

CRÁTONS E FAIXAS MÓVEIS

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

A dinâmica intensa do progresso do conhecimento científico, e mais ainda a extraordinária profusão das publicações em periódicos, em atas e anais de simpósios e congressos, entre outros meios, chegam a abalar os pesquisadores, sejam eles de geociências ou de quaisquer outros ramos. Tanto mais quanto maior for o seu nível de interesse em acompanhar o que está se passando.

Entre esta produção e divulgação e a necessária maturação - geralmente veiculada em livros-texto - trazendo principalmente o que é consensual e o que está afastado da poeira da emoção e das polêmicas, vai um longo e precioso tempo. No caso das geociências e da Tectônica em particular, isto é grande verdade, e muitas vezes os livros-texto não conseguem acompanhar a contento a velocidade do progresso dos conhecimentos, e há um vazio em muitos temas, onde uma solução paliativa - quando menos - deve ser procurada.

O geólogo comum, ou o geólogo apenas ocupado com uma das vertentes e searas da geologia, e mais ainda, o estudante de geologia, têm enfrentado com frequência esta dificuldade de chegar às fontes, de acompanhar mesmo de longe a dinâmica de produção e divulgação. Além do problema, crucial para alguns de enfrentar debates e averiguar terminologias que brotam de forma inesgotável em línguas estrangeiras e em versões nem sempre adequadas. O problema de terminologia ascende a níveis vertiginosos, de certa forma por algumas vezes assustando e afastando potenciais interessados.

O objetivo desta Série Didática é o de uma síntese sobre dois dos tipos crustais e litosféricos continentais mais importantes, e que estão no cotidiano de todos os geólogos e estudantes de geologia: crátons e faixas móveis. Ou seja, move o autor a tentativa de fazer uma ponte entre as publicações consideradas mais modernas (sentimento e classificação do autor) e o usuário potencial, antecipando o advento dos livros-texto que deverão sintetizar tais noções para um futuro não determinado. E, mais, em língua portuguesa, o que para muitos é um atrativo, tendo em vista que todos os números de Série Didática anteriores (na área da Tectônica) se encontram esgotados no Instituto de Geociências da USP.

Os crátons e faixas móveis (orógenos e colagens orogênicas) são tipos crustais de interesse geral, e já foram assim vislumbrados/reconhecidos desde o

século passado, nas suas respectivas importâncias, entre as expressões da face da Terra.

Objetivo correlato desta síntese é demonstrar que a Geotectônica não é um ramo de privilegiados e visionários, mas tem preocupações com temas palpáveis do dia a dia do geólogo. E, que ela não se encontra mais dividida em escolas e facções antagônicas ("fixistas", "mobilistas", "plaquistas", etc.), mas que encontrou um caminho relativamente unificado, irretorquível e futuroso, devidamente respaldado do ponto de vista científico, desde o limiar da década passada. Este caminho significa considerar a Tectônica como Global (não há processos isolados), escala de planeta, e sua evolução irreversível com o tempo geológico, e cujo motor - de todos os processos e desta vinculação com o tempo - é a perda de calor do interior da Terra. Ter ciência que este faccionismo não tem mais razão e espaço é uma obrigação de todos os geólogos.

Além dessa conexão (processos tectônicos - tempo geológico - perda de calor do interior da Terra), em parte devido a ela, cada vez mais a Geotectônica, e todo o comboio das ciências geológicas procura se aproximar e se encaixar nos trilhos das ciências exatas, estreitando laços e ganhando credibilidade, e avançando cientificamente, banindo mitos, testando e afastando dogmas e outras assunções meramente empíricas.

Termos como "geossinclinal", "fixismo", "mobilismo", número reduzido de placas litosféricas, "tectônica de placas" estão fadados ao arquivo do conhecimento, são obsoletos hoje, ou já prestaram o serviço (ou o desserviço) que tinham de prestar, e devem gradativamente passarem a ser descartados de nossos textos, nossas mentes, e do coração de alguns.

Estas observações a que o objetivo do texto vai procurar cobrir não significam que não haja dissensões, debates, ramificações, e mesmo descompasso entre os diferentes centros de investigação tectônica. De fato, isto continua a existir, mas todas as querelas estão vindo de um mesmo tronco e das mesmas raízes. O motor de todos os processos - em quaisquer visões e ramificações da análise - está na perda de calor do interior da Terra, e há uma seqüência (a perda é em exponencial negativa) e uma série de etapas, não necessariamente sincrônicas, que é seguida por estes processos globais.

Se estes objetivos acima discriminados forem parcialmente cumpridos, em estimativa pretensiosa e otimista, o autor se considerará satisfeito, mesmo porque se trata de um profissional, gerado, tecido e sofrido em outro contexto

e outra visão bem diferentes, nas hostes naturalistas. Os objetivos, em síntese, têm a preocupação de facilitar a vida do leitor, dando-lhe uma visão mais ampla e acessível possível do que é moderno em Tectônica Global, ao mesmo tempo que expressa os conceitos dos tipos crustais e litosféricos.

1.2. Meios e dificuldades

A pesquisa bibliográfica, no Brasil e no exterior, constituiu o embasamento fundamental deste texto, pelo menos nos últimos cinco anos. Sempre foi procurada a conexão ideal entre este levantamento bibliográfico e a experiência do autor em domínios cratônicos e faixas móveis, principalmente de nosso continente.

