozóico (Médio, por exemplo) tem necessariamente de ser revista à luz de interação nas margens, àquele tempo.

9.1. Ação e Interação

A subducção B não pode ser vista isoladamente. Este processo, via de regra, no seu passado antecedeu eventos de colisão por convergência, que por terem seus processos mais acintosos (sobretudo os tectônicos), naturalmente mascararam os eventos somente devidos à subducção B.

A subducção B não age sozinha; além de caminho à colisão (que pode estar ocorrendo no mesmo tempo alhures, no mesmo contexto de convergência), sempre existe processos de transformância associado, e outros pequenos entrec choques locais.

Outro fato a ser acrescentado, é a evocação da máxima de BEN AVRAHAM et al. (1981), no início do capítulo, de que quem causa orogênese não é a subducção B, sozinha, mas sim sua associação com eventos microcolisionais. Em parte, a máxima está certa, mas em parte apenas. As bacias oceânicas em subducção podem aportar à fossa cristas assísmicas: ilhas vulcânicas, platôs basálticos, cristas meso-oceânicas, pilhas sedimentares espessas, montes submarinos, etc., e outros passageiros ou intrusos (fragmentos continentais) dos mais diversificados. A presença desses "penetras" na subducção (modificação no ângulo de subducção e no magmatismo), ou não (colisões e interferências ao longo da interface das placas), são fatores adicionais a considerar. Todos eles trazem repercussão a ser considerada na configuração do arco e do continente às suas costas.

9.2. Tipos Básicos de Arcos Mágmatícos

Numa primeira análise das feições geométricas (em parte cinemáticas) do processo

de subducção é possível discriminar 5 grupos (DEWEY, 1980) de arcos magmáticos, que podem ser sumarizados em três classes, sendo duas como membros extremos ("end members") e uma, intermediária:

A - Extensionais = (Tipo Marianas) $V_U < V_0$

(B - Transicional)

C - Neutros = (Tipo Alaska) $V_U \lesseqgtr V_0$

(D - Transicional)

E - Compressionais = (Tipo Peruano) $V_U > V_0$

Estes modelos foram baseados na relação entre os vetores de velocidade e orientação do movimento da placa de cima (V_0), da placa de baixo (V_U) e de migração da charneira de subducção (V_T). A consequência imediata deste cotejo é o campo de esforços gerado atrás do arco, podendo ser extensional ($V_U < V_0$), gerando bacias de retroarco, tipos aproximadamente neutros ($V_U \lesseqgtr V_0$) e tipos onde atrás do arco se forma uma zona compressional importante, com típicos cinturões de "dobra e falhamentos" ("Thrust-and-fold-belts") ($V_U > V_0$).

Assim sendo, a expressão geológica da subducção varia de um extremo, de quiescência e extensão na placa superior (zona de Benioff profunda, vulcanismo máfico importante), a outro extremo com violenta compressão produzida pela placa superior (zona de Benioff rasa, vulcanismo silícico), com muitas variações e feições subsidiárias a estes dois "end members" do processo.

Os principais fatores que afetam este esquema teórico estão tabelados no Quadro XI e devem sempre ser evocados.

Esta distinção geométrica e vetorial pode acontecer em etapas diferentes do processo de subducção, e a zona atrás do arco passa a oferecer diferentes desenvolvimentos tectono-magmáticos e sedimentares intraplaca com o tempo geológico. A transmissão e propagação destes cenários tectônico-magmáticos para o remoto interior das placas, normalmente já varia bastante (extensão do comprometimento, reações do substrato), e tem, assim, muitas possibilidades de apresentar feições distintas com o tempo.

Na Figura 9.1, os modelos extremos estão representados, circunstancialmente na mesma zona, e se referem ao Neomesozóico/Eo-Cenozóico ("a" Compressão Laramide) e ao Terciário Médio ("b" extensão). O progresso de extensão (c, "Basin e Range") no Terciário Superior pode ser visto como desenvolvimento do mesmo sistema, na costa ocidental dos Estados Unidos (CONEY, 1987).

Uma das repercussões mais imediatas e mensuráveis do processo de subducção é o basculamento do continente atrás do arco magmático, condicionando bacias sedimentares.

Quadro XI - Fatores afetando a geometria da zona de subducção; CROSS & PILGER (1982, modif.).

FATORES	EFEITOS POSSÍVEIS	FENÔMENOS ASSOCIADOS
A-Taxa de Convergência	Crescendo a taxa decresce o ângulo de subducção e cresce a largura do espaço arco-fossa	Crescendo a taxa, a largura da zona de sismicidade cresce, no sentido do mergulho.
B-Movimento absoluto da placa superior	Crescendo o movimento no sentido da fossa, decresce o ângulo de subducção. O espaço arco-fossa pode crescer, e até novo arco pode ser formado por extinção do anterior (600 a 1000 km da fossa). Movimento lento, ou retardo no movimento incrementa o ângulo de subducção e a migração da fossa para o lado do mar	Cria-se regime de esforços compressoriais na zona atrás do arco (Thrust-and-fold belts). Criam-se regimes de esforços extensionais, na zona atrás do arco (riftes de retroarco).
C-Idade da placa em subducção	Litosferas jovens (quentes) tendem a reduzir o ângulo de subducção. Litosferas mais velhas (mais frias) tendem a crescer o ângulo da subducção	Geralmente, litosferas jovens resultam em sistema compressoriais atrás do arco, ou no arco. Vulcanismo pode migrar em diferentes sentidos ou se extinguir. Resultam arcos extensionais.
D-Subducção de cristas assísmicas, platôs oceânicos, ilhas vulcânicas, etc.	Todos os "terrenos" de baixa densidade tendem a reduzir o ângulo de subducção. Podem se extinguir arcos magmáticos e outros podem se formar longe da fossa (600 a 1000 km).	Litosfera de baixa densidade em subducção aumenta a área de interface das placas em convergência. Regimes compressoriais são formados.
E-Acresção de sedimento na fossa	A zona sísmica sofre achatamento em níveis rasos. Espaço arco-fossa cresce (migração da fossa para o mar).	Peso do prisma acrescionário abate a placa oceânica antes da subducção.
E-Duração da subducção e idade do arco	A descida de "slabs" frios e/ou sedimentos fazem decair as isotermas e fazem crescer o espaço arco-fossa.	Provável espessamento da placa superior ("overriding").

Segundo MITROVICA et al. (1989), o fator mais importante que controla a extensão continental deste basculamento é o mergulho do "slab" em subducção (mais baixo o mergulho, maior a possibilidade de deflexão), subsidiado por outros fatores como rigidez flexural da litosfera, contraste de temperatura entre o "slab" oceânico e seu meio adjacente, etc. Baixos ângulos de subducção (menos de 45°) são capazes de causar deflexões horizontais regionais por mais de 1000 km e movimentos verticais de alguns quilômetros (Vide Fig. 9.2).

Enquanto a subducção é ativa, o processo de basculamento (subsidência) está em operação. Havendo interrupção ou cessação da subducção, há tendência natural da pela plataforma para o soerguimento (e erosão na sedimentação). Retomada a subsidência, a sedimentação subsequente a submergência pode estar registrada no perfil lito-estratigráfico.

De uma maneira geral, a longa faixa de subducção do Oeste Norte-Americano tem oferecido melhores exemplos (ou são os mais estudados) das potencialidades de influência de uma zona de subducção na tectônica, sedimentação e magmatismo do interior dos continentes.

A Figura 9.3 objetiva mostrar a influências dessa subducção (transformância e microcolisão associadas) em áreas do remoto interior, hoje distando 1800 km da Costa Pacífica. Se considerarmos na Costa Oriental os processos de desenvolvimento dos Apalaches (Ciclo de Wilson completo) e da abertura do Atlântico Norte, é possível dizer que de um lado a outro do continente existem marcos e rastros do processo de interação de margens (notadamente da subducção).

As Figuras 9.4a e 9.4b, extraídas de LOWELL (1974) (original de LIPMAN et al., 1971) são sintomáticas para mostrar algumas das possibilidades do processo de subducção. As profundidades detectadas de processo podem demarcar uma linha de quebra entre paleozonas de subducção a oeste 100-300 km, mais jovens) e a leste (100-350 km, mais velha; e, ainda, duas zonas de limite de deformação do antepaís, pré-Eoceno) e a oriental ("front" das Montanhas Rochosas).

Na Figura 9.4, na secção A-A' foram figurados os dados referentes ao Oligoceno e Mioceno, a norte e o sul da secção. Na secção B-B' estão os pontos das rochas ígneas do noroeste dos Estados Unidos, e no corte interpretativo abaixo estão figuradas as possibilidades, em termos uma zona mais velha (leste) e outra mais jovem (a oeste) de subducção, respectivamente do meio e do início do Terciário. A presença desse "slab" oriental em profundidade tem sido considerado fator importante, causador de esforços verticais contra a placa litosférica subjacente.

Mais ao sul desta área, da Califórnia ao Texas (a 1000 km da costa), a distribuição dos dados geoquímicos e radiométricos das rochas ígneas (CONEY & REYNOLDS, 1977) permite interpretar uma sucessão bastante variada do percurso do arco magmático em três pulsos distintos: a) Jurássico Superior (pré-160 Ma); b) Cretáceo Superior ao Eoceno (130-50 Ma) apontando para um sucessivo decaimento de ângulo de subducção (de 80° para 10°); c) do Terciário Inferior ao Superior

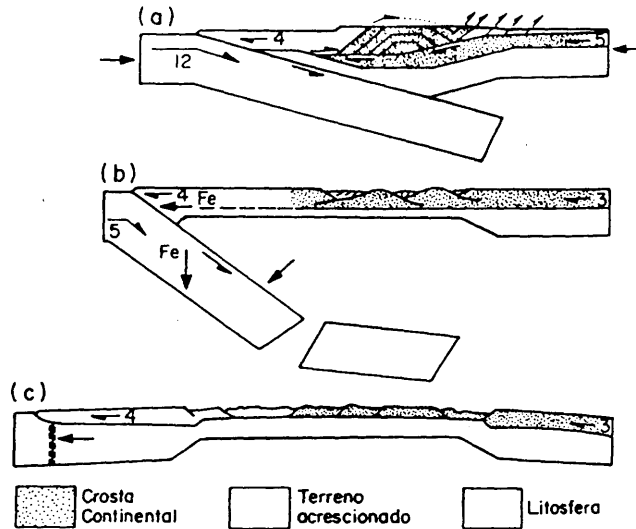


Figura 9.1. - Tipos básicos ("end members") de arcos magmáticos, com as instâncias desenvolvidas na costa ocidental norte-americana.

- a) Tardi-Mesozóico/EO-Cenozóico, tipo compressional (Laramide), ângulo baixo de subducção.
- b) Terciário Médio, tipo extensional, ângulo alto de subducção (decai a velocidade de convergência de ambas as placas).
- c) Tardi-Terciário, a extensão prossegue, da qual a Província do "Basin e Range" é a melhor expressão. A falha de San Andreas indicada na figura.

Fonte: CONEY (1987).

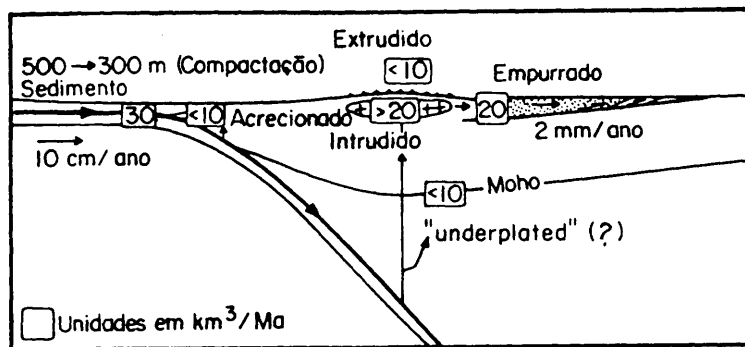


Figura 9.2. - Diagrama procurando ligar (nos arcos compressionais) a subducção B, a acreção na fossa, intrusões batolíticas e a compressão para o antepaís. Unidades e valores expressos na própria figura. Fonte: SMITH (1981).

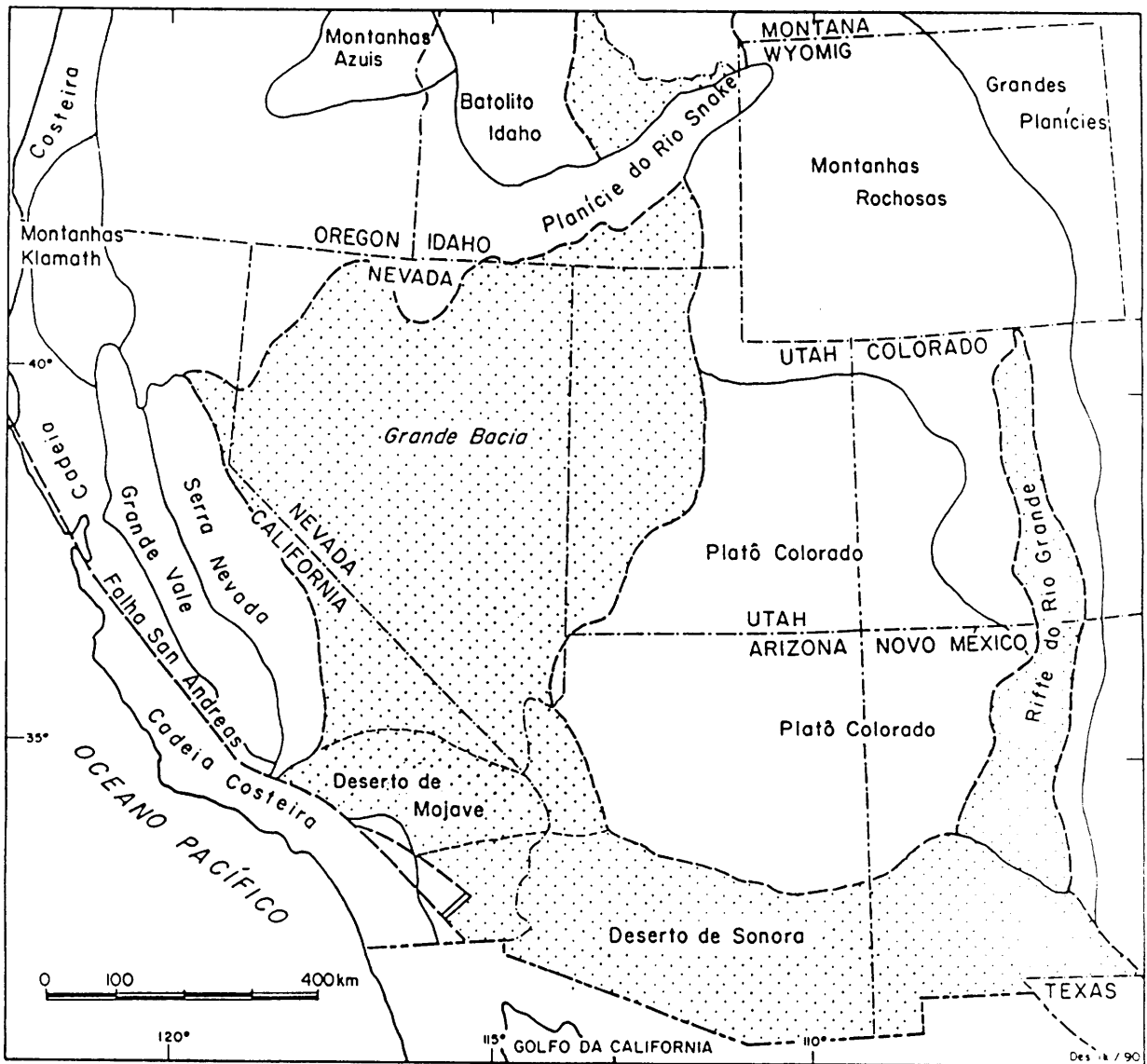


Figura 9.3. - Mapa índice do oeste Norte-Americano, com a zona afetada pela subducção B (e transformância).
 Fonte: HAMILTON (1987).

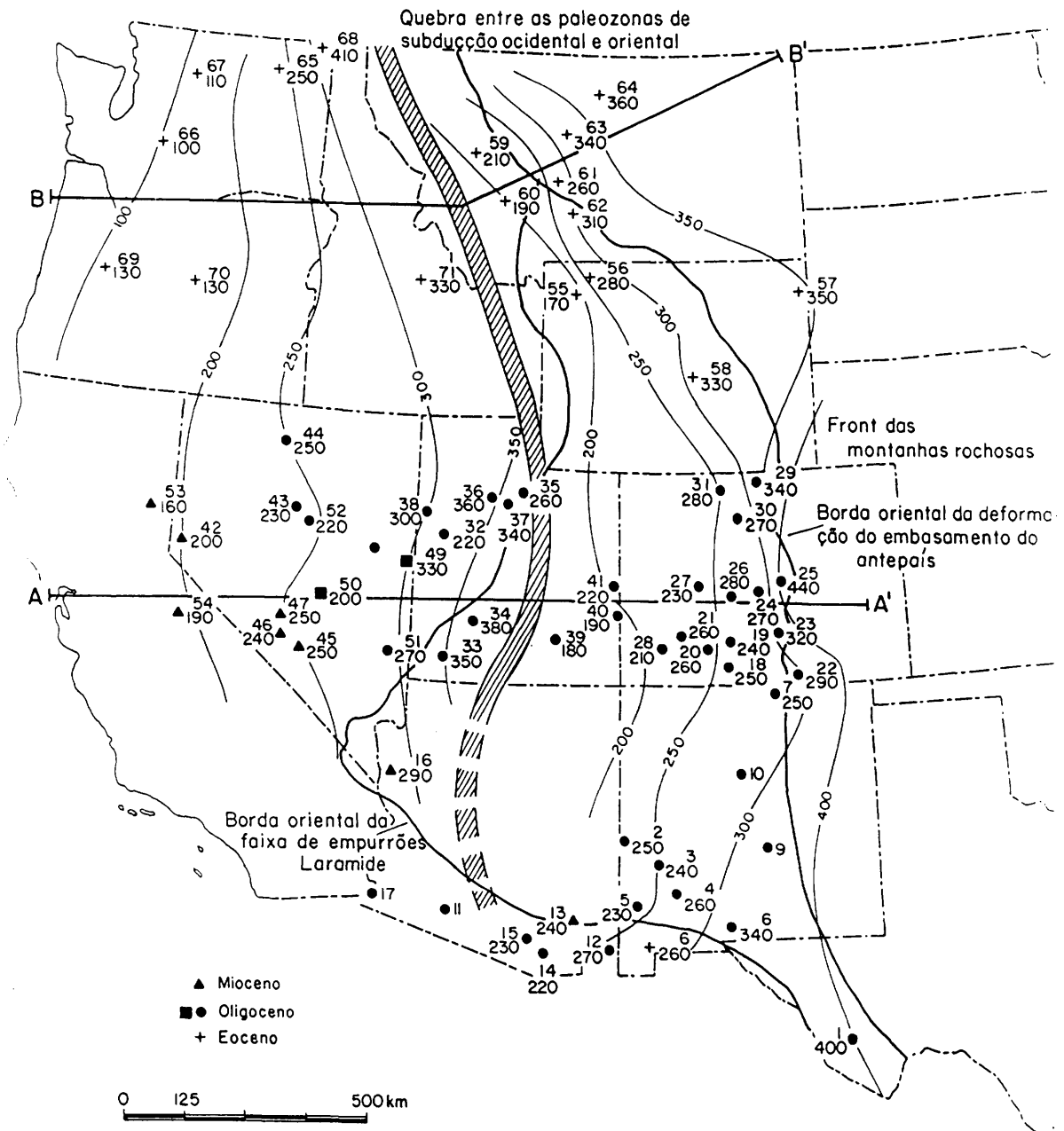


Figura 9.4. - Mapa de contorno e secção esquemáticas da subducção B no oeste norte-americano. O número de cima refere-se à localidade/controla, o número de baixo dá profundidade da zona de subducção, obtida de cálculos geoquímicos (K_2O) de vulcânicas.

A linha hachurada central mostra a quebra entre duas zonas de subducção do Cenozóico.

A borda ocidental de deformação do antepaís fica a mais de 1500 km da fossa.

Fonte: LIPPMAN et al. (1971); LOCKWELL (1974).

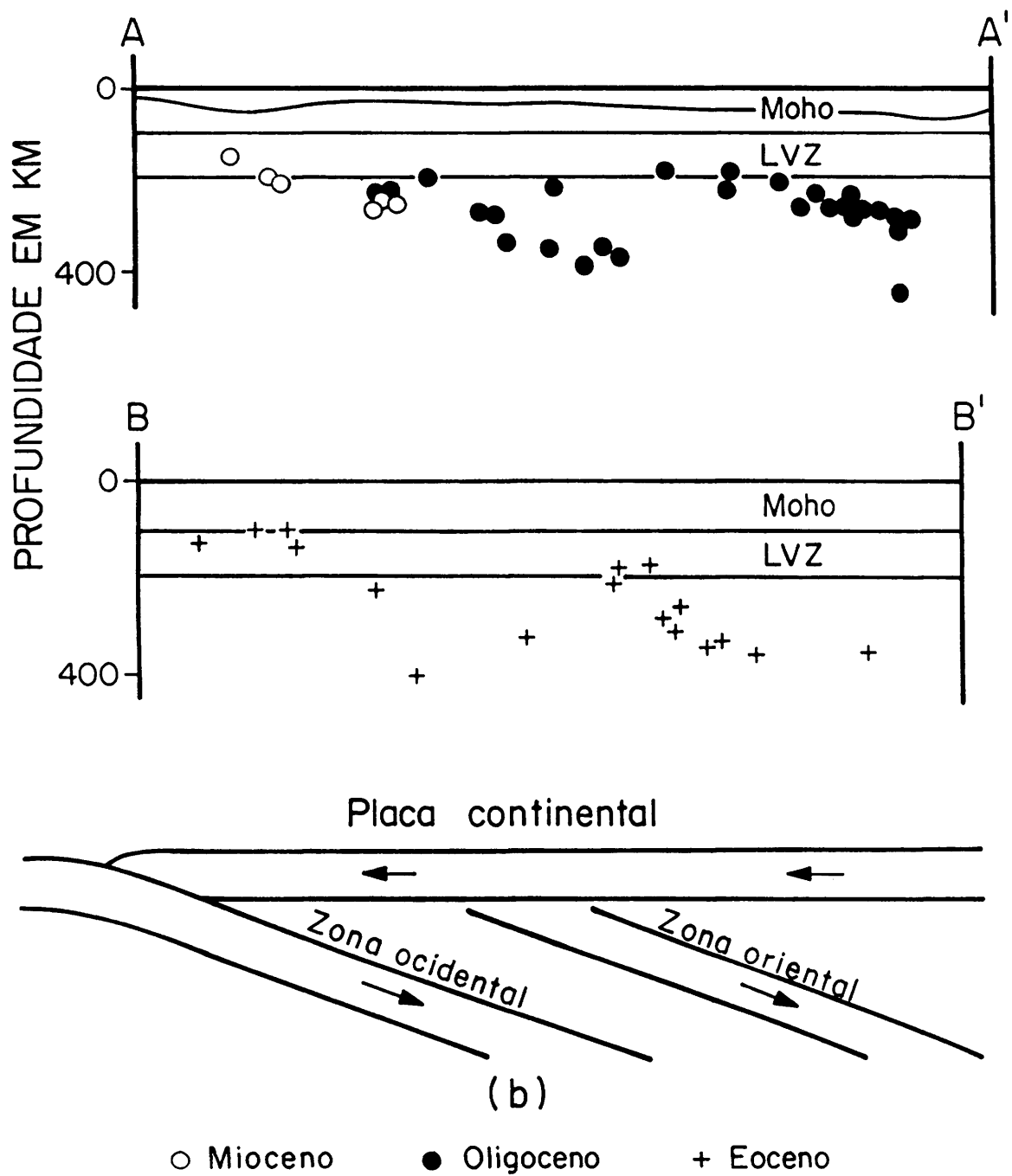


Figura 9.5 - Secção A-A' e B-B' da Figura 9.4a.

Escala horizontal e vertical idênticas.

A interpretação é uma zona oriental mais velha (Eoceno-Oligoceno) abandonada e uma zona ocidental (Mioceno) mais jovem.

(de 40 Ma a 15 Ma), um pulso final, com grande empinamento do ângulo de mergulho, com gradativo recuo da faixa ocupada pelo magmatismo, do interior (mais de 1000 km) para a zona da costa, em caminho inverso àquele percorrido no pulso anterior.

9.3 Aspectos complementares

Nos parágrafos anteriores ficou claro que são muitas as variáveis no processo de subducção B (continuidade x descontinuidade; ângulo de subducção; obliquidade de convergência; vetores de velocidades envolvidos; idade do "slab"; associação com transformância; natureza do trato litosférico associado à placa em subducção; microcolisionamentos, etc., etc.), todas elas com algum tipo de repercussão na chamada placa de cima, maior ou menor, com maior ou menor extensão territorial.

Outro conjunto importante nestes fenômenos de interação é a natureza da placa de cima. Quanto mais coerente e rígida a placa de cima, mais longe podem chegar os efeitos intraplacas do processo de subducção. Se a placa de cima apresenta muitas descontinuidades estruturais, a tendência é a concentração desses fenômenos em porções determinadas ou mais restritas, ao invés do seu espalhamento a grandes distâncias.

Uma manifestação destes esforços, a grandes distâncias, são os terremotos em áreas continentais ditas estáveis, conhecidos em todo o mundo. Em última análise, terremotos em áreas interiores estáveis são a expressão de esforços compressivos originados nas margens das placas (subducção B inclusive). E os esforços compressivos no interior continental costumam ser consistentes em orientação ao longo de vastas áreas (JOHNSTON & KANTER, 1990). Os terremotos acontecem em regiões de fraqueza, descontinuidades (falhas, riftes, zonas extensionais, zonas orogênicas mais jovens) de vários tipos, como expressão preferencial de alívio tectônico.

No caso da América do Sul, observando-se o mapa tectônico 1/5.000.000 é bastante conspícua a cinta de empurrões atrás do cinturão andino, atingindo francamente os depósitos ditas tardi-tectônicos (antefossa sub-Andina).

As evidências sísmicas desta compressão podem ser reconhecidas localmente até 800 km a leste da fossa do Peru (BURCHFIEL, 1980), embora a maioria dos terremotos esteja em distâncias entre 200-600 km.

No interior do Brasil, os dados existentes são insuficientes ainda para melhor classificar a participação da subducção B na sismicidade intracontinental (ASSUMPÇÃO et al., 1985), como se espera vir a ser demonstrado, a não ser localmente.

A tectônica ligada aos processos de subducção nos Andes tem algumas raras inferências no continente sul-americano, e é campo aberto a investigação científica ainda. Exemplos convincentes são conhecidos na Bacia do Solimões, conforme relatados por TSUBONE et al. (1989) e CAMPOS et al. (1989). A Figura 9.5 extraída de CAMPOS et al. (op.cit.) retrata a deformação dúctil e rúptil da chamada "orogênese Juruá", no Alto Amazonas.

Estas manifestações no remoto interior da placa (algumas distando mais de 1400 km da cinta de empurrões da antefossa subandina, atrás do arco magmático), de identificação recente, são muito importantes - para a acumulação comercial de gás, por exemplo no caso amazônico - abrindo perspectivas de armadilhas estruturais nas bacias interiores e um enorme campo de investigações de tectônica de embasamento e cobertura no interior das plataformas.

10. COLISÃO DE PLACAS LITOSFÉRICAS E A DEFORMAÇÃO INTRACONTINENTAL INDUZIDA

10.1. Conceito e bibliografia

A colisão continental é capítulo subsequente dos orógenos acrescionários, e a mais importante das interações de placas também nos termos de indução do tectonismo intraplaca.

Além de ser geralmente posterior no tempo à subducção B (ou concomitante, ao longo da mesma faixa de interação), a colisão é sempre mais efetiva em todos os sentidos, em termos qualitativos (variedade de deformação) e quantitativos, nestes incluindo-se a intensidade e propagação da deformação. Muito do que se disse sobre a influência dos arcos magmáticos, no capítulo anterior, pode ser repetido e pensado, em termos mais drásticos, de transmissão de esforços da área de colisão para o interior das placas de baixo ("foreland" ou antepaís) e de cima ("hinterland" ou "backland" ou placa estacionária).

Em outras palavras, a colisão jamais age sozinha (há sempre subducção e transformância associadas), nem sempre é contínua, quase sempre envolve margens sinuosas e não paralelas, seus efeitos dependem das condições gerais prévias (reologia, rigidez, integridade, presença de descontinuidades, etc.) das placas convergindo. A convergência pode continuar depois de colisão, e assim por diante. Os efeitos são sempre mais importantes e mais extensos - no espaço e no tempo (podem persistir pós-convergência por ação de isostasia) -, jamais se limitando a algumas zonas bem definidas e lineares, como figurada nos primeiros modelos de Tectônica de Placas.

As colisões orogenéticas são de dois tipos fundamentais, ditos paratectônicas, desde a definição inicial de DEWEY & BIRD (1970): Continente X Continente (Alpino-himalaiana) e Continente X Arco Magmático (Nova Guiné), embora extraordinária diversificação de tipos e subtipos possam vir a ser discutidos.

Naturalmente os aspectos e feições mais conspícuos estão presentes - mas não exclusivamente - nas regiões imediatas das colisões alpino-himalaiana, pireneica, etc.

A identificação de todos os fenômenos desencadeados com a colisão continental, na faixa de colisão e longe dela, e de todas as muitas variáveis dependentes e independentes envolvidas nas fases de aproximação, colisão e convergência pós-colisional, é uma tarefa difícil, que escapa até de muitas análises multidisciplinares. Quando o sistema está ativo (tipo Alpes, Himalaia) ainda, esta análise e o entendimento já são suficientemente complexos e controvertidos, mesmo nas zonas mais distais da interação. Quando se analisam sistemas passados ou extintos (tipo Urais, Apalaches-Alpes Escandinavos, Sergipano, etc.) as dificuldades de conexão de todos os processos e

feições são naturalmente de separação quase impossível.

Em ambos os casos (passados, presentes), o tema está em estágio de fluxo, e os compromissos didáticos desta síntese fatalmente tentarão pinçar os aspectos mais relevantes, ao julgamento e crivo pessoal do autor.

Esta temática fascinante e prolfêra, nasceu com os numerosos trabalhos sobre "reativação" ou ativação, dissertadas na primeira parte deste trabalho, no centro e sudeste asiático, desde a observação inicial de OBRUCHEV (1922). Não é à toa que suas "montanhas rejuvenescidas" (Tienchan, Nanchan, Altin Tagh, etc.) estão situadas às costas dos Himalaias. E ainda que as áreas de ativação primeiro mencionadas por NAGIBINA estão em regiões adjacentes, onde fenômenos importantes de colisão associados a outros processos de convergência, transformância e mesmo de abertura oceânica ("sul da China", "Andaman", etc.) estão em pleno desenvolvimento, do Terciário para nossos dias.

Desde o início da década de 70, estão os primeiros trabalhos de cunho "mobilista" ou mais modernos que passaram a enfrentar fenômenos tectônicos, magmáticos e sedimentares do interior das placas, buscando suas causas nas zonas de colisão. É tarefa difícil destacar os realmente mais importantes e criativos entre: FITCH (1970), POWELL & CANNIGAN (1973); ILLIES (1974, 1975); ILLIES & FUCHS (1974); MOLNAR & TAPPONNIER (1975, 1978) TAPPONNIER & MOLNAR (1976, 1979); TAPPONNIER et al. (1982, 1986); MATTAUER (1975, 1986); SENGÖR (1976); SENGÖR et al. (1978, 1985); BURCHFIEL (1976, 1980); MERCIER (1984); MERCIER et al. (1987), etc. Nesta mostra pequena da extensa bibliografia aparecem vários termos como impactogênese, impactógenos (SENGÖR et al., 1978; BURKE, 1980), "extrusion tectonics" (MOLNAR & TAPPONNIER, 1975), "escape tectonics" (SENGÖR et al., 1985), entre outros, tentando abarcar a fenomenologia da deformação na periferia e interior das placas.

Dois livros recentemente editados, por COWARD & RIES (1986) ("Collision Tectonics") e por COWARD et al. (1987) ("Continental Extensional Tectonics") trazem excelente cobertura destes processos intraplacas (sensu lato), mas as publicações nesta área continuam de forma incontida. Mais recentemente, em trabalho de revisão de conceitos BURKE (1989), aponta já como os maiores deformadores da litosfera continental - e sobretudo mais deformadores que criadores - os processos colisionais. No remoto interior das placas, a milhares de quilômetros dos "fronts" colisionais em locais de insuspeita tranqüilidade tectônica (em visões anteriores) chegam telescopicamente os efeitos colisionais.

10.2. Causas e dependências

A deformação da faixa orogênica ("thrust belt") é estendida ao antepaís e ao alémpaís, consoante propagação dos esforços de convergência (compressão, distensão, cisalhamento simples, ações combinadas) (vide Quadro X). Há um consórcio amplo de vetores e de variáveis nos processos colisionais, de causas e efeitos, com repercussão imediata na formação dos edifícios orogênicos e na irradiação destas deformações para regiões próximas ou distantes do "front" colisional.

A causa, em primeira instância, é a tendência à flutuação negativa da crosta continental e a dificuldade reconhecida de subducção da litosfera continental como um todo.

São variáveis importantes adicionais:

a) Composição heterogênea da litosfera continental (crosta superior + crosta inferior + manto litosférico) e outras anisotropias usuais, falhas, descontinuidades litológicas e estruturais, superfícies de descolamento, variações latero-verticais de densidade, etc.

b) A natureza não retilínea das margens continentais, ocasionando aproximações diferentes de promontórios e reentrâncias.

c) O movimento angular das placas e as variações naturais de taxas de convergência, no mesmo processo e em diferentes estágios do ciclo tectônico.

d) A presença comum de pequenas placas, microcontinentes (pequenos, médios, inteiros, desventrados) e outros tipos de terrenos interagindo nos sítios colisionais.

e) A colisão continental tem muitas escalas de análise e muitas possibilidades de histórias prévias: formação de margens continentais, subducção de litosfera oceânica, microcolisões, etc. Todas estas etapas prévias apresentam influências ao processo.

f) A composição global das placas convergindo e a história termal (idade, inclusive) das mesmas.

De acordo com DEWEY et al. (1986), e TAPPONNIER et al. (1986) em trabalhos recentes de revisão do tema, a colisão continental e a subducção de tratos litosféricos continentais normalmente são responsáveis pela edificação dos orógenos ("Thrust belts") e altiplanos, rearranjo nos diversos blocos litosféricos do antepaís e alémpaís; a eles impingindo flexuras litosféricas, deformação em grau variável, feições extensionais, compressivas e complexa trama de sistemas cisalhantes ("extrusion tectonics"), esboçados na Figura 10.1.

Nas feições qualitativas e quantitativas de todos estes eventos tectônicos, assim como na sua extensividade para o interior das placas não há regras, e pesam diferentemente - e, no mínimo - todas as variáveis acima discriminadas.

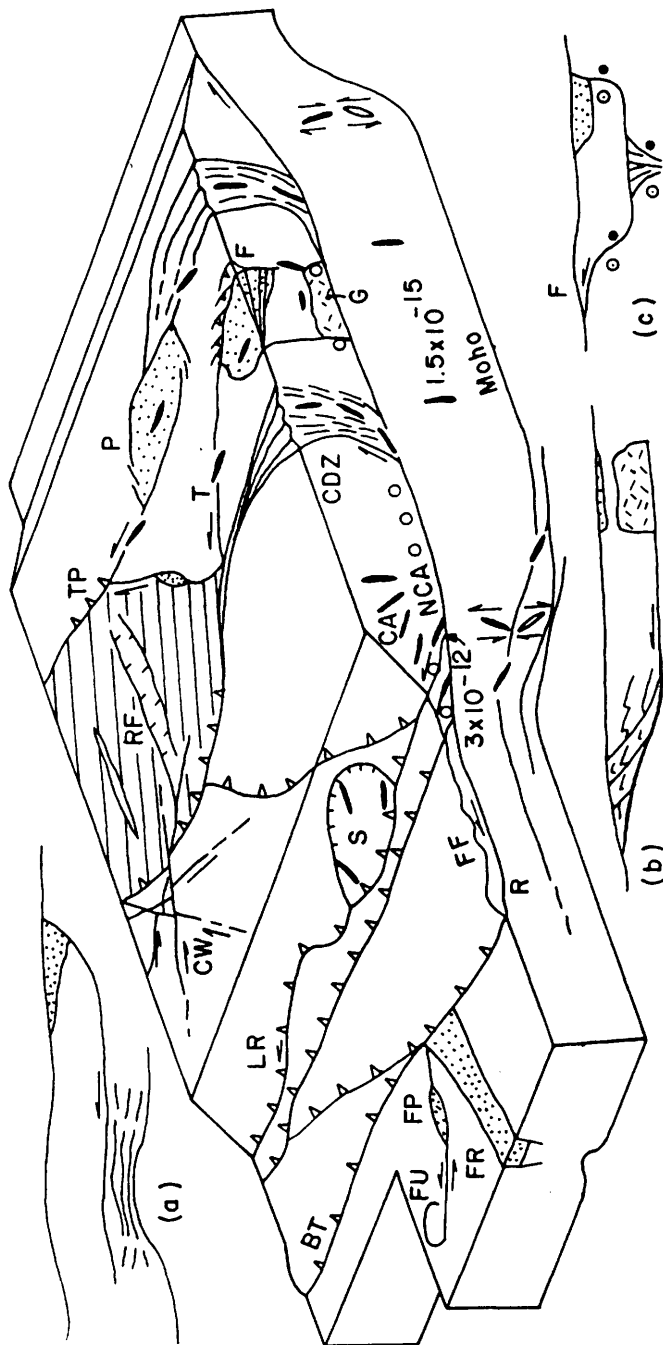


Figura 10.1. - Esquema simplificado das deformações e deslocamentos possíveis numa zona colisional. Fonte: DEWEY et al. (1986).