Os estudos de campo, as sínteses anteriores, a contraposição entre os resultados da pesquisa bibliográfica e a realidade de nossos mapas, de nossos faixas móveis e crátons foram a um só tempo desafios/dificuldades e estímulos de rotina.

O limitado conhecimento de campo dos crátons antigos e das faixas móveis fanerozóicas é outra deficiência natural do autor, cuja experiência profissional foi sempre mais restrita (Cráton do São Francisco e faixas móveis proterozóicas do Brasil). Mas, em várias oportunidades, em viagens ao exterior, em congressos e simpósios, foram feitas excursões específicas a crátons (La Plata, Sino-Coreano, Superior, Dharwar, etc.) e faixas móveis fanerozóicas (Andes, La Ventana, Alpes Escandinavos, Alpes Ocidentais, Apalaches) que serviram de referencial muito bom, mas incompletos, ao nosso propósito da Série Didática em tela.

Para cumprir fielmente ou da melhor maneira possível os objetivos deste texto, os meios bibliográficos e a vivência de campo serão sempre limitadores. Para compensar e suprir este fato, vieram os debates francos com os colegas de instituição e fora dela, ainda assim são subsídios distantes dos ideais. As dificuldades são sempre maiores, por mais restritas e modestas que tenham sido as pretensões iniciais.

Em textos desta ordem, nunca se terá a pesquisa bibliográfica ideal e finita, nem o conhecimento geológico (e muito menos o geofísico) desejável, e saber conviver com este fato já é importante.

Muitas referências bibliográficas foram solicitadas pelo autor a

outras instituições e a outros colegas. Muitos colegas foram conclamados por bibliografia e em busca da experiência profissional nestes tipos crustais deste e de outros continentes.

Para a realização deste trabalho, contei com todos os meios e “facilidades” viáveis do Departamento de Geologia Geral e do Centro de Pesquisas Geocronológicas -CPGeo USP, e com a sensibilidade de seus participantes. Da parte do CNPq (bolsa de pesquisador 1A) e da Fundação MEC/CAPES (bolsa de dedicação acadêmica) vieram apôios e estímulos indiretos para a pesquisa, tendo em vista que esta Série Didática fazia parte do plano de pesquisas do autor aprovado para com estas agências. Da FAPESP e da National Science Foundation, direta ou indiretamente vieram fundos que subsidiaram muitas das nossas viagens de campo e da pesquisa geológica e geocronológica.

1.3 Agradecimentos

Na realização deste trabalho colaboraram decisivamente e foram importunados pelo autor a maioria dos colegas do Departamento de Geologia Geral do Instituto de Geociências da USP, cabendo destaque a Umberto G. Cordani, Wilson Teixeira, Mário Campos Neto, Mária Szikskay, Rômulo Machado.

Do colega Fernando F. Alkmim, da Escola de Minas da Universidade Federal de Ouro Preto, recebi estreita cooperação, tendo sido autorizado por ele de usar um texto anterior de nossa mútua autoria como base para desenvolver a parte sobre os crátons.

Das chefias do Departamento de Geologia Geral e do Centro de Pesquisas Geocronológicas vieram apôios indispensáveis. Do CNPq, Fundação CAPES, FAPESP e NSF, como já mencionados anteriormente, vieram suportes indispensáveis para a realização das pesquisas.

A bibliotecária Maria Aparecida Bezerra mostrou dedicação e presteza na paciente coleta de dados para a montagem da bibliografia consultada, e referida em anexo.

Itacy Kröehne e Francisco J. Almeida foram os responsáveis pelas ilustrações, e com abnegação discutiram as melhores formas com o autor.

O Setor de Publicações do IG-USP, D. Rosi Lemos e a geóloga Karina Roberta colaboraram decisivamente na edição final do texto, tendo o trabalho

gráfico recebido o suporte indispensável e sempre gentil do Sr. Dalton Machado e de sua equipe.

Aos revisores científicos deste texto, Prof. Dr. Victor Ramos, da Universidade de Buenos Aires, Argentina, e Dr. Carlos Schobbenhaus, do DGM-DNPM, o agradecimento sincero do autor, pela paciência, diligência, comentários críticos e contribuições substanciais. Os últimos referenciados (eu só soube muito tempo depois), mas de modo algum nesta ordem de valores.

2. FUNDAMENTOS DE SÍNTESE. CONSIDERAÇÕES PRELIMINARES NECESSÁRIAS

As observações abaixo colocadas, na ordem considerada mais lógica, são dados consideráveis imprescindíveis para a melhor compreensão da Série Didática sobre crátons e faixas móveis. Em parte são fundamentos considerados *sine qua non* para prefaciar quaisquer cursos de tectônica, e portanto subsídios essenciais nesta oportunidade, podendo parcialmente recobrir - sem maiores pretensões - alguns temas ou mesmo capítulos do texto, sem constituir problemas.

a) A litosfera é a camada rígida (torcionalmente) externa de nosso planeta, mais rígida, mais fria e mais viscosa, sendo limitada inferiormente pela "zona de baixa velocidade", ou "ZBV" ou "LVZ", convencionalmente definida por uma superfície isotérmica, em torno de 1300-1400°C (mais comumente 1333°C, limite termal) . A litosfera é má condutora de calor, transmitindo o calor recebido da astenosfera (por convecção) através de condução e irradiação.