(a-c): Modos de detalhamento. Pequenos círculos = hipocentros.

BT = "Basement thrust" (Empurrão do embasamento).

CA = Deformação coaxial; NCA = Deformação não coaxial.

CDZ = Zona de deformação convergente.

CW = Cisalhamento conjugado.

F = Estrutura em Flor.

FV = Soerguimento do antepais.

G = Granito.

LR = Rampa lateral; R = rampa.

P = "Pull-apart".

S = Zona de Soerguimento.

T = Transformante; TP = Transpressão.

No caso clássico de colisão Ásia ("hinterland") x Índia ("foreland"), a deformação em toda borda do primeiro continente e sua irradiação lateral (do Afeganistão à China e daí à Tailândia), é sempre insistentemente mostrada. Estas regiões asiáticas, como será figurado, têm composição bastante complexa (faixas móveis paleozóicas, arcos, blocos litosféricos diversos) e diferente daquela do continente indiano (composição mais monolítica e mais antiga), o qual também sofreu deformação, mas de forma mais restrita às proximidades da franja colisional.

Igualmente, no caso de colisão África-Europa, as deformações no antepaís europeu (anisotropia maior, história termal mais complexa e mais jovens) são mais divulgada, pela maior importância alcançada naquele segmento, além de terem sido estudadas com mais ênfase.

10.3. Aspectos gerais. Impactogênese e Extrusão

A colisão continental é um dos principais mecanismos de espessamento crustal e litosférico, e de formação de sítios orogênicos e platôs (vide Quadro VIII). Muitas escalas de análise e variações existem neste tema; e, as margens de placa assim interagindo são bastante complexas, e a única forma de abordar seu estudo é de forma esquemática (Fig. 10.1 e Fig. 10.2), mesmo tendo em mente os riscos que tal simplismo pode esconder.

A formação dos orógenos ("thrust belts") e dos platôs (muitas vezes já mencionados neste trabalho) talvez sejam as feições mais cortejada do colisionamento. Nesta abordagem, estas construções orogênicas, produtos naturais e esperáveis do rápido encurtamento crustal e subsequente espessamento, terão enfoque secundário. A ênfase especial a ser procurada, e na forma de síntese, é a das ações desenvolvidas (e reações) nas áreas adjacentes a estas construções orogênicas, ou ainda, os processos distensionais (colapsos) que normalmente advém em estágios mais avançados do desenvolvimento do edifício orogênico e de áreas próximas.

A Figura 10.1, extraída de DEWEY et al. (1986) tenta a difícil missão de esquematizar todos as feições produzidas pela colisão continental, no sítio colisional e suas adjacências placas a dentro. É uma generalização com muitas virtudes e com as deficiências naturais de modelo gráfico que tenta sintetizar o maior número de processos deformacionais e feições esperáveis de colisão continental. A comparação desta figura com a Figura 7.3, pode melhor contemplar esta combinação de feições deformacionais esperáveis, colocando lado a lado o modelo gráfico composto e exemplo mais estudado.

a) Compressão

Grande parte das deformações compressivas é absorvida pelo encurtamento e

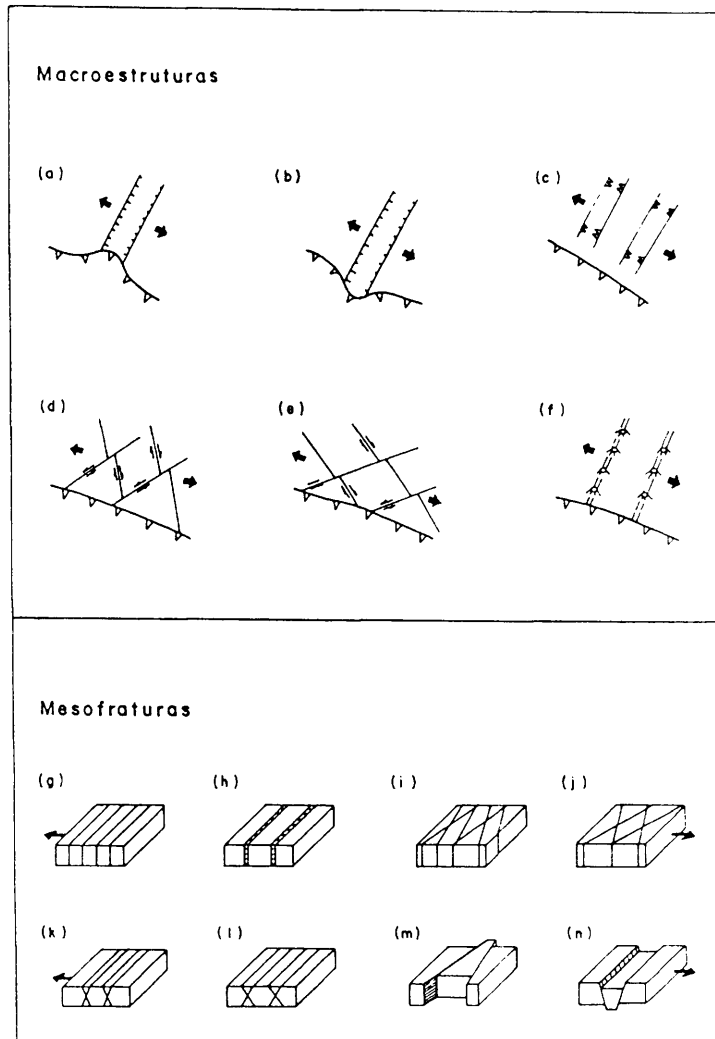


Figura 10.2. - Estruturas transversais responsáveis pela extensão do artepáis. Fonte: HANCOCK & BEVAN (1987).

- a) Graben oposto a saliência de escama de empurrão.
- b) Idem, a uma reentrância.
- c) Fossas delimitadas por monoclinais (mergulhos centrípetos).
- d) Conjugados cisalhantes, regime frágil.
- e) Conjugados, regime dúctil.
- f) Fissuras de erupção relacionadas a diques.
- g) e h) Juntas extensionais verticais e veios.
- i) Juntas híbridas verticais.
- j) Juntas cisalhantes verticais.
- k) Juntas híbridas muito inclinadas.
- l) Juntas de cisalhamento de forte mergulho.
- m) Falhas direcionais (mesofalhas).
- n) Falhas normais (mesofalhas).

espessamento crustal dos "thrust belts" e platôs, onde é maior a magnitude das tensões horizontais, nas imediações dos sítios colisionais (BT - "thrust" do embasamento; LR - rampa lateral; R - rampa; FF - dobramento do antepaís; S - soerguimento brusco). Parte da deformação compressiva é transmitida para zonas distantes da colisão, no interior das placas, em faixas relativamente concentradas (CDZ = zona de deformação convergente) e em zonas transpressionais (TP = transpressão; T = transformância) e de transformância continental. As deformações compressivas das placas vão depender muito da preexistência e orientação de descontinuidades e zonas de fraqueza; e, geralmente, estas deformações apresentam aspectos transpressivos. A obliquidade das convergências é muito freqüente.

Uma feição típica das fases compressivas principais no sítio colisional (picos compressivos = fases tectogenéticas) repercute no interior das placas com a inversão de bacias, conseqüente a soerguimentos, migração de depocentros, mudanças de assembléia de fácies sedimentares, e mesmo exposição de algumas partes destas bacias invertidas à erosão.

As tensões compressivas são bastante variáveis em intensidade de um cinturão a outro. Em alguns casos o soerguimento impulsionado por estas tensões chega a extremos de envolver o substrato do "hinterland" em cavalgamentos. Enquanto na Europa, o encurtamento do antepaís alpino é estimado em algumas dezenas de quilômetros, no hinterland asiático (Himalaias) é da ordem de centenas de quilômetros, com registros locais de deformação compressivas a 3000 km do sítio colisional (ao norte da Ásia).

b) Distensão

A presença de zonas distensionais é comum nas bordas do alémpaís e antepaís, paralelas ao sentido da colisão (regime distensivo e transtracional), aproveitando descontinuidades preexistentes ou neogeradas; e disso há farta documentação na bibliografia, consoante feições de falhas, sistemas de riftes (rifes de litosfera ativada), intrusivas fissurais, juntas, embaciamentos, etc.

Teoricamente o regime distensivo complementa (distensão no sentido perpendicular ao encurtamento) e sucede (colapso extensional) às manifestações compressivas do cinturão colisional, estando melhor representadas na Figura 10.1 nas zonas mais distais do "front" (FR = rifte de antepaís, P = bacia "pull-apart", F = estruturas em flor, etc.).

HANCOCK & BEVAN (1987) fizeram notável síntese de estruturas distensionais de antepaís e alémpaís de vários sítios colisionais, conforme mostrado nas Figuras 10.2 e 10.3. Além disso, esquematizaram de forma bastante feliz a dinâmica do processo, em termos de macroestruturas (crustais, litosféricas, extensão local substancial) e mesofraturas (juntas, falhas, extensão mais distribuída em área).

Os riftes gerados como resultado direto da colisão são abordados como

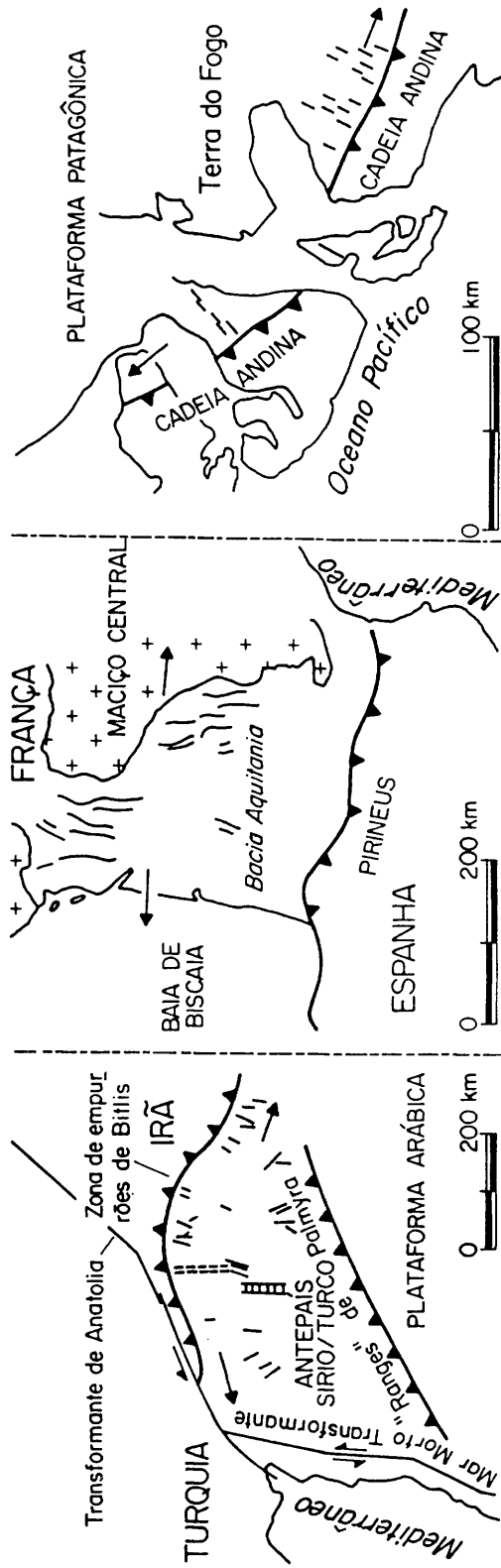


Figura 10.3. - Alguns exemplos esquemáticos de estruturas responsáveis pela extensão lateral do antepaíses e alémpaíses. Veja Figura 10.2 para detalhamentos. Fonte: HANCOCK & BEVAN (1987).

"impactógenos" ou riftes de litosfera ativada, em várias instâncias. Eles geralmente são iniciados como puramente extensionais, mas pode haver mudanças subseqüentes (componentes tardias de transcorrência). São preenchidos por depósitos pós-colisionais. Os clássicos são o Graben do Reno (Europa), o Sistema Baikal (Sibéria), o Shansi, e a "diáspora" chinesas, s.l. (Shaanxi, Norte da China, etc.).

Os eventos extensionais são detectados a grandes distâncias (centenas de quilômetros) do "front" colisional, onde foram transmitidos provavelmente pela porção dúctil da litosfera (embora expressos na porção epidérmica, frágil).

As mesofraturas são tidas como sedes de extensão "pervasiva", geralmente produzem grabens e sistemas de riftes dispostos diagonalmente aos orógenos (SENGÖR et al., 1978; TAPPONNIER et al., 1986) e sistemas conjugados de falhas transcorrentes. O sentido da extensão é quase sempre subparalelo à franja colisional. Geralmente se considera o processo distensional como decorrente da compressão (e portanto, posterior a ela); mas há evidências que a extensão pode anteceder, conviver e suceder francamente (colapso extensional) os regimes compressivos. As fraturas extensionais costumam ser subverticais, seguindo a direção de menor esforço, presumivelmente horizontais no seu início de desenvolvimento.

A transferência da extensão para zonas mais distantes do "front" colisional é feita pelo regime de falhas transcorrentes, em resposta ao cisalhamento. Na zona himalaiana, a extensão quaternária é da ordem de 1 cm/ano, na direção E-W (100°), e este processo de extensão lateral (consórcio de extensão mais cisalhamento) é considerado como suficiente para acomodar polifasicamente cerca da metade do fenômeno de encurtamento devido à colisão.

O Graben do Reno é um rifte extensional (Fig. 10.4) do Eoceno ao Mioceno (desde o Plioceno está sob regime sinistral), com estágios evolutivos coincidindo com a evolução alpina. O clássico rifte do antepaís europeu corresponde ao relaxamento da deformação alpina, e serve de exemplo de uma macroestrutura mundialmente conhecida que conecta o "front" alpino com o Mar do Norte (Fig. 10.5). Todos os seus eventos tectônicos e magmáticos mostram clara vinculação com o desenvolvimento alpino ao sul (ILLIES et al., 1981), sendo seu magmatismo creditado às perturbações do manto derivadas da persistência dos mecanismos de extensão litosférica (RLA→RMA).

c) Cisalhamento simples

Mais para o interior das placas continentais, como reflexo de uma diminuição na intensidade das tensões horizontais, ou em intervalos entre corredores mais contundentes da compressão, predominam os sistemas conjugados de falhamentos transcorrentes. Estes falhamentos servem para levar a deformação dúctil para o interior das placas, dividindo-as em blocos romboédricos de escala continental, e passam a atuar como colimadores de rotas de escape lateral ("extrusão", "escape tectonic"), aliviando a convergência.

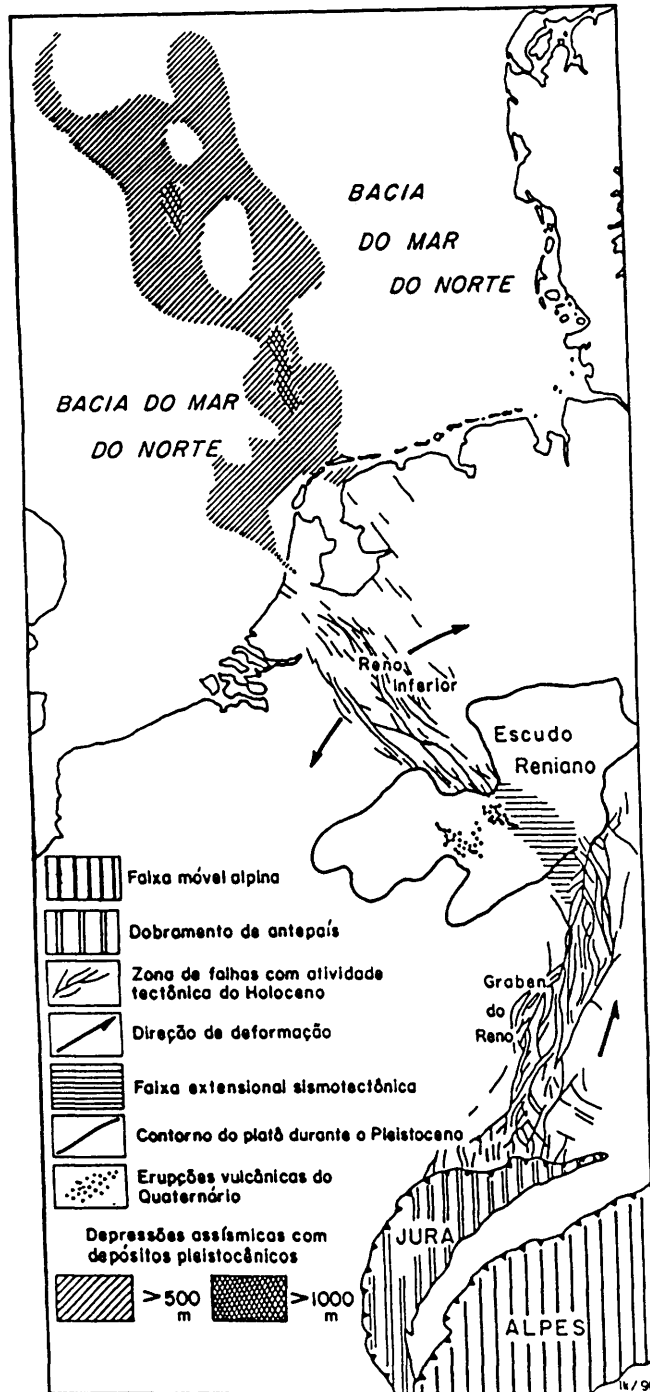


Figura 10.4. - Zona de riftes devido à compressão alpina, combinando o Reno e o Mar do Norte. O Graben do Reno foi inicialmente uma estrutura extensional (Terciário Inferior), que foi modificada para uma zona transcorrente sinistral (desde o Plioceno). A Zona sísmica do escudo reniano é um riftes devido à ductilidade das rochas. O Reno inferior é uma zona extensional ativa. O sulco assísmico do Mar do Norte está instalado sobre um riftes Mesozóico. Extraído de : ILLIES (1981).