Ela é constituída por definição pela crosta (continental ou oceânica) e pela parte não convectiva do manto sotoposto. A porção oceânica da litosfera é formada da mesma maneira em todo o mundo, sendo mais homogênea, e tem sido (e pode ser) reciclada continuamente no manto. A porção continental da litosfera resiste ao processo de subducção por sua natureza física, é altamente variável e é produto de bilhões de anos de evolução.

b) Outros conceitos e limites (afora estes de natureza termal acima expressos) para a litosfera são de ordem mecânica e química. Do ponto de vista mecânico, a mais simples expressão para a litosfera é a espessura elástica, função da resposta mecânica da litosfera que pode ser modelada por uma camada elástica sobreposta a um substrato fraco (a astenosfera) . Este limite mecânico nos continentes é raramente superior a 100 km.

Abaixo dos crátons existe um limite químico mais profundo - a litosfera é bem mais espessa - cujos componentes mantélicos consistem de peridotitos empobrecidos em componentes basálticos. Este modelo alternativo (químico) que resulta numa espessura maior para a litosfera abaixo dos crátons (*tectosfera*) tem implicações consideráveis na estrutura das placas continentais e na sua dinâmica.

Nos oceanos, os conceitos de litosfera e tectosfera se confundem, ou este último termo não se faz necessário.

c) A litosfera não é monolítica, sendo constituída por um contexto composto de vários segmentos, em natureza, espessura e constituição, sendo estes considerados grandes ($>10^8$ km²), intermediários (10^7 - 10^5 km²), e pequenos ($< 10^5$ km²), chamados de placas litosféricas. Entre os segmentos pequenos, além das microplacas (segmentos que devem ter pelo menos uma margem ativa) e microcontinentes (balizados integralmente por margens passivas), destacam-se os chamados blocos (algum tipo de rigidez interna) e terrenos. Estes últimos são deformados internamente durante as orogêneses e geralmente afastados de sua posição original por extensões muitas vezes superiores a sua maior dimensão (por convenção) . Esta conceituação (placas grandes, intermediárias e pequenas, microcontinentes, blocos, "terrenos", etc.) é muito controversa ainda e longe do consensual, tendo aqui sido adotadas as designações de Condie (1989) e Berckemann & Hsü (1982) . O número da segmentação da litosfera é muito grande, e sua identificação vem sendo acrescida na proporção que se intensifica o conhecimento geológico e geofísico, sendo incorreto pensar em número pequeno e finito de placas.

d) No contexto das placas grandes ocorre litosfera de natureza continental e oceânica (às vezes apenas oceânica), nos demais segmentos geralmente um ou outro tipo de litosfera é predominante, precisando ficar claro que mesmo nos segmentos da litosfera há variações laterais de composição, estrutura e comportamento muito importantes. No caso dos segmentos cada vez menores, um só tipo de litosfera costuma ocorrer.

e) As placas litosféricas acionadas pelo processo sotoposto de convecção interagem de vários modos:

divergência -acresção ou interação construtiva

convergência -sem colisão, ocorrendo a subducção

convergência -com colisão, geralmente seguinte ao processo de subducção

transformância -teoricamente uma interação conservativa, sem subducção nem colisão (o que não é fato concreto) .

Os processos de interação nunca são simples e exclusivos. Um processo pode ser dominante localmente, mas haverá sempre outros processos de interação associados, em áreas próximas ou remotas, contemporâneos ou imediatos. Em outras palavras a tectônica é sempre global e resposta de fenômeno maior da perda contínua de calor do interior da Terra. É a forma de dissipação deste calor.

f) A crosta terrestre é a parte superior das placas litosféricas, e seu

acoplamento à parte superior do manto - dito não convectivo ou litosférico - é responsável pela formação das placas litosféricas. Desde o vislumbre inicial de Suess, no século passado, até a exclamação incontida e procedente de Van Der Voo (1993) (*the most striking feature of the crust is the dichotomy of continents and oceans*), a diferença entre crosta continental e oceânica deve ser insistida e repetida, e na repercussão desta presença nas frações litosféricas por elas definidas.

g) A crosta continental (mais complexa, mais espessa, mais heterogênea) e a crosta oceânica (menos complexa estruturalmente, menos espessa, mais homogênea no seu todo) partilham de uma série de diferenças importantes e fundamentais, estruturais, composicionais, processos de formação, evolução, reologia, retrabalhamento, destruição, etc. Estas diferenças são extensivas aos respectivos mantos litosféricos e constituem ponto de partida para o entendimento dos processos tectônicos em geral através dos tempos geológicos. Até a própria diversidade das escolas da tectônica (continente-centristas ou fixistas versus oceano-centristas ou mobilistas) está enraizada de certa forma nesta dicotomia.

h) A crosta continental é a memória da Terra, preservada em quantidades excepcionais (graças às suas características físicas, inclusive de flutuação positiva) ao longo de pelo menos quatro bilhões de anos, com processos de reciclagem e destruição sempre minoritários. Ela tece o papel, escreve a história, dirige, protagoniza, muda os cenários, edita e (res) guarda a história do planeta nestes últimos bilhões de anos, reforçando a assertiva de Sengör (1990).

Bem ao contrário da crosta oceânica, que só registra precariamente os eventos meso-cenozóicos (crosta oceânica mais antiga conhecida na faixa de 0, 18 Ga), e que teve ao longo do tempo geológico complexa e numerosa história de nascimento (na acreção), estágios de vida, destruição (subducção) e continentalização (obducção, formação de *sheets* ofiolíticos, etc.) . Estima-se (Sengör, 1990) que extensões superiores a 34 vezes o oceano atual passaram por estes processos, cujos arquivos foram dispersos. Há dados concretos de remanescentes oceânicos ou ofiolitos (feições e traços continentalizados de paleo-oceanos) desde o Paleoproterozóico e algumas indicações inclusive de alguns do Arqueano.

i) Ainda que a crosta continental seja mais espessa e mais rica em elementos radioativos naturais do que a oceânica, as médias de fluxo térmico superficial medidos são semelhantes. Isto implica que o fluxo térmico que passa no Moho nos dois tipos de litosfera deve ser diferente, e há indicações de que esta

quantidade de calor advindo do manto litosférico oceânico aproxima-se do duplo, e portanto o manto sub-continental é "mais frio". Isto reitera a afirmação de que a diferença entre oceanos e continentes vai além da composição e comportamento de suas crostas.

De uma maneira geral, o fluxo térmico decresce com a idade (raiz quadrada da) da placa, que por sua vez cresce em espessura com o tempo geológico.

j) Mais que uma diferença física, como acima expresso, a diferença entre o manto abaixo dos continentes e oceanos é também composicional. Para entender isto é preciso ter em mente os processos formadores da crosta continental (subducção B, fusão parcial de litosfera oceânica, "underplating") e o tipo de formação da crosta oceânica (acresção na crista meso-oceânica), e aquilatar imediatamente as diferenças (e empobrecimentos/modificações) impostas aos respectivos mantos sotopostos. Estas observações e outras de tomografia do interior da Terra têm colocado cada vez mais a "teoria das correntes de convecção do manto" numa posição delicada, com muitos problemas e adversidades, condição de uma teoria ("mal"?) apenas ainda necessária, talvez de dias contados, carente de modificações/adendos profundos.

l) A crosta continental tem como "célula mater" fundamental a subducção B sob os arcos de ilhas e os arcos magmáticos. Este processo dito lateral de acresção continental é majoritário, e todos os demais processos (laterais, verticais) constituem complemento. De certa forma, os eventos de magmatismo intraplaca, "underplating" e sedimentação podem ter importância enfatizada localmente, circunstancialmente - grandes trapas, grandes e profundas bacias sedimentares, áreas especiais de ativação mantélica - para o processo de espessamento/crescimento crustal.

Os processos de reciclagem e de retrabalhamento da crosta e da litosfera previamente formadas (principalmente nos regimes colisionais) são muito importantes, mas não devem ser confundidos com processos formadores de fato.

m) Os fenômenos cíclicos de sedimentação, magmatismo, deformação, etc. processam e reprocessam os materiais da crosta continental e a tornam um dos domínios mais complexos da Terra. O grau de preservação das massas continentais parece guardar relação estreita com sua dimensão e volume, e portanto as frações menores são as mais drasticamente retrabalhadas e modificadas nos processos de interação de placa, e por conta disto, muitas vezes são de

discriminação difícil e demorada. Igualmente, idade termal é muito importante (aliada com descontinuidades preexistentes), sendo os tratos continentais mais velhos usualmente mais resistentes de que aqueles mais jovens ou rejuvenescidos (aquecidos) previamente.

A crosta oceânica, como já mencionado, tem seu berço nas cristas meso-oceânicas, e apenas sua camada superior (camada 1) tem influência de materiais continentais reciclados/chegados do continente. No caso da crosta oceânica, inversamente, quanto mais velha (e, portanto mais densa) for o trato considerado mais fácil se torna sua reciclagem por subducção no manto.

n) A crosta continental pode estar localmente estirada e afinada, penetrada por materiais básicos (diques e sills) de origem mantélica, como ocorre nas margens passivas dos continentes. A crosta oceânica pode ter porções de composição, definição e comportamento complexos, com prescrição sísmico-petroológica difícil (caso dos platôs oceânicos). Mas, elas permanecem como tratos diferentes em essência, e a designação de "crosta intermediária" deve ser usada apenas de forma provisória ou chamativa, com precauções, no preâmbulo de uma melhor definição. As distinções estruturais, composicionais e das propriedades físicas entre ambas são muito amplas e não admitem termos como crosta "transicional", "crosta intermediária", etc. sem complementos descritivos da circunstância.

o) A expressão superficial das placas litosféricas (e de suas interações) varia bastante de acordo com as características intrínsecas e locais: forma de nascer, de crescer, de reciclar, idade, estabilidade tectônica, posição geográfico-geológica e outras características geológicas e geofísicas. Em outras palavras, a face da Terra é bastante variada e os chamados tipos crustais e/ou litosféricos retratam esta variedade. Os tipos crustais representam circunstâncias geométrico-estruturais da face da Terra, e sejam eles continentais ou oceânicos, a característica de transitoriedade (vide Fig. 2.1) é fundamental, em função do passar do Tempo Geológico e como forma de dissipar o calor do interior da Terra.