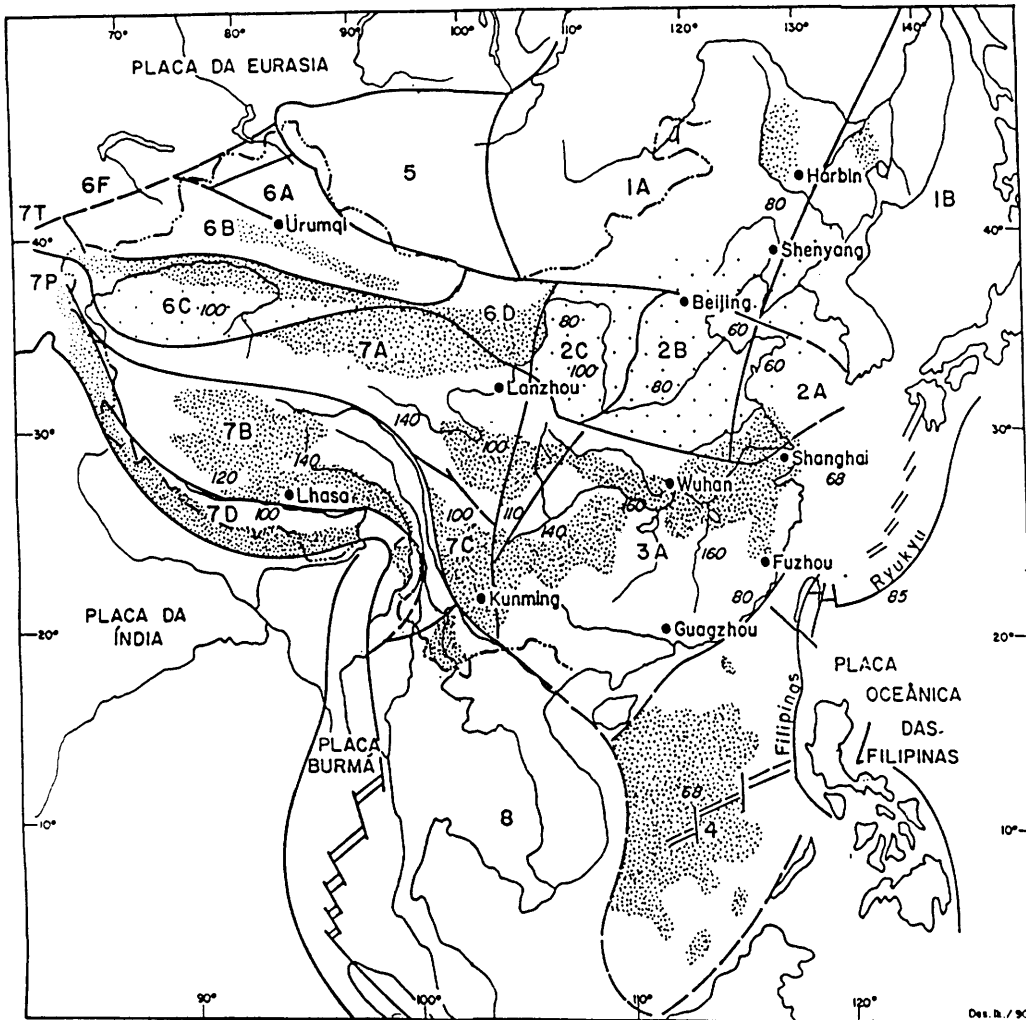


Tabela I - CHAVE PARA AS SUBPLACAS E BLOCOS

SUBPLACAS	BLOCOS	
1 - Heilongjiang (Amur)	A - Changbai	B - Songliao - Hinggan
2 - Norte da China (Sino-Coreano)	A - Península Shandong	B - Norte Jiangsu, Sul do Mar Amarelo
3 - Sul da China (Yangtze)	A - Ordos	
4 - Mar do Sul da China	A - Sul da China, Mar Leste da China	B - Taiwan
5 - Mongólia		
6 - Xinjiang	A - Junggar	D - Alashan
	B - Tianshan	F - Fergana
	C - Tarim	
7 - Tibet (Qinghai-Xizang)	A - Gansu-Qinghai	A - Himalaia
	B - Xizang (Tibet)	P - Pamir
	C - Sichuan-Yunnan	T - Tadznik
8 - Sudeste da Ásia (Indochina)		

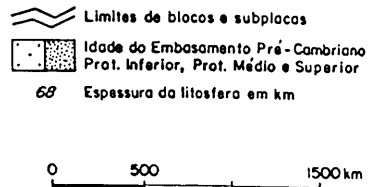


Figura 10.5. - Placas ativas, "subplacas" e blocos tectônicos da China e áreas adjacentes. Veja tabela I para identificação e Figura 7.3. para o contexto mais amplo. Fonte: MA XINGYUAN (1988).

O processo de transcorrência é complexo, pode se aproveitar de anisotropia pretéritas e ocorrer em várias etapas, podendo inclusive reestruturar feições distensionais (impactogênicas) das primeiras fases de colisão.

Às feições de falhas transcorrentes se associam bacias sedimentares de vários tipos, em seus segmentos distensivos e compressivos, de complexa história geológica, "pull apart", em cunha, transtensionais, etc. discutidas por SENGÖR et al. (1985).

Grande parte da convergência continental é absorvida e acomodada por este escoamento para o lado de blocos litosféricos, e que ocorre durante a maior parte da história colisional, consorciado com (ou recortando) as feições estruturais meramente tracionais (impactogênicas) dantes comentadas.

As quantidades de encurtamento continental absorvidas pelo espessamento crustal ("thrust belt", platôs, soerguimento) e pelos sistemas transcorrentes, na Ásia, como em outras regiões são matérias controvertidas. Para TAPPONNIER et al. (1986), cerca de 40% da deformação continental na Ásia foi absorvida pelos falhamentos transcorrentes (vide Figuras 7.3 e 10.1); e, admite ainda, que este processo de extrusão deve ter se alternado no tempo com picos de espessamento. O deslocamento lateral no Tibete, consoante o sistema de falhas transcorrentes, no sentido E-W (100°) é estimado na ordem de 1 cm/ano.

Os processos tectônicos frontais às zonas de colisão são de grande complexidade e extensividade no espaço, com muitas variáveis envolvidas, consórcios de fenômenos, alternância de regimes, etc. Particularmente no clássico quadro asiático, já foi destacada a extensão territorial dos processos, e isto tem reconhecida relação com processos em andamento de abertura oceânica nos mares do sul da China e Andaman (vide Fig. 7.3), e outros de subdução e transformância das placas do Pacífico.

O problema de modelagem, envolvendo os empurrões, a formação de platôs, as falhas transcorrentes (deslocamentos de centenas de quilômetros), a extensão lateral de blocos, etc., tem amplo espectro de abordagem, em várias escalas. Embora inexista ainda o melhor modelo de mecanismos físicos capazes de ajustar satisfatoriamente todas as observações acima, há alguns fatos que devem ser reiterados:

a) alternância complexa de processos de espessamento crustal e extrusão lateral caracterizam a deformação das margens continentais;

b) a colisão continental é um processo global com repercussão sobre uma área muito extensa, com muitos efeitos colaterais;

c) fechamento e colisão continental podem inclusive estar associados, através da extrusão com processo de abertura oceânica e transformância (próximas ou alhures).

A preservação destas deformações nas colisões de grandes blocos no passado tem bons exemplos na periferia dos núcleos cratônicos. Em muitos casos, a passagem cráton (antepaís ou alempaís) para a faixa móvel ("thrust belt") fica difícil de ser marcada na precisão de uma reta. À medida que o conhecimento geológico progride, em todo o mundo, há uma tendência ao "emagrecimento" dos núcleos cratônicos e a discriminação de zonas intermediárias ("maciços marginais", nas designações antigas, fixistas), entre a porção mais estável e a faixa móvel adjacente.

No caso do Cráton do São Francisco, na plataforma Sul Americana estas considerações vêm a calhar em toda sua periferia (multicolisional). Destes foi pinçado o exemplo do sudeste do cráton (Fig. 10.8), onde usualmente o seu limite é representado a altura do Rio Cipó, mas as deformações da faixa do Espinhaço se reproduzem (na cobertura e no embasamento do cráton) por vários quilômetros até o paralelo de Sete Lagoas (mais de 50 km "cráton" adentro).

As Figuras 10.5, 10.6 e 10.7 são auto-explicativas e foram escolhidas de propósito, pois a China (e adjacências) foi sempre a área clássica de processos alegados à ativação. Como são muitas as descontinuidades geotectônicas destes territórios (Fig. 10.5), de primeira ordem, é natural que a região seja mais afetada pelo sistema colisional himalaiano. As estruturas extensionais características da China (Fig. 10.6), ou clássicas "diwas" de Kuo Ta e seguidores tem hoje explicação convincente na "extrusão tectônica" ou "tectônica de escapamento" que atinge toda a ampla faixa perihimalaiana. E, em consonância com esta tectônica, há um magmatismo intracratônico extremamente variado (rochas ácidas a rochas ultramáficas, com muitos termos, ácidos, ácidos a intermediários, intermediários e básicos, etc.) em composição e filiação (cálcio-alcalinos, alcalinos, peralcalinos), onde fica difícil marcar polaridade. Os granitos porfíroides (Fig. 10.7) são freqüentes e associados a grandes fraturas. As intrusivas félsicas (IF) do território chinês chegaram a desafiar as primeiras classificações dos orógenos e de tectônica do interior das placas, até o início da década de 80 (vide BALLY, 1980), e embora ainda tenham vários problemas a serem resolvidos, estão melhor acomodadas nos modelos de extrusão relacionadas à colisão.

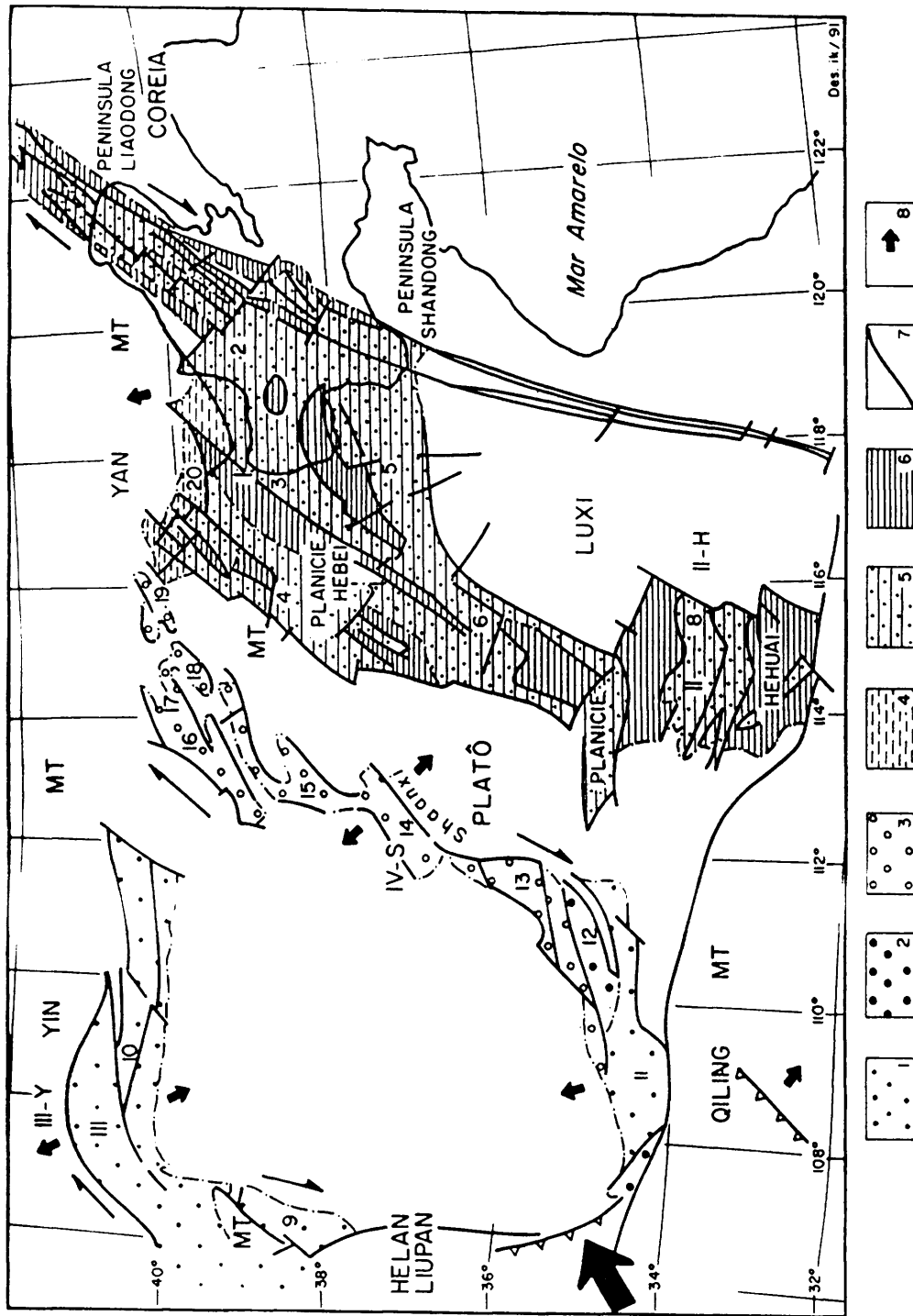


Figura 10.6. - Esquema mostrando o sistema de estruturas extensionais clássicas ("divas" de Kuo Ta) da parte norte da China. A seta do sudoeste está sobre o platô do Tibet e indica a direção da extensão 1- Paleógeno; 2- Mioceno; 3- Plioceno (Shaanxi-Shanxi Rife); 4 Depressões Quaternárias; 5- Depressão Paleógena Oriental; 6- Horst paleógeno oriental; 7- Falhas; 8- Sentido de movimento. Número na figura para controle de localidades. Fonte: HON et al. (1987).

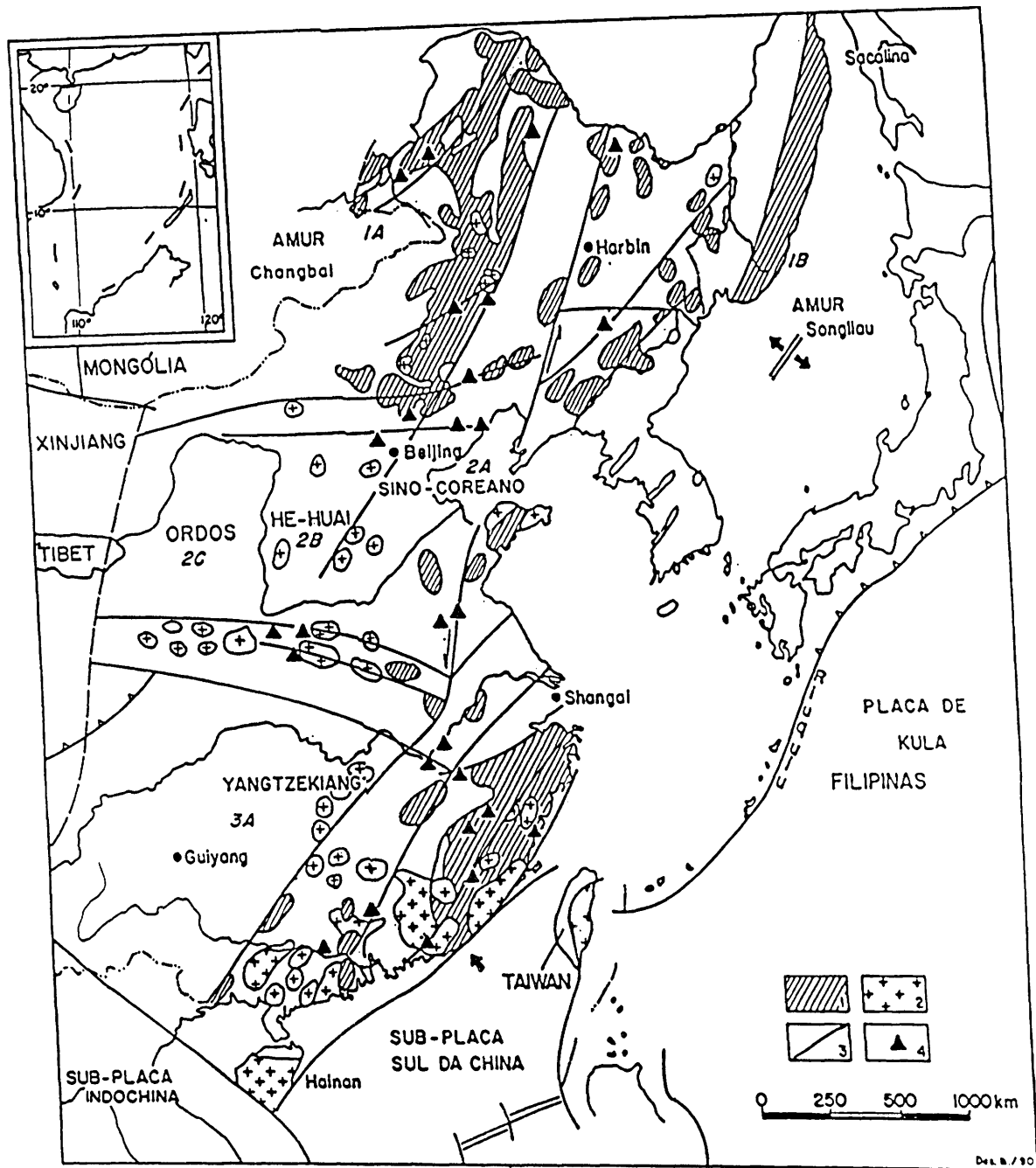


Figura 10.7. - Corpos granitóides mesozóicos e depósitos porfíroides da China Oriental, localizados preferencialmente em faixas de fraturas intraplaca. Cerca de 93% dos corpos pórfiros são controlados por falhamento.