Os principais tipos crustais estão expressos no Quadro I, e a possível dinâmica de mutação está esquematizada no tectonograma da Figura 2.1.

p) A transitoriedade é uma regra na definição dos principais tipos crustais, que são como poses instantâneas logradas na visão zenital da litosfera, mas que possuem respaldo sublitosférico. Todo tipo crustal adveio de um outro ou de dois outros, e será transformado em outro ou outros com o tempo, toda esta dança expressando a perda de calor do interior para o exterior da Terra. Nenhum tipo

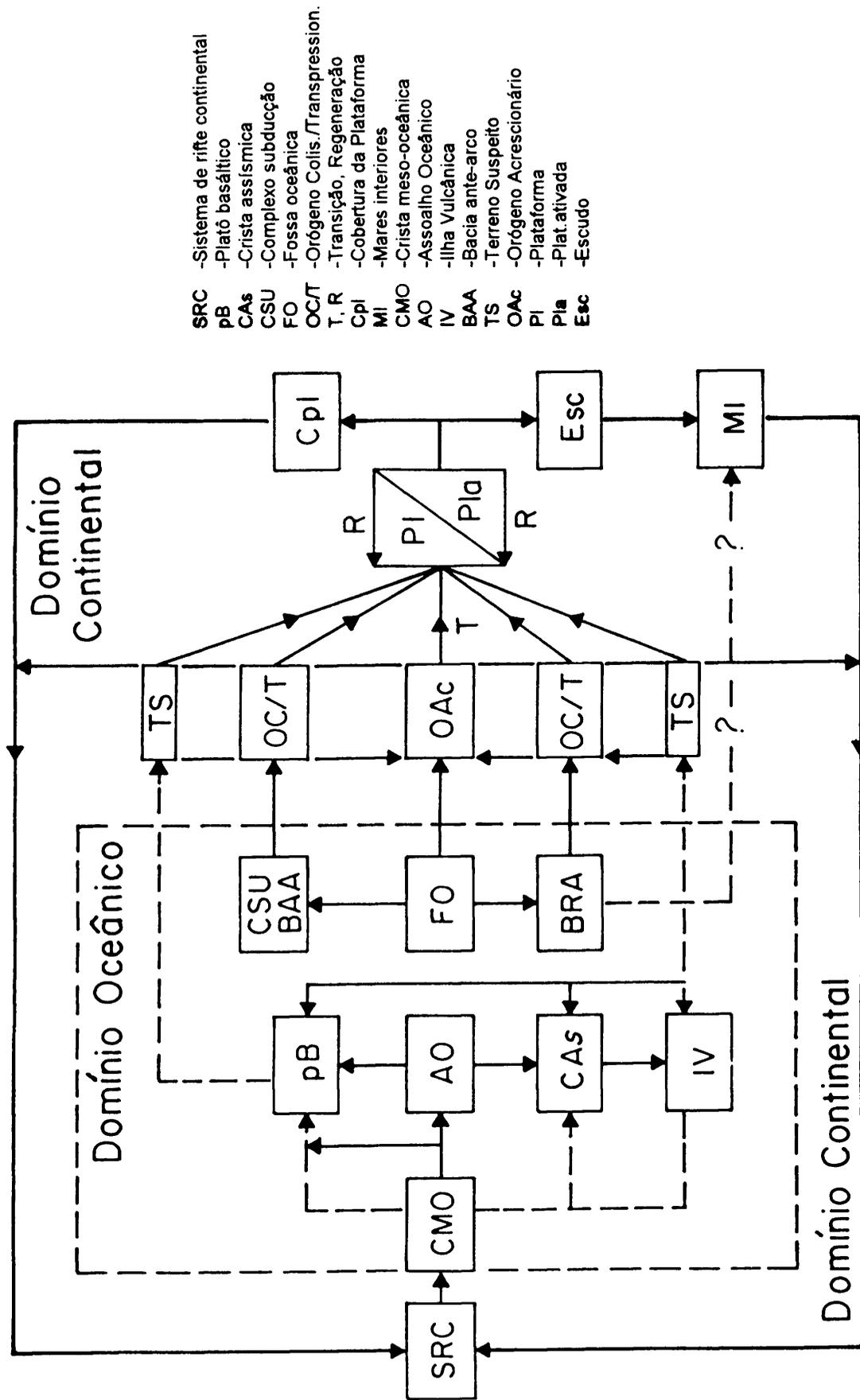


Figura 2.1 - Fluxotectograma - Tipos Crustais e Litosféricos.

Quadro I - Tipos crustais e litosféricos.

<p>LITOSFERA CONTINENTAL ÁREAS ESTÁVEIS (23%) Crátons ou plataformas (incluem orógenos proterozóicos) Áreas de Escudos, "Maciços" Coberturas Sedimentares Interiores-Marginais (Zonas transicionais) ÁREAS INSTÁVEIS (18%): Orógenos e colagens orogénicas fanerozóicas Acrescionários/Arcos Magmáticos = <u>Periféricos</u> Transpressionais = <u>Interiores</u> Colisionais TAFRÓGENOS (1%): Aulacógenos, sistemas de riftes Manto Ativado (R.M.A.) ou Ativo Litosfera Ativada (R.L.A.) ou Passivo/Impactógenos ÁREAS DE COMPORTAMENTO HÍBRIDO/CONHECIMENTO PRECÁRIO Mares Interiores Terrenos Suspeitos "Zonas Ativadas" Outros Segmentos mal Conhecidos</p>	<p>Placas Grandes > 10⁶ km² (Litosfera continental + oceânica)</p>
<p>MARGENS CONTINENTAIS: Tipo Atlântico/Passiva Tipo Pacífico/Ativa Tipo Transformante</p>	<p>Placas Intermediárias 10⁷ - 10⁶ km²</p>
<p>LITOSFERA OCEÂNICA (59%) ASSOALHO OCEÂNICO: (41%) Planícies Abissais Platôs Cristas Assísmicas "Swells" Colinas Abissais, "Seamounts", Guyots, Atóis Sinéclises e Cones Sedimentares SISTEMA DA CRISTA MESO-OCEÂNICA E FALHAS TRANSFORMANTES (10%): Rápido Intermediário Lento DOMÍNIOS FRONTAIS A ARCOS VULCÂNICOS E MAGMÁTICOS (3%): Fossa Complexo de Subducção Bacia de Antearco BACIAS DE RETRO-ARCO (4%) Arco-Continente ou Mar Marginal Inter-Arcos ou Ativa ILHAS VULCÂNICAS (1%): Sistema de Hot-Spots Sistemas Isolados</p>	<p>Placas Pequenas > 10⁴ km² Microcontinentes (Litosfera Continental ou oceânica)</p>