Depósitos de Cu, Mo e Fe associados a material mantélico.

Depósitos de W, Sn e U associados a magma de fusão cristal.

1. Rochas vulcânicas; 2. Rochas intrusivas; 3. Grandes falhas; 4. Depósitos tipo pórfiro.

Fonte: LI BINGLUN et al. (1989).

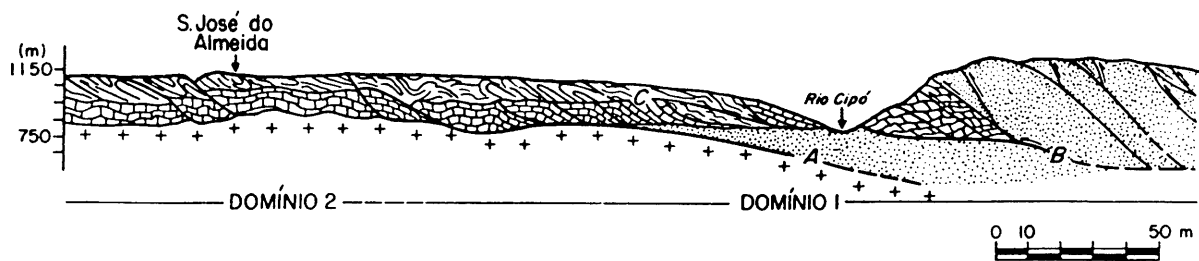


Figura 10.8. - Exemplo brasileiro de compressão na borda do antepaís afetando o interior do cráton, após a colisão. Os empurrões do Supergrupo Espinhaço (pontos) afetando consideravelmente (dobras, falhas, deslocamentos) a cobertura de Supergrupo São Francisco (Grupo Bambuí, margas, argilitos, etc.) sobre o embasamento do Cráton de São Francisco. Fonte: MAGALHÃES (1988).

11. OS SISTEMAS TRANSFORMANTES

11.1. Discussão conceitual preliminar

As definições pretéritas de falhas transformantes, no sentido de passagem de uma placa por outra, sem construção ou destruição (interação conservativa) deverão ficar, por enquanto, restritas às interações de placas litosféricas oceânicas, nos interseptos da crista meso-oceânica.

Nos demais casos de interação, continente-oceano e continente-continente, há um vasto acervo de dados indicando processos importantes que se espraiam lateralmente, envolvendo consideravelmente as margens e o interior das placas adjacentes. Em ambos estes casos, é difícil se separar o que é deformação produzida pela transformância do que é deformação produzida subsequente às fases de subducção ou colisão. Transformância em geral não age sozinha, sendo sempre parte de um contexto mais amplo, global, de interações.

No caso continente-oceano, onde a transformância pode mais claramente mostrar conexão com a subducção - interrompida ou modificada - de litosfera oceânica, o exemplo clássico é o da Falha de San Andreas. Neste caso, realmente, distinguir na deformação das placas os agentes de causa (subducção ou transformância) é mais delicado, porque de fato trata-se de processo interativo, de conjunto (vide Fig. 11.1).

No caso dos processos continentais, que podem ocorrer *in situ*, próximo ou algo afastado dos sítios de convergência, há problemas conceituais a enfrentar (e em pleno debate), na real discriminação dos fenômenos de rejeito direcional ("strike-slip"), entre transcorrentes, transformantes e "wrench" (FREUND, 1974).

Segundo FREUND (1974) estes três tipos de falhamentos têm alguns aspectos comuns no geral (mergulhos fortes, rejeito horizontal, solução de mecanismo focal semelhantes, etc.) mas há características mecânicas e geométricas (e genéticas) que permitem a distinção. Os principais desses aspectos relativos às falhas transformantes seriam:

- a) O deslocamento na transformante não varia ao longo do seu inteiro comprimento.
- b) Nos finais do traço da falha este deslocamento é totalmente transferido para outras feições extensionais, compressionais ou cisalhantes.
- c) Tendem a formas de linhas mais retas ou de arcos de círculos.
- d) Falhas paralelas adjacentes com deslocamento oposto e de mesma magnitude.
- e) As falhas são paralelas às direções de extensão ou de encurtamento nas suas extremidades.

f) As falhas são limites entre placas rígidas. Esta característica aparentemente tão conspícua nem sempre é de consenso amplo, nem de decisão fácil.

A maior concentração estudada destes tipos de estruturas está nas cercanias orientais do Mediterrâneo, do Mar Negro ao Mar Vermelho, de consórcio relativamente tácito entre os processos de acreção (Arábia-África) e colisão (Arábia, África x Eurásia). Há excelentes dados sobre as transformantes do Mar Morto, Suez, Leste Anatólia, Norte Anatólia, etc., todas com repercussões geomórficas, tectônicas, sedimentares, magmáticas nas zonas de falha principalmente, mas também, para longe delas. Inclusive, existem publicações de simpósios especialmente conduzidas nestas áreas (vide *Tectonophysics*, V.80, 1981 e V.141, 1987, por exemplo), que mostram que a até algumas centenas de quilômetros do traço principal de transformante estão mais ou menos registrados processos tectônico sedimentares, vulcanismo, plutonismo, incidência de sismicidade importante, etc.

Em alguns casos de blocos litosféricos situados entre transformantes, pode ocorrer franco espraiamento destes processos tectono-magmáticos por toda a extensão da placa (como no caso da microplaca do Sinai (vide Fig. 11.2).

Nem sempre é fácil se distinguir e se caracterizar o processo de transformância no interior dos continentes, com a precisão desejada, e de acordo com os parâmetros geométricos e mecânicos tabulados por FREUND (1974). Algumas grandes zonas de cisalhamento continentais (Great Glen, Senador Pompeu, Transbrasiliano, "Mid-Continent", etc.) e até mesmo algumas faixas móveis vestigiais, como Limpopo, parte central do Damara, etc. têm - de vez em quando - sido postuladas como expressão de transformância continental. E nestes casos, de conhecimento geológico e geofísico insuficiente, fica difícil a abordagem e a análise crítica.

Alguns exemplos são boa forma para caracterizar os sistemas transformantes como causadores de processo tectono-sedimentares e magmáticos intraplacas. Mesmo porque muitas das feições assim produzidas, em passado recente, foram acontecidas no bojo de ativação de plataformas.

Manifestações tectônicas (falhas, falhas anastomosadas, deslocamentos, bacias "pull-apart", altos estruturais), sedimentares (bacias com vulcânicas e clásticos imaturos, várias bacias tracionais "pull-apart"), magmatismo (vulcânicas, fontes termais) e outras feições geomórficas ("sag pounds", "island-like hills", capturas, etc.) e sísmicas associadas são muito importantes ao longo do traço principal das transformantes. Algumas delas somando extensão de milhares de quilômetros e com registros de períodos de atividade intensa alternando com fase de relativa quiescência. Antes de tudo, as falhas/sistemas transformantes são uma expressão de extraordinário apelo na paisagem, configurações realmente marcantes.

Mas, interessa aqui a extensão destas manifestações e processos tectônicos para próximo e longe para longe dos traços de falhas principais.

11.2 Interação Continente-Oceano

O exemplo clássico desse tipo de interação é no oeste dos Estados Unidos (placa continental X placa do Pacífico), como consequência do processo de subducção. Segundo SMITH (1977) esta falha impinge deformações, e campos de tensões que podem chegar a cerca de 1500 km continente a dentro, traduzidos em diversas feições.

Os movimentos relativos entre as placas são estimados em 5,5 cm/ano, dos quais há uma fração, de quase metade, convertida em deformação intraplaca (zonas de extensão, zonas de compressão, etc.), compondo intrincado conjunto de blocos litosféricos - chamados de subplacas - em processo geral de movimentação para noroeste.

Há dados sísmicos (BURCHFIELD, 1980) que sugerem que o sistema San Andreas está aparentemente confinado aos 40 km da litosfera continental, estando esta parcela, mais rúptil, superior, separada por uma ampla zona de cisalhamento subhorizontal (que funciona como horizonte de baixa velocidade). Fenômenos de deslaminção de uma ou mais camadas da litosfera continental, podem ocorrer em decorrência deste tipo de interação, e se ajustar melhor aos processos deformacionais detectados no interior da placa continental.

Nas Figuras 11.1 e 11.2 anexas, extraídas de SMITH (1977), é possível avaliar a geração de campos de esforços, tracionais e compressionais, por ampla área placa a dentro, utilizando a interpretação de dados sísmicos modernos. Os eventos tectônicos e magmáticos e sedimentares (e sísmicos) desta porção ocidental dos Estados Unidos dos últimos 30 anos para os nossos dias são muito extensivos e importantes, e neles há cota considerável devido ao sistema de San Andreas. Lamentável e principalmente os acontecimentos sísmicos drásticos, muito divulgados pelas consequências de prejuízos materiais e humanos que têm acarretado neste século.

11.3 Interação continente-continente

a) Um sistema clássico e exuberante de sistemas transformantes é aquele da Anatólia (Norte Anatólia e Este Anatólia), cujos braços principais formam um ângulo agudo que se encontra em Karloiva (junção tríplice, FFT) a sul sudoeste do Mar Negro, e por conseguinte engloba toda a parte central e centro-ocidental da Turquia. Trata-se de um sistema (SENGÖR, 1979; SENGÖR & KIDD, 1979) que isola uma cunha de litosfera continental (Placa da Anatólia), com tendência a movimento para oeste - para o Mediterrâneo - como expressão de alívio da colisão entre as placas da Eurásia (ao norte, Mar Negro) e Arábica, ao sul. Esta colisão expulsa para oeste a cunha/placa da

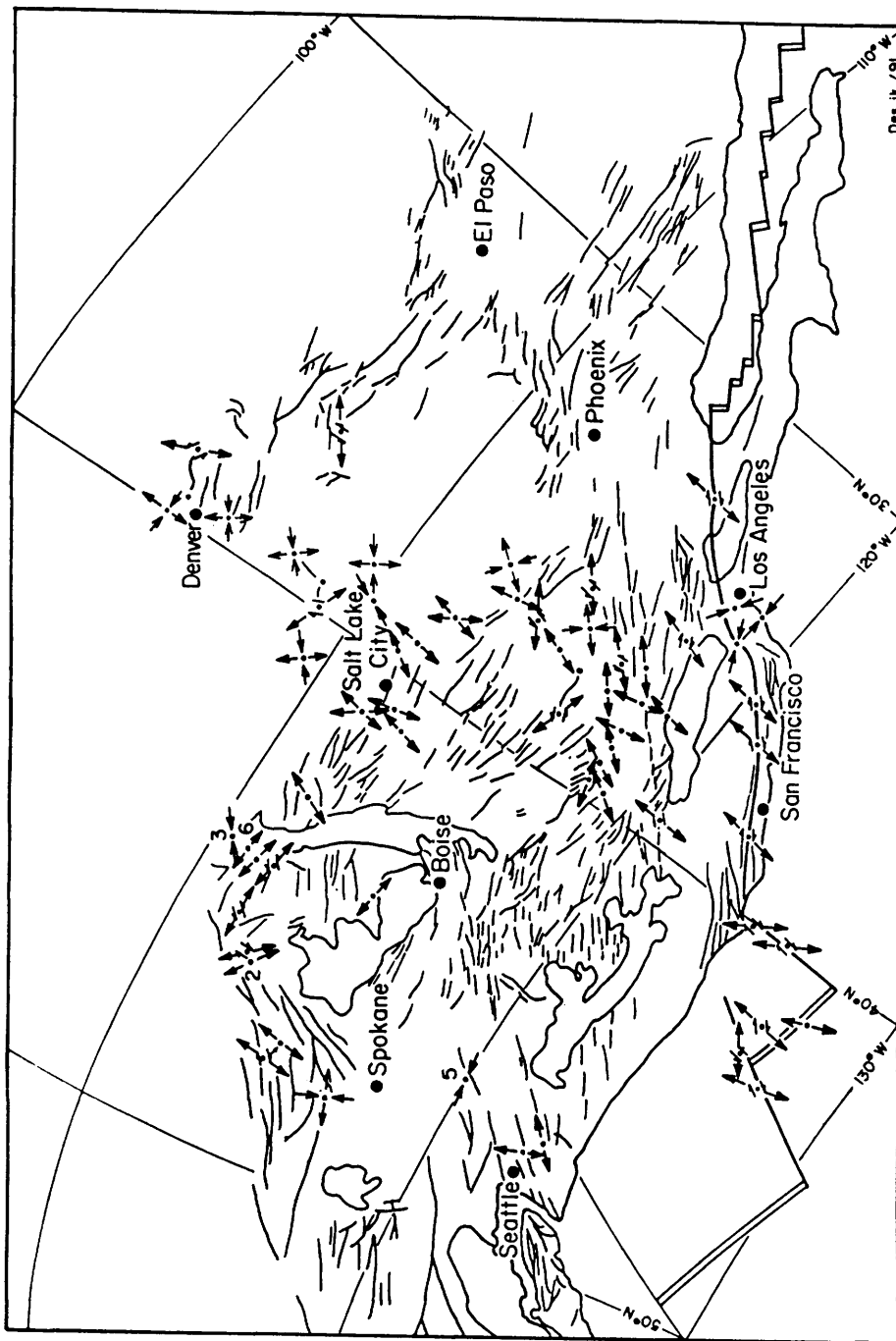


Figura 11.1. - Cerca de 60 dados de solução de plano focal de sismos e 8 (setas brancas) medidas de esforços *in situ* no presente quadro do oeste dos Estados Unidos. Em destaque, na parte de baixo da figura a Falha de San Andreas, separando a Placa Norte-Americana (a leste) da Placa do Pacífico Oriental. Fonte: SMITH (1977).

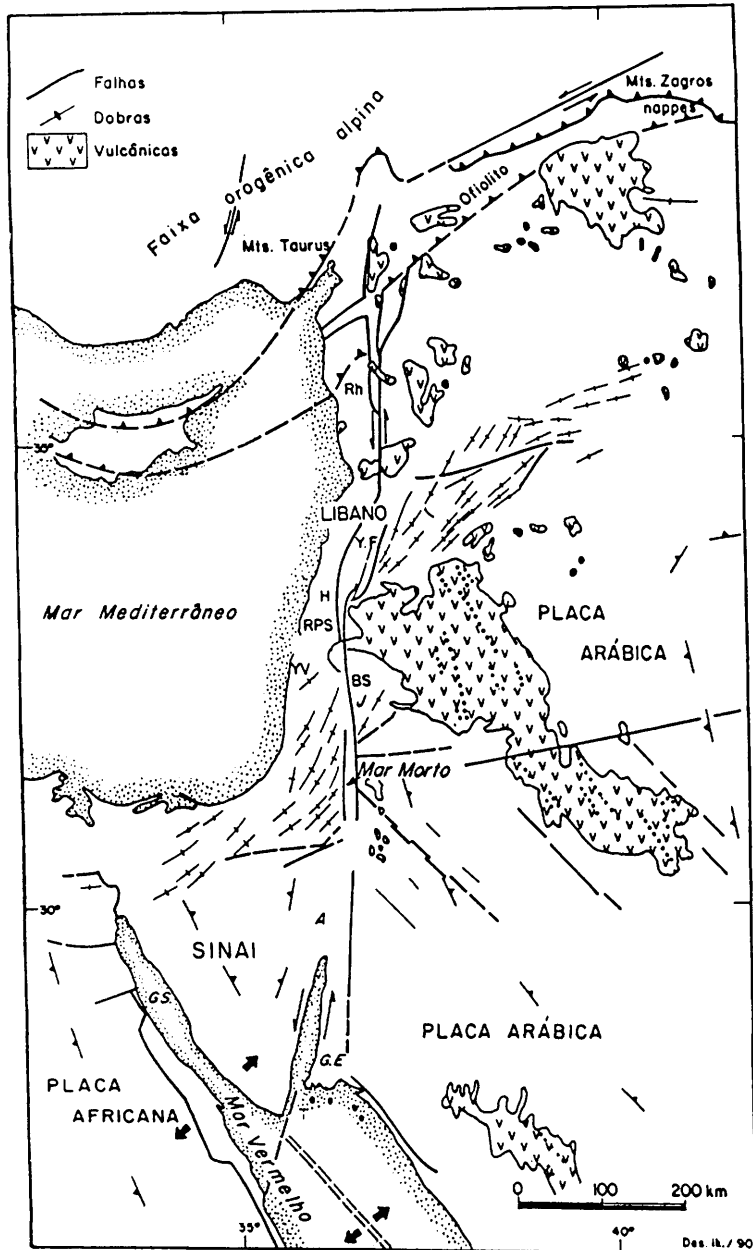


Figura 11.2. - Esquema geológico genérico do sistema transformante do Mar Morto, destacando-se estruturas e magmatismo associado, atingindo as placas interagentes: Arábica, Sinai, Africana.

Rh = Depressão de Rhab; YF = Falhas Yammuneh; H = Depressão Hula; RPS = Rosh Pinna; YV = Vale Yizrell; BS = Bet Shean; J = Vale do Jordão; A = Arava; GE = Golfo de Aqaba; GS = Golfo de Suez.

Fonte: GARFUNKEL (1981).

Anatólia, que é um bloco litosférico de dimensão considerável, balizado por transformantes.

Estas transformantes, que têm os Lagos Tuz e Aksehir na bissetriz do ângulo agudo que formam, trazem todas as características sísmicas/geofísicas e geológicas significativas: bacias "pull-apart", lagos, zonas miloníticas, capturas, etc., desenvolvidos no Terciário Superior para hoje.

Na placa da Anatólia (Ásia Menor) formaram-se desde o Terciário um sem número de depressões balizadas por falhas (regime extensional, depressões alongadas chamadas de "ovas"), preenchidas por sedimentos do Terciário Superior e Quaternário, alguns com vulcanismo basáltico associado. Além dessas "ovas", e em continuidade com elas está o sistema de grabens E-W do Mar Egeu (extensão norte-sul), iniciado desde o Mioceno. O regime extensional propagou-se de oeste para leste, do Egeu (máximo) para Karlova (zero), ponto de encontro das duas zonas de falha.

Por toda superfície da Anatólia (Fig. 11.4) os efeitos deste sistema transformante (falhas, zonas extensionais, bacias, "ovas", vulcanismo, sismicidade, atividades geomórficas diversas, etc.) tem sido fatores dominantes de evolução, deixando claro o poder de deformação intracontinental, emanado da interação "conservativa" continente-continente.

b) Outro exemplo clássico, desta capacidade de gerar esforços e deformação para o interior remoto das placas, é o sistema do Mar Morto (que ao norte se une ao da Anatólia) - Golfo de Suez, que envolve a microplaca do Sinai.