crustal se eterniza, podendo haver alguns mais “duráveis” (como os velhos crátons, chamados de “ultra-longa duração”) do que outros, assim como existem tipos de curta duração, muitas modificações e rápida evolução potencial (como as bacias de antearco) .

q) As plataformas ou crátons são os tipos crustais continentais mais importantes em termos de expressão territorial, espessura litosférica (tectosfera), volume, estabilidade tectônica, sendo os mais estáveis e os mais duradouros. As plataformas são constituídas de alguns núcleos cratônicos mais antigos circunscritos por orógenos proterozóicos já consolidados. Nas plataformas atuais - Figura 2.2 - está um bom exemplo da presença (já transformados) de tipos crustais anteriores, outros crátons, outros antigos orógenos, etc.

Considerando a evolução da Terra do final do Arqueano (2, 5 Ga) para os nossos dias é possível diagnosticar um crescimento notável destas áreas estáveis, ou numericamente de próximo de zero para cerca de 56% do total das áreas continentais (23% no contexto geral atual do globo), não considerando o que suplantou este número e foi reestruturado.

r) Os orógenos são por definição os produtos naturais da interação imediata e lateral das placas litosféricas. Orogenia (“oros”+“genesis”) é hoje compreendida como um termo coletivo para os processos de convergência (e transformância) de placas. Como muitos edifícios orogênicos apresentam histórias complexa no tempo, consoante diversos ciclos tectônicos, se utiliza para estes o termo coletivo colagem orogênica. O debate entre estes diversos tipos de faixas móveis (áreas instáveis) e as zonas cratônicas (áreas estáveis) tem sido motivação especial para o progresso do conhecimento da Geotectônica.

s) As zonas tafrogênicas são aquelas caracterizadas por notável extensão, com rupturas importantes da crosta e/ou da litosfera. Elas podem ser geradas primariamente por ativação do manto (transferência vertical de energia térmica, RMA) ou por atividades e interações na própria litosfera (RLA, transferência lateral de energia mecânica), mas geralmente ao longo da evolução um tipo se transforma noutro, e a distinção prática dos dois tipos é geralmente discutível.

Embora represente muito pouco do ponto de vista de expressão territorial nos tipos continentais (1%), os riftes continentais são estruturas muito importantes, pelas inúmeras possibilidades de desdobramentos (entre outras cousas) na sua evolução, e isto pode ser caracterizado no fato que são eles que estão no comando do fluxotectograma da Figura 2.1.