A falha do Mar Morto (entre Arábia e Sinai) tem extensão de mais de 1000 km, sismicamente ativa, e comprovadamente extrapola esforços e deformações para longe das placas que separa (Figs. 11.2 e 11.3), segundo GARFUNKEL (1981).

Ao longo do rifte principal há uma série de feições geomórficas e estruturais (bacias "pull-apart", domos, rejeitos direcionais, etc.) diversificadas, além de centros magmáticos (diques ácidos e básicos, condutos de aparelhos vulcânicos, et.), conforme EYAL et al. (1981). E, muitas destas manifestações se estendem às placas limítrofes.

O enxame de diques do Sinai praticamente guarda continuidade com as estruturas extensionais oriundas do Mar Vermelho, mais ao sul. Na parte mais ao norte do Mar Morto, o vulcanismo é mais efetivo, com anomalias do manto mais francas, e a litosfera como um todo bem mais deformada (EYAL et al., op.cit.). Mais para o norte, a deformação acresce bastante, ficando difícil se discriminar as estruturas geradas em resposta aos deslocamentos transformantes daqueles advindos das frentes colisionais dos Zagros ("Bittlis thrust").

Nos casos usados como exemplos (Sinai, Anatólia), na escala global, não se pode deixar de registrar o amplo esquema colisional África-Eurásia. Na escala de detalhe ou de semi-detalhe é que estas manifestações estruturais e magmáticas são enfatizadas, e relacionadas aos sistemas transformantes. Estas, na verdade, são apenas parcelas, como outras (platôs, flexuras do antepaís,

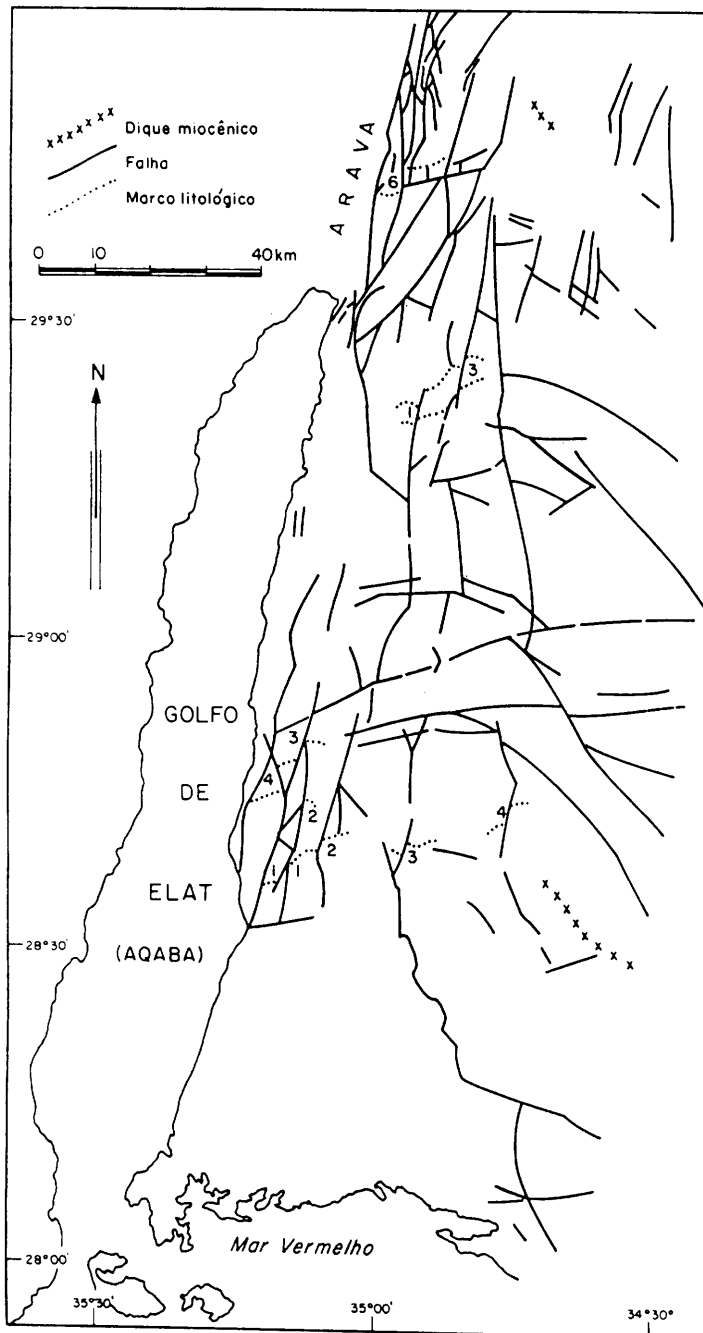


Figura 11.3. - Os acontecimentos tectônicos (falhas) e magmáticos (diques) na placa árabe, no ramo sul da transformante do Mar Morto, a leste do Golfo de Elat (Aqaba). Os números indicam os "offsets" em km dos marcos litológicos. Fonte: EYAL et al. (1981).

frentes transpressionais, etc.) causadas pelas megassuturas colisionais (DEWEY et al., 1986; SENGÖR, 1979). Mas, como dito no início deste capítulo, a designação de "falhas conservativas" dos primórdios da identificação é imprecisa e deve ser revista.

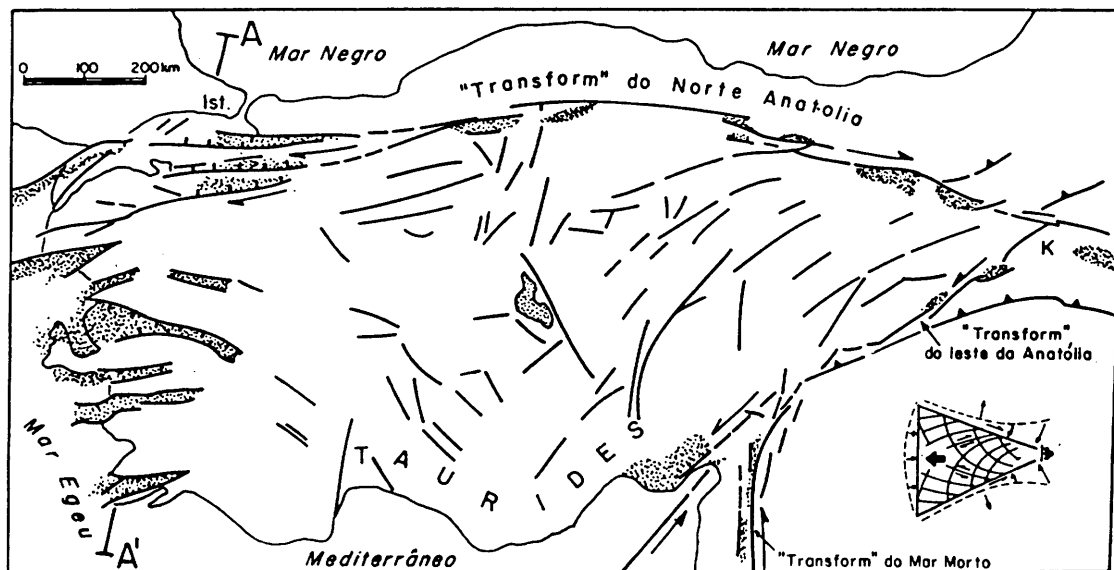


Figura 11.4. - Versão simplificada dos limites de placas e zonas próximas dos limites e as falhas responsáveis pelas "ovas" da Anatólia. Linhas espessas = falhas; pontinhos = sedimentos. .
 A figura geométrica do canto direito esquematiza o processo de extrusão para oeste do bloco/cunha da Anatólia e a extensão para norte e para sul.
 Fonte: SENGÖR (1979).

12. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALLEGRE, C. (1982) Les premiers jours de la Terre. **Pour La Science**, 51:72-88.
- ALMEIDA, F.F.M. (1967) Origem e evolução da plataforma brasileira. **Boletim Divisão de Geologia e Mineralogia**, (241):1-36.
- ALMEIDA, F.F.M. (1969) Diferenciação tectônica da plataforma brasileira. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33., Salvador, 1969. **Anais**. Salvador, SBG. p.29-40.
- ALMEIDA, F.F.M. (1972) Tectono-magmatic activation of the South American Platform and associated mineralizations. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 214., Montreal, 1972. **Proceedings**. Montreal, IUGS. Sect.3, p.339-346.
- ALMEIDA, F.F.M. (1976) The system of continental rifts bordering the Santos Basin, Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, (Suplemento), 48:15-26.
- ALMEIDA, F.F.M. (1983) Relações tectônicas das rochas alcalinas da região meridional da plataforma Sul-Americana. **Revista Brasileira de Geociências**, 13(3):139-158.
- ALMEIDA, F.F.M. (1989) The igneous record of the mesozoic activation of South American platform. **Geotectonica et Metallogenia**, 13(4):308-325.
- ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B.B. (1976) The Upper Precambrian of South America. **Boletim IG**, 7:45-80.
- ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B.B.; FUCK, R.A. (1977) Províncias estruturais brasileiras. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 7., Campina Grande, 1987. **Atas**. Campina Grande, SBG. p.363-392.
- ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B.B.; FUCK, R.A. (1981) Brazilian structural provinces: an introduction. **Earth Science Review**, 17(1-2):1-29.
- ALMEIDA, F.F.M. & HASUI, Y., coords. (1984) **O Pré-Cambriano do Brasil**. São Paulo, Edgard Blücher. 378p.

- ALMEIDA, F.F.M. & CARNEIRO, C.D.R. (1987) Magmatic occurrences of post-permian age of the South American platform. **Boletim IG-USP, Série Científica**, 20:71-85.
- ALMEIDA, F.F.M.; CARNEIRO, C.D.R.; MACHADO Jr, D.L.; DEHIRA, L.K. (1988) Magmatismo pós-paleozóico do Nordeste Oriental do Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**, 18(4):451-462.
- ALMEIDA, F.F.M. & CARNEIRO, C.D.R. (1989) The igneous record of the Mesozoic Activation of South American platform. **Geotectonica et Metallogenia**, 13(4):308-325.
- AMARAL, G. (1974) **Geologia pré-cambriana da região Amazônica**. São Paulo, 212p. (Tese de Doutorado - Instituto de Geociências/USP).
- ANDERSON, D.L (1981) A global geochemical model for the evolution of the mantle. In: O'CONNEL, R.J. & FYFE, W.S. (eds.). **Evolution of the earth**. Washington, American Geophysical Union. p.6-18 (Geodynamics series, 5).
- ANDERSON, D.L (1984) The earth as a Planet: paradigms and paradoxes. **Science**, 223(4634):347-355.
- ANDERSON, D.L & DZIEWONSKI, A.M. (1984) Seismic tomography. **Scientific American**, 251(4):58-66.
- ANDERSON, O.L (1981) Temperature profiles in the earth. In: O'CONNEL, R.J. & FYFE, W.S. (eds.). **Evolution of the earth**. Washington, American Geophysical Union. p.19-27. (Geodynamics series, 5).
- ARGAND, E. (1924) La tectonique de l'Asie. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 13., Bruxelles, 1922. **Compt Rendus**. Bruxelles, p.171-372.
- ARTYUSHIKOV, E.V.; SHLESINGER, A.E.; YANSHIN, A.L (1980) The origin of vertical crustal movements within lithospheric plates. In: BALLY, A.W.; BENDER, P.L.; MCGICHIN, T.R.; WALCOTT, R.I. (eds.). **Dynamics of plate interiors**. Washington, American Geophysical Union. p.37-51 (Geodynamics series, 1).

- ASHWAL, L.D. & BURKE, K. (1989) African lithospheric structure, volcanism, and topography. **Earth and Planetary Science Letters**, **96**:8-14.
- ASMUS, H.E. (1984) Geologia da margem continental brasileira. In: SCHOBENHAUS, C.; CAMPOS, D.A.; DERZE, G.R.; ASMUS, H.E. (coords.) **Geologia do Brasil: texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais**, escala 1:2500.000. Brasília, DNPM, p.443-472.
- ASMUS, H.E. & FERRARI, A.L. (1978) Hipótese sobre a causa do tectonismo cenozóico na região sudeste do Brasil. In: **PROJETO REMAC: aspectos estruturais da margem continental leste e sudeste do Brasil**. Rio de Janeiro, PETROBRÁS, CENPES, DINTEP. p.77-87 (Série Projeto REMAC, 4).
- ASSUMPCÃO, M.; SUAREZ, G.; VELOSO, J.A. (1985) Fault plane solutions of intraplates earthquakes in Brazil: some constraints on the regional stress field. **Tectonophysics**, **113**(3/4):183-193.
- ATWATER, T. (1970) Implications of plate tectonics for the Cenozoic tectonic evolution of western North America. **Geological Society of America Bulletin**, **81**:3513-3530.
- BAKER, B.H. & MORGAN, P. (1981) Continental rifting: progress and outlook. **EOS Transactions American Geophysical Union**, **62**(29):585-586.
- BALLY, A.W. (1980) Basins and subsidence - a summary. In: BALLY, A.W.; BENDER, P.L.; McGETCHIN, T.R.; WALCOTT, R.I. (eds.). **Dynamics of plate interiors**. Washington, American Geophysical Union. p.5-20 (Geodynamics series, 1).
- BALLY, A.W. (1981) Thoughts on the tectonics of folded belts. in: McCLAY, K.R. & PRICE, N.J. (eds.). **Thrust and nappe tectonics**. Oxford, Blackwell. p.13-22 (Geological Society of London. Special Publication).
- BALLY, A.W. & SNELSON, S. (1980) Realms of subsidence. In: MIAL, A.D. (ed.). **Facts and principles of world petroleum occurrence**. Calgary, Canadian Society of Petroleum Geologists. p.1-94. (Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir, 6).

- BALLY, A.W.; BENDER, P.L.; McGETCHIN, T.R.; WALCOTT, R.I. (1980) **Dynamics of plate interiors**. Washington, American Geophysical Union. 162p. (Geodynamics series, 1).
- BATES, R.L. & JACKSON, J.A.A (1980) **Glossary of Geology**. 2.ed. Falls Church, American Geological Institute. 751p.
- BATES, R.L. & JACKSON, J.A. (1987) **Glossary of Geology**. 3.ed. Alexandria., American Geological Institute. 788p.
- BELOUSSOV, V.V. (1962) **Basic problems in geotectonics**. New York, McGraw Hill. 816p.
- BELLOUSSOV, V.V. (1980) **Geotectonics**. Berlin. Springer-Verlag. 330p.
- BELOUSSOV, V.V. (1990) Tectonosphere of the Earth: upper mantle and crust interaction. **Tectonophysics**, 180:139-183.
- BEN-AVRAHAM, Z.; NUR, A.; COX, A. (1981) Continental accretion: from oceanic plateaus to allochthonous terranes. **Science**, 213(4503):47-54.
- BERGERAT, F. (1987) Stress fields in the European platform at the time of Africa-Eurasia collision. **Tectonics**, 6(2):99-132.
- BEURLEN, K. (1967) A estrutura geológica do nordeste do Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 21., Curitiba, 1967. **Anais**. Curitiba, SBG. p.151-158.
- BHATTACHARJI, S. & KOIDE, H. (1987) Theoretical and experimental studies of mantle upwelling, penetrative magmatism, and development of rifts in continental and oceanic crusts. **Tectonophysics**, 143(1-3):13-30.
- BLACK, R.; LAMEYRE, J.; BONIN, B. (1985) The structural setting of alkaline complexes. **Journal of Africa Earth Sciences**, 3(1-2):5-16.
- BOGOLEPOV, K.V. (1974) Tectonic nomenclature and classification of the principal structural elements of the crust. **Geotectonics**, (4):251-255.

- BOSS, A.P. & SACKS, I.S. (1985) Formation and growth of deep mantle plumes. **The Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society**, 80:241-255.
- BOTT, M.H.P. (1976) Formation of sedimentary basins of graben type by extension of the continental crust. **Tectonophysics**, 36(1/3):77-86.
- BOTT, M.H.P. (1980) Mechanisms of subsidence of passive continental margins. In: BALLY, A.W.; BENDER, P.L.; McGETCHIN, T.R.; WALCOTT, R.I. (eds.) **Dynamics of plate interiors**. Washington, American Geophysical Union. p.27-35. (Geodynamics series, 1).
- BOTT, M.H.P. (1981) Crustal Doming and the mechanism of continental rift. **Tectonophysics**, 73(1/3):1-8.
- BOTT, M.H.P. & MITHEN, D.P. (1983) Mechanism of graben formation - the wedge subsidence hypothesis. **Tectonophysics**, 94:11-22.
- BOTT, M.H.P. & KUSZNIR, N.J. (1984) The origin of tectonic stress in the lithosphere. **Tectonophysics**, 105:1-13.
- BRIDGWATER, D. & WINDLEY, B.F. (1973) Anorthosites, post-orogenic granites, acid volcanic rocks and crustal development in the North Atlantic shield during the mid-proterozoic. In: SYMPOSIUM ON GRANITES GNEISSES AND RELATED ROCKS. Salisburg, 1971. p.307-316. (Geological Society of South Africa, Special Publication, 3).
- BRIDGWATER, D.; SUTTON, J.; WATTERSON, J. (1974) Crustal downfolding associated with igneous activity. **Tectonophysics**, 21:57-77.
- BRITO NEVES, B.B. (1986) Tectonic regimes in the proterozoic of Brazil. in: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 12., João Pessoa, 1986. **Atas**. João Pessoa, SBG. p.235-251.
- BRITO NEVES, B.B.; TEIXEIRA, W.; TASSINARI, C.C.G.; KAWASHITA, K. (1989) Contribution to the geochronological subdivision of Precambrian of the South America. **Revista Brasileira de Geociências**, 20:267-271.