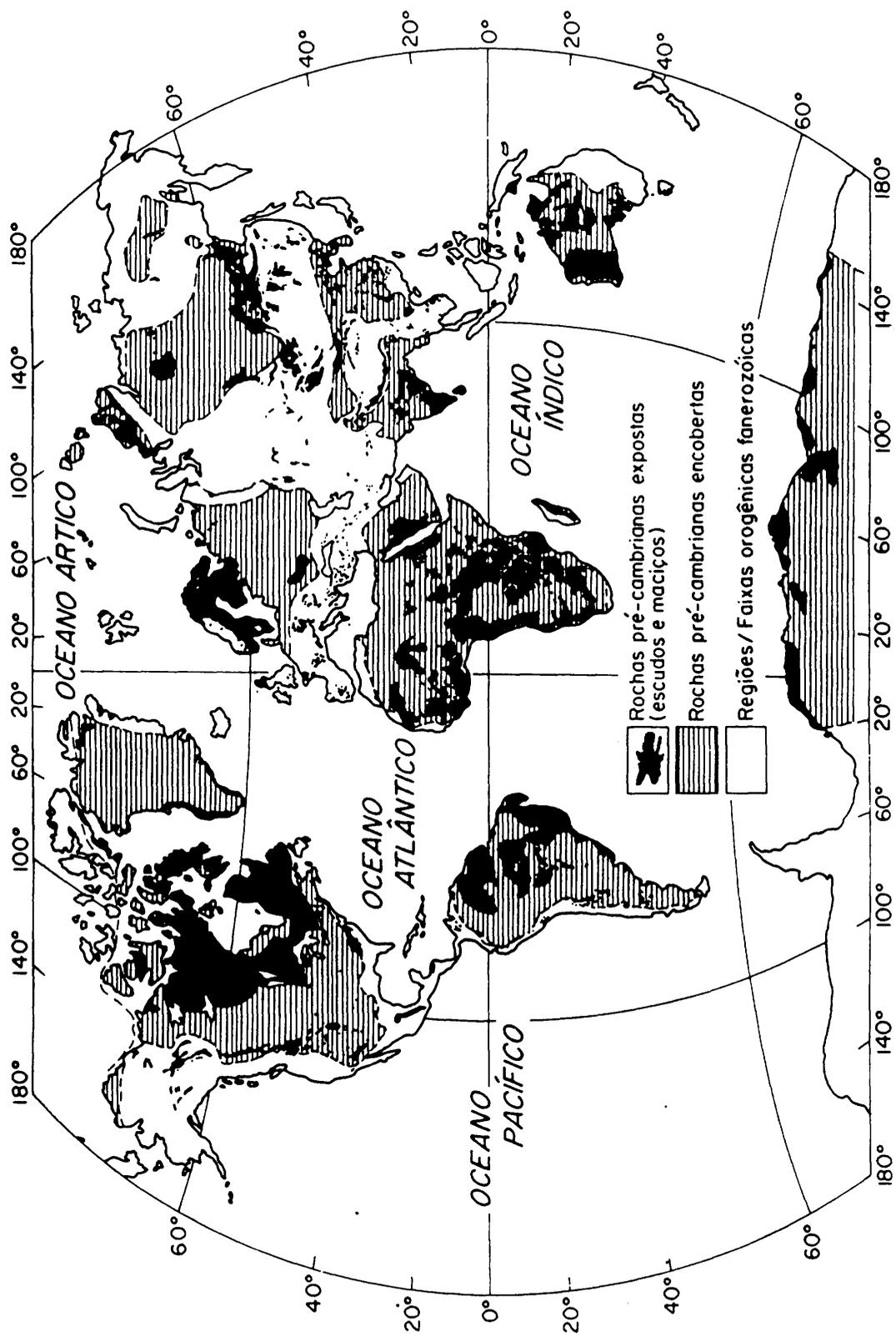


Figura 2.2 - Quadro geológico-geográfico atual das Plataformas (áreas de escudos, maciços e coberturas) e das Faixas Móveis Fanerozoicas. Fonte: Goodwin (1991).

t) Há algumas frações e tratos da litosfera cujo conhecimento demanda investigações adicionais (da geologia e principalmente da geofísica) e estão todos eles de uma forma ou de outra integrados no contexto de outros tipos crustais, estáveis ou instáveis, como os mares interiores, os terrenos ditos suspeitos ou exóticos (sejam continentais ou oceânicos, freqüentes nas colagens orogênicas) . Na medida que o conhecimento destas unidades for avançando, deverá ser feita sua discriminação no tipo crustal mais adequado. Com respeito aos terrenos suspeitos - que encerram muito debate - existe já uma boa concepção sobre os candidatos atuais para o futuro, oceânicos (platôs, cristas assísmicas, ilhas vulcânicas, etc.) e continentais (flacas litosféricas, cones sedimentares, alguns microcontinentes, etc.), todos caracterizados pela dificuldade que oferecem no processo de subducção.

As margens continentais, como colocadas no Quadro I, configuram zonas ou situações geográfico-geológicas de posição intermediária entre os tipos continentais e oceânicos .

u) As massas continentais uma vez formadas têm ciclicamente crescido (acresção), se aglutinado (amalgamento, aglutinação, *fusão*) e depois se dispersado (dispersão, divergência, deriva, *fissão*), definindo neste processo os diferentes estágios de vida dos oceanos, e tudo isto em função tempo geológico e da dissipação do calor do interior da Terra. Estes fatos e os demais sintetizados nos itens anteriores parecem suficientes para consignar a Tectônica à sua escala de planeta (Global) e ao seu vínculo inseparável com o tempo geológico (a quarta dimensão), e dispensar quaisquer outros tratamentos setoriais e diferentes deste.

v) Os estudos isotópicos e estatísticos mostram que o crescimento da crosta continental teve seu auge nos tempos arqueanos (70 a 80% do total em cerca de 2,0 Ga) e decresceu substancialmente com o tempo geológico, tendo crescido cerca de 20% no Proterozóico (20% em torno de 1,9 Ga) e cerca de 10% no Fanerozóico (ao longo dos últimos 0,6 Ga) . Estas curvas e estatísticas de crescimento variam de autor para autor, mas são curvas coerentes com aquelas do declínio do fluxo térmico, decrescentes exponencialmente do Arqueano remoto para os nossos dias.

Nestes termos, no Fanerozóico, lugar geográfico-geológico e berço incontestado da maioria das teorias geotectônicas (e das divergências entre elas), a formação e o crescimento global da crosta são da ordem de apenas 10%, sendo mais importantes os eventos de reciclagem, reativação e deformação impingidos pela interação das placas. Neste sentido, é justo acrescentar também (como crítica

adicional às teorias) que em termos de tempo o Fanerozóico também é relativamente pouco significativo, representando cerca de 1/9 avos da história geológica.

x) Um continente é pois uma acumulação grande e isostaticamente positiva da litosfera/crosta continental, soma algébrica positiva de processos de acreção, fragmentação (*fissão*) e re-aglutinação (*fusão*) .

Acreção variada e multiforme, em diferentes tempos de tipos crustais, crátons e orógenos (incluindo aí os arcos magmáticos s.l.) . Por ex.: Gondwana.

Fragmentação, com preservação de remanescentes relativamente extensos (tagrogênese e dispersão) . Por ex.: O fracionamento de Gondwana. Novos processos acrescionários e aglutinadores. Por ex.: a América do Sul.

Uma vez circunstancialmente reunidos, os tipos crustais passam a agir com características tectônicas de conjunto (América do Sul), mas os seus tipos crustais (Plataforma Sul Americana, Cadeia Andina, Terreno Patagônico, etc.) conseguem preservar peculiaridades geológicas e geofísicas próprias e intransferíveis.

z) O quadro atual de continentes e oceanos, matéria prima de nossa geografia, começou a ser esboçado nos últimos 300 Ma, ou seja, em um espaço de tempo que corresponde a 1/15 avos da história geológica da Terra, a partir da fissão dos supercontinentes (Gondwana, Lawrentia, etc.) então existentes.