- BROWN, G.C. & MUSSET, A E. (1981) **The Inaccessible Earth**. London. George Allen & Unwin, 235p.
- BROWN, W.G. (1988) Basement involved tectonics foreland areas. **AAPG Education Course Note Series**, 26:1-92.
- BURCHFIEL, B.C. (1980a) Eastern European Alpine system and the carpathian orocline as an example of collision tectonics. **Tectonophysics**, 63:31-61.
- BURCHFIEL, B.C. (1980b) Plate tectonics and the continents; a review. In: NATIONAL RESEARCH COUNCIL GEOPHYSICS STUDY COMMITTEE (ed.). **Continental Tectonics**. Washington, National Academy of Sciences. p.15-25.
- BURCHFIEL, B.C. & BLEAHU, M. (1976) **The geology of Romania**. Boulder, G.S.A. 82p. (Geological Society of America. Special Paper, 158).
- BURKE, K. (1980) Intracontinental rifts and aulacogens. In: NATIONAL RESEARCH COUNCIL (ed.). **Continental Tectonics**. Washington, National Academy of Science. p.42-49. (Studies in Geophysics).
- BURKE, K. & ASHWAL, L. (1989) Plate tectonics and thermal behavior of the earth during the precambrian. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 28., WASHINGTON, 1989. **Abstracts**. Washington, International Union of Geological Sciences. V.1, p.1/216.
- BURKE, K.C. & WILSON, J.T. (1976) Hotspots on the earth's surface. **Scientific American**, 235(2):46-59.
- CAMPOS, J.N.; MAURO FILHO, A.; FILHO, C.M.; MURAKAMI, C.Y. (no prelo) Evolução tectônica e sedimentar da Bacia do Solimões. Amazonas, Brasil. Petrobrás/Depex.
- CHANG, H.K.; MIRANDA, F.P.; MAGALHÃES, L.; ALKMIM, F.F. (1988) Considerações sobre a evolução tectônica da Bacia do São Francisco. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35., Belém, 1986. **Anais**. Belém, SBG. V.5. p.2076-2090.
- CHEN GUODA (1984) On the geotectonic nature of the Fen-Wei Graben a rift type Diwa

(geodepression) system. **Geotectonica et Metallogenia**, 8(4):319-326.

CONDIE, K.C. (1976) **Plate tectonics and crustal evolution**. New York, Pergamon Press. 288p.

CONDIE, K.C. (1982) **Plate tectonics and crustal evolution**. 2ed. New York, Pergamon Press. 310p.

CONDIE, K.C. (1989) **Plate tectonics and crustal evolution**. 3ed. Oxford, Pergamon Press. 476p.

CONEY, P.J. (1972) Cordilleran tectonics and North America plate motion. **American Journal of Science**, 272:603-678.

CONEY, P.J. (1987) The regional tectonic setting and possible causes of Cenozoic extension in the North American Cordillera. In: COWARD, M.P. (ed.). **Continental extensional tectonics**. Oxford, Geological Society by Blackwell. p.177-186. (Geological Society special publication, 28).

CONEY, P.J. & NREYNOLDS, S.J. (1977) Cordilleran Benioff zones. **Nature**, 270:403-406.

CORDANI, U.G.; BRITO NEVES, B.B.; FUCK, R.A.; PORTO, R.; THOMAS FILHO, A.; CUNHA, F.M.B. (1984) Estudo preliminar da integração do Pré-Cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras. **Ciência-Técnica-Petróleo. Seção Exploração de Petróleo**, (15):1-70.

COX, A. & HART, R.B. (1986) **Plate Tectonics, how it works**. Boston, Blackwell, 397p.

COWARD, M.P. & RIES, A.C. (1986) **Collision tectonics**. Oxford, Blackwell. 415p. (Geological Society Special Publication, 19).

COWARD, M.P.; DEWEY, J.F.; HANCOCK, P.L. (1987) **Continental extension tectonics**. Oxford, Geological Society by Blackwell. 637p. (Geological Society Special Publication, 28).

CROSS, T.A. & PILGER, R.H. (1982) Controls of subduction geometry, location of magmatic arcs, and tectonics of arc and back-arc region. **The Geological Society of America Bulletin**, 93:545-562.

CROUGH, S.T. (1979) Hot spot epeirogeny. **Tectonophysics**, 61:321-333.

- CROUGH, S.T. (1983) Hot spot swells. **Annual Review of Earth and Planetary Science**, **11**:165-193.
- CUI SHENGOIN & LI JINRONG (1988) Mesozoic and cenozoic tectonic process of northwest pacific continental margin. In: **PROGRESS IN GEOSCIENCES OF CHINA (1985-1988): papers to 28th IGC**. Beijing, Geological Publishing House. V.3, p.115-120.
- DAMON, P.E. (1979) Continental uplift at convergent boundaries. **Tectonophysics**, **61**(1-3):307-320.
- DAMON, P.E. (1983) Continental uplift compensation and shunting during trench-spreading center collision. **Tectonophysics**, **99**(1):T1-T8.
- DAVIES, G.F. (1984) Geophysical and isotopic constraints on mantle convection: an interim synthesis. **Journal of Geophysical Research**, **89**:6017-6040.
- DEWEY, J.F. & BIRD, J.M. (1970a) Mountain belts and the new global tectonics. **Journal of Geophysical Research**, **75**(14):2625-2647.
- DEWEY, J.F. & BIRD, J.M. (1970b) Plate tectonics and geosynclines. **Tectonophysics**, **10**(5-6):625-638.
- DEWEY, J.F. & BURKE, K. (1974) Hot spots and continental break-up: implications for collisional orogeny. **Geology**, **2**(1):57-60.
- DEWEY, J.F. (1980) Episodicity, sequence and style at convergent plate boundaries. In: STRANGWAY, D.W. (ed.). **The continental crust and its mineral deposits**. Toronto, Geological Association of Canada. p.553-574. (The Geological Association of Canada, sp.paper, 20).
- DEWEY, J.F. (1988) Extensional collapse of orogens. **Tectonics**, **7**(6):1123-1139.
- DEWEY, J.F. & PITMAN III, W.C. (1984) **The origin and evolution sedimentary basins**. 397p. (Curso de tectônica de bacias, Ouro Preto, 1984).
- DEWEY, J.F.; HEMPTON, M.K.; KIDD, W.S.F.; SAROGLU, F.; SENGÖR, A.M.C. (1986) Shortening of continental lithosphere: the neotectonics of Eastern Anatolia - a young collision zone. In:

- COWARD, M.P. & RIES, A.C. (eds.). **Collision Tectonics**. Oxford. Blackwell, p.3-36. (Geological Society Special Publications, 19).
- DRURY, M.J. (1989) The heat flow-heat generation relationship: implications for the nature of continental crust. **Tectonophysics**, **164**(2/4):93-106.
- EMSLIE, R.F. (1978) Anorthosite massifs, rapakivi granites and late proterozoic rifting of North America. **Precambrian Research**, **7**:61-98.
- EPP, D. (1984) Possible perturbations to hot spot traces and implications for the origin and structure of the Line Islands. **Journal of Geophysical Research**, **89**(11):273-286.
- ETHERIDGE, M.A.; RUTLAND, R.W.R.; WYBORN, L.A. I. (1987) Orogenesis and tectonic process in the Early to Middle Proterozoic of Northern Australia. In: KRÖNER, A. (ed.). **Proterozoic lithospheric evolution**. Boulder, American Geophysical Union. p.131-147. (Geodynamics Series, 17).
- EYAL, M.; EYAL, Y.; STEINITZ, G. (1981) The tectonic development of the western margin of the Gulf of Elat (Aqba) rift. **Tectonophysics**, **80**(1/4):39-60.
- FAHRIG, W.F. (1987) The tectonic settings of continental mafic dike swarms: failed arm and early passive margin. In: HALLS, H.C. & FAHRIG, W.F. (eds.). **Mafic dike swarms**. St.John's, G.A.C. p.331-388, (Geological Association of Canada special paper, 34).
- FERREIRA, F.J.F. (1982) **Integração de dados aeromagnéticos e geológicos: configuração e evolução tectônica do arco de Ponta Grossa**. São Paulo, 170p. (Dissertação de Mestrado - Instituto de Geociências/USP).
- FITCH, T.J. (1970) Earthquake mechanisms in the Himalayan, Burmese and Andaman regions and continental tectonics in Central Asia. **Journal of Geophysical Research**, **75**(14):2699-2709.
- FORSYTH, D. & UYEDA, S. (1979) On the relative importance of driving forces of plate motion. Royal Astronomical Society, **Geophysical Journal**, **43**(1):163-200.

- FREUND, R. (1974) Kinematics of transform and transcurrent faults. **Tectonophysics**, 21:93-134.
- FUCHS, K.; BONJER, K.P.; GAJEWSKI, D.; LUSCHEN, E.; PRODEHL, C.; SANDMEIER, K.J.; WENZEL, F.; WILHELM, H. (1987) Crustal evolution of the Rhinegraben area. 1. Exploring the lower crust in the Rhinegraben rift by unified geophysical experiments. **Tectonophysics**, 141:261-275.
- GARFUNKEL, Z. (1981) Internal structure of the Dead Sea leaky transform (rift) in relation to plate kinematics. **Tectonophysics**, 80(1/4):81-108.
- GIBBS, A.K. (1987) Contrasting styles of continental mafic intrusions in the Guiana shield. In: HALLS, H.C. & FAHRIG, W.F. (eds.). **Mafic dike swarms**. St. John's, G.A.C. p.457-465. (Geological Association of Canada Special Paper, 34).
- GORBATSCHEV, R. & GAAL, G. (1987) The Precambrian history of the Baltic shield. In: KRÖNER, A. (ed.). **Proterozoic lithospheric evolution**. Washington, American Geophysical Union, p.149-160. (Geodynamics Series, 17).
- GRIGOR'YEVA, L.V. (1979) Precambrian activation of the crust of the earth. **Geotectonics**, 13(2):116-122.
- GUODA, C. (1987) On the geotectonic nature of the Fen-Wei rift system. **Tectonophysics**, 143:217-223.
- HALES, A.L. (1981) Geodynamics: the unanswered questions. In: O'CONNEL, R.J. & FYFE, W.S. (eds.). **Evolution of the earth**. Washington, American Geophysical Union. p.4-6 (Geodynamics Series, 5).
- HALLS, H.C. & FAHRIG, W.F. (1987) **Mafic dike swarms**. St. John's, G.A.C. 503p. (Geological Association of Canada special paper, 34).
- HALLS, H.C. (1984) The importance and potential of mafic dyke swarms in studies of geodynamic processes. **Geoscience Canada**, 9(3):145-154.

- HANCOCK, P.L. & BEVAN, T.G. (1987) Brittle models of foreland extension. In: COWARD, M.P.; DEWEY, J.F.; HANCOCK, P.L. (eds.). **Continental extensional tectonics**. Oxford, Geological Society by Blackwell. p.127-137. (Geological Society Special Publication, 28).
- HOFFMAN, P.F. (1989a) Precambrian geology and tectonic history of North America. In: BALLY, A.W. & PALMER, A.R. (eds.). **The geology of North America: an overview**. Boulder, Geological Society of America. p.447-512. (The Geology of North America, V.A).
- HOFFMAN, P.F. (1989b) Speculations on Laurentia's first gigayear (2.0 to 1.0 Ga). **Geology**, 17(2):135-138.
- HOLLAND, J.G. & LAMBERT, R.St.J. (1975) The chemistry and origin of the Lewisian gneisses and the Scottish main land: the Scourie and Inver assemblages of subcrust accretion. **Precambrian Research**, 2(2):161-188.
- HOUSEMAN, G.A.; MCKENZIE, D.P.; MOLNAR, P. (1981) Convective instability of a thickened boundary layer and its relevance for the thermal evolution of continental, convergent belts. **Journal of Geophysical Research**, 86(B7):6115-6132.
- HUANG, T.K. (1959) New studies on the geotectonic subdivisions of eastern China and their characteristics. **Acta Geologica Sinica**, 39(2):115-134.
- HUANG, T.K. (1980) An outline of the tectonic characteristics of China. In: NATIONAL RESEARCH COUNCIL/GEOPHYSICS STUDY COMMITTEE (ed.). **Continental Tectonics**. Washington, National Academy of Sciences. p.184-197. (Studies in Geophysics).
- HUANG, T.K. & CHUN-FA, J. (1962) A preliminary investigation of the evolution of the earth's crust from the point of view of a polycyclic tectonic movements. **Scientia Sinica**, 11(10):1377-1442.
- ILLIES, J.H. (1975) Recent and paleo-intraplate tectonics in stable Europe and the Rhine-graben rift system. **Tectonophysics**, 29:251-264.
- ILLIES, J.H. (1981) Mechanism of graben formation. **Tectonophysics**, 75(1/5):249-266.

- ILLIES, J.H. & FUCHS, K. (eds.) (1974) **Approaches to taphrogenesis**. Stuttgart, Schweizerbart, 460p.
- ILLIES, J.H. & GREINER, G. (1979) Holocene movements and state of stress in the Rhine-graben rift system. **Tectonophysics**, 52:349-359.
- ILLIES, J.H.; BRUMANN, H.; HOFFERS, B. (1981) Stress pattern and strain release in the alpine foreland. **Tectonophysics**, 71:157-172.
- INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO - IPT (1986) **A reativação Wealdeniana no Brasil: uma revisão sobre o Nordeste Oriental**. São Paulo, IPT. 3V. (Relatório nº 26566).
- JAIN, V.E. (1980) **Geotectónica general**. Moscow, MIR. 2V.
- JOHNSTON, A.C. & KANTER, L.R. (1990) Earthquakes in stable continental crust. **Scientific American**, 262(3):42-49.
- KAILASAM, L.N. (1979) Plateau uplift in peninsular India. **Tectonophysics**, 61(1-3):243-270.
- KAZANSKII, V.I. (1968) The distribution of basements and the metallogeny of activated regions of the eastern part of the U.S.S.R. **Geological Journal**, 6(10):63-78.
- KAZMIN, V. (1987) Two types of the rifting: dependence on the condition of extension. **Tectonophysics**, 143:85-92.
- KHAIN, V.E. (1960) Main types of tectonic structures, their principal features and probable origin. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 21., Copenhagen, 1960. **Proceedings**. Copenhagen, V.18, p.215-226.
- KHAIN, V.E. (1989a) On the present state and further development of plate tectonics. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 28., Washington, 1989. **Abstracts**. Washington, International Union of Geological Sciences, V.2, p.2/181-2/182.

- KHAIN, V.E. (1989b) Tectonic evolution of Earth's crust: from early Archean through late Phanerozoic. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 28., Washington, 1989. **Abstracts**. Washington, International Union of Geological Sciences, V.2, p.2/179-2/180.
- KHERASKOV, M.P. (1963) **Certain generalizations of structure and development of Earth Crust**. Moscow, Trudy geol. Inst.Akad.Nauka. U.R.S.S., 91p.
- KIANG, C.H.; MIRANDA, F.P.; MAGALHÃES, L.; ALKIMIM, F.F. (1988) Considerações sobre a evolução tectônica da Bacia do São Francisco. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35., Belém, 1988. **Anais**. Belém, SBG, V.5, p.2076-2090.
- KINGSTON, D.R.; DISHROON, C.P.; WILLIAMS, P.A. (1983) Global basin classification system. **AAPG Bulletin**, 67(12).2175-2193.
- KOMAROV, YU.V. & KHRENOV, P.M. (1961) The type of development of Mesozoic continental tectonic structure of Eastern Asia. In: FOLD BELTS OF EURASIA. **Proceedings of Conference on Problems of Tectonics**. Nauka, Moscow.
- KRÖNER, A. (1981) Precambrian Plate Tectonics. In: **Precambrian Plate Tectonics**. Amsterdam, Elsevier. p.57-90.
- KRÖNER, A. (1987) **Proterozoic lithospheric evolution**. Boulder, American Geophysical Union. 273p. (Geodynamics Series, 17).
- LAY, T.; AHRENS, T.J.; OLSON, P.; SMYTH, J.; LOPER, D. (1990) Studies of the earth's deep interior: goals and trends. **Physics Today**, :44-52.
- LEONOV, Yu.G. (1983) (ed.) **Mesozoic tectonics and magmatism of East Asia**. Moscow, Nauka, 232p. (PICG/IUGS, project 107).
- LI BINGLUN; XIE YIHAN; LI RUOMEI; WANG YINGLAN; WANG JINHUI (1989) Mesozoic porphyry-type deposits in East China: the basic characteristics of metallogenetic processes. In: **ADVANCES IN GEOSCIENCE, 1: contributions to 28th International Geological Congress**, Washington, D.C.USA, July 9-19, 1989. China, Ocean Press. p.313-323.

- LIPMAN, P.W.; PROSTKA, H.J.; CHRISTIANSEN, R.L. (1972) Cenozoic volcanism and plate tectonic evolution of the western United State, I. Early and Middle Cenozoic. **Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Ser.A**, 271:271-248.
- LOWELL, J.D. (1974) Plate tectonics and foreland basement deformation. **Geology**, 2(6):274-278.
- MA XINGYUAN (1988) Lithospheric dynamics of China. **Episodes**, 11(2);84-90.
- MA XINGYUAN; ZHANG JIASHENG; BAI JIN; SUO SHUTTEN (1984) Variations in tectonic style through the precambrian history of China. **Journal of Geodynamics**, 1(3-5):221-250.
- MA XINGYUAN & WU DANING (1987) Cenozoic extensional tectonics in China. **Tectonophysics**, 133:243-255.
- MAGALHÃES, L. (1988) **Análise estrutural qualitativa nos sedimentos do Grupo Bambuí, região sudeste da Bacia de São Francisco (Faixa Sete Lagoas - Serra do Cipó)**. Ouro Preto, 110p. (Dissertação de Mestrado - Universidade Federal de Ouro Preto).
- MANN, P.; HEMPTON, M.R.; BRADLEY, D.C.; BURKE, K. (1983) Development of pull-apart basins. **Journal of Geology**, 91:529-554.
- MARESCHAL, J.C. (1983) Mechanism of uplift preceding rifting. **Tectonophysics**, 94(1-4):51-66.
- MARESCHAL, J.C. & HAMDANI, Y. (1989) Downward continuation of heat flow data. **Tectonophysics**, 164(2/4):129-138.
- MARTIN, H. & PORADA, H. (1977) The intra-cratonic branch of the Damara Orogen in South West Africa. I. Discussion of geodynamic models. **Precambrian Research**, 5(4):311-338.
- MASAYTIS, V.L. & STARITSKIY, Yu.G. (1967) The "Diwa" structures of East Asia. **International Geology Review**, 9(2):230-236.
- MATTAUER, M. (1975) Sur le mécanisme de formation de la schistosité dans l'Himalaya. **Earth and Planetary Sciences Letters**, 28:144-154.

- MATTAUER, M. (1986a) Intracontinental subduction, crust-mantle décollement and crustal-stacking wedge in the Himalayas and other collision belts. In: COWARD, M.P. & RIES, A.C. (eds.). **Collision Tectonics**. Oxford, Geological Society by Blackwell. p.37-50. (Geological Society Special Publication, 19).
- MATTAUER, M. (1986b) Les subductions intracontinentales des chaînes relations avec les décrochements. **Bulletin de la Société Géologique de France**, ser.8, 2(1):143-157.
- McGETCHIN, T.R. & MERRILL, R.B. (1979) Plateau uplift: mode and mechanism. **Tectonophysics**, 61(1-3):1-336.
- McGETCHIN, T.R.; BURKE, K.C.; THOMPSON, G.A.; YOUNG, R.A. (1980) Mode and mechanisms of plateau uplifts. In: BALLY, A.W.; BENDER, P.L.; McGETCHIN, T.R.; WALCOTT, R.I. (eds.). **Dynamics of plate interiors**. Washington, American Geophysical Union. p.99-110. (Geodynamics Series, 1).
- MERCIER, J.L. (1984) La déformation des continents au voisinage des marges convergents. **Bulletin de la Société Géologique de France**, ser.7, 26(3):551-566.
- MERCIER, J.L.; ARMIJO, R.; TAPPONNIER, P.; GAILHARDIS, E.C.; LIN, H.T. (1987) Change from Late Tertiary compression to Quaternary extension in Southern Tibet during the India-Asia collision. **Tectonics**, 6(3):275-304.
- MILANOVSKY, E.E. (1987) Rifting evolution in geological history. **Tectonophysics**, 143:103-118.
- MISUZAKI, A.N.P. (1987) Volcano-sedimentary sequence of Neocomian age in Campos basin (Brazil). **Revista Brasileira de Geociências**, 18(3):247-251.
- MITROVICA, J.X.; BEAUMONT, C.; JARVIS, G.T. (1989) Tilting of continental interiors by the dynamical effects of subduction. **Tectonics**, 8(5):1079-1094.
- MOLNAR, P. & TAPPONNIER, P. (1975) Cenozoic tectonics of Asia: effects of a Continental Collision. **Science**, 189(4201):419-426.

- MOLNAR, P. & TAPPONNIER, P. (1977) Relation of the tectonics of eastern China to the India-Eurasia collision: application of slip-line field theory to large-scale continental tectonics. **Geology**, 5:212-216.
- MOLNAR, P. & TAPPONNIER, P. (1978) Active tectonics of Tibet. **Journal of Geophysical Research**, 83(811):5361-5376.
- MORGAN, P. & BAKER, B.H. (1983) Introduction - Processes of Continental Rifting. **Tectonophysics**, 94(1-4):1-10.
- MORGAN, W.J. (1972) Deep mantle convection plumes and plate motions. **AAPG Bulletin**, 56:203-213.
- MURATOV, M.V. (1974) Principal types of basins of ancient platforms and the problem of their origin. **International Geological Review**, 16(2):125-132.
- NAGIBINA, M.S. (1967) Tectonic structures related to activation and revivation. **Geotectonics**, 4:213-218.
- NAGIBINA, M.S.; ANTIPIN, V.S.; GATINSKIY, G.A.; GRINBERG, G.A.; GUSEV, G.S.; KOVALENKO, V.I.; KOVAL, P.V.; KOMAROV, Yu.V.; KUZ MIN, M.I.; MISHINA, A.V. (1981) Correlation of mesozoic tectonic movements and magmatism in Eastern Asia. **Geotectonics**, 15(6):513-523.
- NAGIBINA, MS.; KOVALENKO, V.I.; GATINSKI, Yu.G. (1983) Conclusions on global correlations between phases and epochs of tectonogenesis. In: LEONOV, Yu.G. (ed.). **Mesozoic tectonics and magmatism of East Asia**. Nauka, Moscow, p 212-289.
- NATIONAL RESEARCH COUNCIL. GEOPHYSICS STUDY COMMITTEE (1980) **Continental tectonics**. Washington, National Academy of Sciences. 197p. (Studies in Geophysics).
- NEUGEBAUER, H.J. (1983) Mechanical aspects of continental rifting. **Tectonophysics**, 94(1-4):91-108.
- NIKOLAYEV, V.A. (1953) Some features of the structure and development of the mobile belts of the

crust of the earth. **Izvestija Akademich Nauk SSSR Serya Geologicheskaja**, 2.

- NUR, A. & BEN-AVRAHAM, Z. (1982) Oceanic plateaus, the fragmentation of continents, and mountain building. **Journal of Geophysical Research**, **87**(B5):3644-3661.
- OLSON, P.; SCHUBERT, G.; ANDERSON, C. (1987) Plume formation in the D-layer and the roughness of the core-mantle boundary. **Nature**, **327**:409-412.
- OJEDA, H.A.O. (1983) Estrutura e evolução das bacias mesozóicas emersas da margem continental brasileira. **Revista Brasileira de Geociências**, **13**(2):71-83.
- POLLACK, H. & CHAPMAN, D.S. (1977) The flow of the heat from the earth's interior. **Scientific American**, **237**(2):60-77.
- PIMENTEL, M.M.; HEAMAN, L.; FUCK, R.A. (no prelo) Idade do meta-riolito da Seqüência Maratá, Grupo Araxá (GO): estudo geocronológico pelos métodos U-Pb em zircão, Rb-Sr e Sm-Nd. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**.
- PIMENTEL, M.N.; HEAMAN, L.; FUCK, A.A. (no prelo) U-Pb zircon and sphene geochronology of Late Proterozoic volcanic arc rock units from southwestern Goiás, Central Brazil. **Journal of South America Earth Sciences**.
- POWELL, C.M. & CONAGHAN, P.J. (1973) Plate tectonics and the Himalayas. **Earth and Planetary Science Letters**, **20**:1-12.
- ROCCI, G. & DESCHAMPS, M. (1990) **Recent data in African Earth Sciences**. Nancy - França, CIFEG - Service Documentation et Editions, 415p. (Extended Abstracts, 15th Colloquium on African Geology, occasional publication).
- SADOWSKI, G.R. (1987) A possible relation between pulses of platform activation and plate kinematics. **Tectonophysics**, **143**(1-3):43-57.
- SALOP, L.J (1977) **Precambrian of the Northern Hemisphere**. Amsterdam, Elsevier. 378p.

- SALOP, L.I. & SCHEIMMANN, Yu.M. (1969) Tectonic history and structures of platform and shields. **Tectonophysics**, 7(5-6):565-597.
- SCHOBENHAUS FILHO, C.; CAMPOS, D.A.; DERZE, G.R.; ASMUS, H.E. (1984) **Geologia do Brasil**: texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais escala 1:2.500.000. MME/DNPM, Brasília, 501p.
- SENGÖR, A.M.C. (1976) Collision of irregular continental margins: implications for foreland deformation of alpine-type orogens. **Geology**, 4(12):779-782.
- SENGÖR, A.M.C. (1979) The North Anatolian transform fault: its age offset and tectonic significance. **Journal of the Geological Society**, 136(3):269-282.
- SENGÖR, A.M.C. (1981) The geological exploration of Tibet. **Nature**, 294(5840):403-404.
- SENGÖR, A.M.C. (1985) The story of Tethys: How many rivers did Okeanos have? **Episodes**, 8(1):3-12.
- SENGÖR, A.M.C. & BURKE, K. (1978) Relative timing of rifting and volcanism on earth and its tectonic implications. **Geophysical Research Letters**, 5(6):419-421.
- SENGÖR, A.M.C.; BURKE, K.; DEWEY, J.F. (1978) Rifts at high angles to orogenic belts tests for their origin and the Upper Rhine Graben as an example. **American Journal of Science**, 278(1):24-40.
- SENGÖR, A.M.C. & KIDD, W.S.F. (1979) Post-collisional tectonics of the Turkish Iranian plateau and a comparison with Tibet. **Tectonophysics**, 55(3/4):361-376.
- SHCHEGLOV, A.D. (1968) Endogenous deposits of the regions of autonomous activation. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 23., Praga, 1968. **Proceedings**. Praga, Academia, V.7, p.43-55.
- SHCHEGLOV, A.D. (1970) Main types of areas of tectono-magmatic activation. **International Geology Review**, 12(12):1473-1479.

- SHCHEGLOV, A.D. (1979) **Fundamentals of metallogenic analysis**. Moscow, MIR. 335p.
- SIAL, A.N.; OLIVEIRA, E.P.; CHOUDHURI, A. (1987) Mafic dike swarms of Brazil. In: HALLS, H.C. & FAHRIG, W.F. (eds.). **Mafic dike swarms**. St. John's, G.A.C. p.467-483. (Geological Association of Canada Special paper, 34).
- SMIRNOV, V.I. (1970) The sources of the material of hypogene mineral deposits. **International Geology Review**, 12(7):862-872.
- SMIRNOV, V.I. (1979) Problems of metallogeny. **Moscow University Geology Bulletin**, 34(6):11-23.
- SMIRNOV, V.I. & KAZANSKI, M. (1973) Ore-bearing tectonic structures of geosynclines and activated platforms in the territory of the USSR. **Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft**, 124(1):1-17.
- SMITH, A.G. (1981) Subduction and coeval thrust belts, with particular reference to North America. In: McCLAY, K.R. & PRICE, N.J. (eds.). **Thrust and nappe tectonics**. Oxford, Blackwell. p.111-125. (Geological Society of London, Special Publication, 9).
- SMITH, R.B. (1977) Intraplate tectonics of the Western North American. **Tectonophysics**, 37(4):323-331.
- SMITH, R.B. (1978) Seismicity, crustal structure and intraplate tectonics of the interior of the western Cordillera. **Memoir. The Geological Society of America**, (152):111-144.
- SMITH, R.B. & SBAR, M.L. (1974) Contemporary tectonics and seismicity of the Western United States with emphasis on the Intermountain seismic belt. **Geological Society of America Bulletin**, 85(8):1205-1218.
- STAUFFER, P.H. & LUMPUR, K. (1983) Unraveling the mosaic of Paleozoic crustal blocks in Southeast Asia. **Geologische Rundschau**, 72(3):1061-1080.
- STILLE, H. (1936) The present tectonic state of the earth. **Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists**, 20(7):849-879.

- STILLE, H. (1939) Zur frage der herkunft der magmen. **Preussische Akademie der Wissenschaften Physikalisch - Mathematische Klasse, Abhandlungen**, (19):1-31.
- STILLE, H. (1944a) Einführung in den Bau Amerikas. In: DENNIS, J.G. (ed.). **Orogeny**. Stroudsburg, Hutchinson Ross. p.245-253. (Banchmark Papers in Geology, 62).
- STILLE, H. (1944b) Geotektonische gliederung der Erdgeschichte. **Preussische Akademie der Wissenschaften, Physikalisch - Matematische Klasse Abhaudlungen**, (3):5-11.
- STILLE, H. (1945) Die zirkumpazifischen faultungen in Raum und Zeit. **Geotektonische Forschungen**, (7/8):261-323.
- STILLE, H. (1949) Uralte Anlagen in der Tektonik Europas. **Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft**, 99:150-174.
- STILLE, H. (1950) Der subsequente "Magmatismus". **Abhandlung zur geotektonik**, 3:9-19.
- STILLE, H. (1955) Recent deformations of the earth's crust in the light of those of earlier epochs. **Special Paper. The Geological Society of America**, (62):171-192.
- STILLE, H. (1958) Einiges über die Weltozeane und ihre Umrahmungsräume. **Geologie**, 3-6:284-306.
- TAPPONNIER, P. & MOLNAR, P. (1976) Slip-line field theory and large-scale continental tectonics. **Nature**, 264(5584):319-324.
- TAPPONNIER, P. & MOLNAR, P. (1979) Active faulting and cenozoic tectonics of the Tien Shan, Mongolia and Baykal regions. **Journal of Geophysical Research**, 84(B7):3425-3459.
- TAPPONNIER, P.; MERCIER, J.L.; PROUST, F.; ANDRIEUX, J.; ARMIJO, R.; BASSOULLET, J.P.; BRUNEL, M.; BURG, J.P.; COLCHEN, M.; DUPRÉ, B.; GIRARDEAU, J.; MARCOUX, J.; MASCLE, G.; MATTE, P.; NICOLAS, A.; LI TINGDONG; XIAO XUCHANG; CHANG CHENFA; LIN PAIYU; LI GUANGCEN; WANG NAIWEN; CHEN GUOMING; HAN TONGLIN; WANG XIBIN; DEN WANMING; ZHEN HAIXIANG; CAD YONGONG; ZHOU JI; QIU HONGRONG (1981) The Tibetan side of the India Eurasia collision. **Nature**, 294:405-410.

- TAPPONNIER, P.; MERCIER, J.L.; ARMIJO, J.; COBBOLD, P. (1982) Propagating extrusion tectonics in Asia: New insights from simple experiments with plasticine. **Geology**, **10**:611-616.
- TAPPONNIER, P.; PELTZER, G. ARMIJO, R. (1986) On the mechanics of the collision between India and Asia. In: COWARD, M.P. & RIES, A.C. (eds.) **Collision Tectonics**. Oxford, Geological Society by Blackwell. p.115-158. (Geological Society Special Publication, 19).
- TASSINARI, C.C.G.; SIGA JR., O.; TEIXEIRA, W. (1984) Épocas metalogénicas relacionadas a granitogênese do Cráton Amazônico. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33., Rio de Janeiro, 1984. **Anais**. Rio de Janeiro, SBG. V.6, p.2963-2979.
- TEIXEIRA, W. (1989) Mafic dykes in the Southern part of the São Francisco Craton: a tectonic review based on K/Ar geochronology. **Boletim IG-USP, Série Científica**, **20**:25-30.
- TSUBONE, K.; APOLUCENO NETO, A.F.; BRAZIL, I.R. (1991) Tectonics and sedimentation of the Solimões Basin, northern Brazil. In: GONDWANA SYMPOSIUM, 7., São Paulo, 1988. **Proceedings**. São Paulo, Instituto de Geociências/USP. p.119-132.
- TURCOTTE, D.L. & OXBURGH, E.R. (1973) Mid-plate tectonics. **Nature**, **244**:337-339.
- TURCOTTE, D.L. & SCHUBERT, G. (1982) **Geodynamics: applications of continuum physics to geological problems**. New York, J.Wiley. 450p.
- TURCOTTE, D.L. & EMERMAM, S.H. (1983) Mechanism of active and passive rifting. **Tectonophysics**, **94**(1-4):39-50.
- ULBRICH, H.H.G.J. & GOMES, C.B. (1981) Alkaline rocks from continental Brazil. **Earth - Science Review**, **17**:135-154.
- VAN SCHMUS, W.R. & HINZE, W.J. (1985) The midcontinent rift system. **Annual Review of Earth and Planetary Sciences**, **13**:345-383.
- VAN SCHMUS, W.R.; BICKFORD, M.E.; ZIETZ, I. (1987) Early and Middle Proterozoic Provinces in the Central United States. In: KRONER, A. (ed.). **Proterozoic Lithospheric Evolution**. Boulder,

- American Geophysical Union, p.43-68. (Geodynamics Series, 17).
- VELARDE, M.G. & NORMAND, C. (1980) Convection. **Scientific American**, 243(1):78-93.
- WHITEM, R.S. & MCKENZIE, D.P. (1989) Volcanism at rifts. **Scientific American**, 261(1);44-55.
- VINK, G.E.; MORGAN, W.J.; VOGT, P.R. (1985) The earth's hot spots. **Scientific American**, 252(4):32-39.
- VLASOV, G.M. (1979) Geological meaning of activation processes. **Geotectonics**, 13(6):434-440.
- WILSON, T. (1973) Mantle plumes and plate motions. **Tectonophysics**, 19:149-164.
- WINDLEY, B.F. (1977) **The evolving continents**. Chichester, John Wiley. 385p.
- WINDLEY, B.F. (1984) **The evolving continents**. 2 ed. Chichester, John Wiley. 399p.
- WU JINMIN (1988) Cenozoic basins of the South China sea. **Episodes**, 11(2):91-96.
- XU ZHIGANG (1989) The genesis of mesozoic volcanic rocks in eastern China and its relation to the movement of the Pacific Plate. In: **PROGRESS IN GEOSCIENCES OF CHINA (1985-1988)**; papers to 28th IGC. Beijing, Geological Publishing House. V.3, p.71-74.
- YASHIN, A.L.; GARETSKIY, R.G.; SHLEZINGER, A.Ye (1974) Role of the URSS Academy of Sciences in development of the theory of platforms and some present aspect of this theory. **Geotectonics**, (3):127-134.
- YE HONG; ZHANG BOTAO, MAO FUNGYING (1987) The cenozoic tectonic evolution of the Great North China: two types of rifting and crustal necking in the Great North China and their tectonic implications. **Tectonophysics**, 133:217-227.
- YODER JR., H.S. (1988) The great basaltic floods. **South African Journal of Geology**, 91(2):139-156.
- ZOLNAI, G. (1986) Les aulacogènes du continent nord-américain. **Bulletin de la Société Géologique de France, Ser.8**, (5):809-818.

OBSERVAÇÕES INDISPENSÁVEIS ÀS REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Como exaustivamente comentado no capítulo 2, muitas referências bibliográficas não chegaram diretamente ao alcance do autor. Elas foram conhecidas, discutidas de forma indireta, o que não é a melhor forma certamente. Na maioria das vezes elas podem ser atribuídas aos trabalhos utilizados de síntese, de NAGIBINA, 1967; NAGIBINA et al., 1981; LEONOV, Yu.g. (ed.), 1983; KHAIN, 1980 e GREGOR'YEVA, 1979 (conceitos fundamentais). E ainda a SHCHEGLOV, 1979 (parte mineralogenética).

Pela ordem alfabética, os seguintes artigos referidos no texto devem ser procurados na bibliografia de síntese acima descrita, mas não exclusivamente:

ARGAND (1935)	KOSIGIN & LUCHITSKY (1963)
BELOSSOV (1964)	MASAYTIS & STARITSKIY (1963, 1964)
BULGATOR & KASIL'NICOC (1968)	
CHENG KUO TA (1960)	MIRCHINK (1940)
FAVORSKAYA (1960)	NAGIBINA (1958, 1963, 1968, 1969)
FAVORSKAYA & TOMSON (1969)	NIKOLAYEV (1952)
GRINBERG (1973, 1976, 1979)	OBRUCHEV (1922)
HUANG (1954)	PAVLOVSKY (1948, 1953, 1962)
ITSKSON (1973)	POPOV (1938, 1954)
KARPOVA (1968)	PUSHAROVSKIY (1960, 1966, 1969)
KHAIN (1965, 1969)	RADKEVICH (1969)
KHERASKHOV (1963, 1967)	SHULT'S (1948, 1964)
KORESHKOV (1960)	YANSHIN (1963)