Para o passado muitos outros ciclos de aglutinação e dispersão de continentes são conhecidos ou têm sido apontados, como na metade (2,0 - 1,8 Ga) e no final ((1,6 Ga) do Paleoproterozóico, no final do Mesoproterozóico (1,0 Ga, continente *Rodínia*), e no final do Neoproterozóico (continente *Gondwana*), e novamente no Permo-carbonífero (continente/supercontinente *Pangea*), a partir do que começou a dispersão do final do Paleozóico, cujos cenários hoje contemplamos em termos da moderna geografia (adicionados das cadeias andino-alpinas) .

3. CRÁTONS/PLATAFORMAS

A idéia acerca da existência de porções continentais relativamente estáveis apareceu já no século passado (Dana, 1866; Suess, 1883), e daí foi se consolidando gradativamente, chegando enriquecida aos nossos dias. A identificação de áreas continentais relativamente poupadas pelos processos tectônicos, durante longos períodos (> 100 Ma), e passíveis de delimitação no espaço, foi tema importante da discussão geotectônica, e é hoje conceito de propriedades e funcionalidades objetivas, previsto e contemplado pelos mais avançados textos em tectônica. Embora, muitas vezes seja tema esquecido ou negligenciado em sua importância e caracterização geral na maioria dos livros-texto contemporâneos.

Modernamente (por exemplo, em Park & Jaroszewski, 1994), o cráton é definido como a parte relativamente estável do continente, ou do interior da placa continental, parte esta não afetada pela atividade tectônica das margens da placa. Este conceito e esta definição incorporam a noção de estabilidade tectônica relativa.

A revisão/busca é para contribuir sobre o histórico e a filosofia do conceito, e de porções crustais associadas, procurando coerência com a evolução dos conhecimentos geológicos e geotectônicos até o presente, e tentar deixar claro o conceito e sua caracterização perante a Tectônica Global.

Neste sentido, deve ser acrescentado a notável, recente e crescente contribuição da Geofísica (Sismologia, entre outras) e da Geoquímica (Petrologia, Geologia Isotópica) para definição dos crátons a nível global, precisando-os como unidades/entidades litosféricas realmente especiais e distintas. Ou seja, é preciso discriminá-los hoje como contextos de características próprias marcantes e intransferíveis, realidades bem mais concretas respaldado em dados da terceira dimensão, com supremacia sobre a ordinária visão/descrição a nível de superfície que costumava aparecer na bibliografia.

Nesta parte concernente aos crátons, este texto constitui uma ampliação, com aprimoramento, daquele apresentado por Brito Neves & Alkmim (1993), modificando-o para os fins didáticos aqui pretendidos.

3.1. Histórico. Escolas e sinonímia

Coube a E.Suess reconhecer e postular pela primeira vez a presença de extensas áreas continentais dotadas de notável estabilidade, referindo-se então a "*Vorland*" (do alemão, antepaís), ou também, e com maior freqüência a "*Tafel*" (do alemão, plataforma, tablete, mesa), como no caso de "*Russiche Tafel*" (Plataforma Russa): áreas destituídas de relevo significativo, estáveis, cobertas por rochas sedimentares sub-horizontalizadas. Logrou Suess consignar a idéia de estabilidade de tais segmentos crustais continentais, por entender ele que o lugar por excelência dos processos tectônicos seria as cadeias de montanhas.

Na tradução francesa da obra de Suess, feita por Margerie (1897 a 1946), o termo cráton foi traduzido por "*plate forme*". Na tradução inglesa, Sollas (1904) usou os termos (segundo Dennis, 1967) "*platform*" e "*tableland*" para o mesmo conceito.

Depois desta semente, pelo menos três linhagens bibliográficas se sucederam, ora em paralelo, ora de forma concorrente, enriquecendo sobremaneira a sinonímia do conceito, a saber:

a) Kober (1914-1921) utilizou a designação "*Kratogen*" (do alemão, cratógeno, do grego "*Kratos*", duro, rígido), em oposição a "*Orogen*" (do alemão, orógeno, do grego "*Oros*", montanha) para os crátons ou plataformas antigos, estáveis, consolidados. Nesta oportunidade foi introduzido outro atributo importante, o de antiguidade (vale dizer, longa estabilidade), negligenciado por autores que o sucederam, mas retomada tardiamente.

Stille (1936a, 1936b, 1940, 1955) usou a forma simplificada "*Kraton*" para a designação original de Kober, discriminando estes segmentos como peças fundamentais da litosfera, caracterizados pela "imobilidade", contrapostos aos "ortogeossinclinais", marcados pela mobilidade. A luz da teoria geossinclinal, então vigente e quase absoluta, chegou Stille a identificação de duas categorias de crátons, os continentais - "*Hochkratonen*" (do alemão, altos crátons) - predominantemente *siálicos* e os "oceânicos" - "*Tiefkratonen*" (do alemão, baixos crátons) - predominantemente "*ensimáticos*". Ou seja, imaginando erroneamente estabilidade então para os fundos oceânicos abissais, objetos desta última designação. Com Stille, o atributo de antiguidade foi praticamente colocado à margem.

Nos termos de Stille foi definido o tectonismo "germanotipo", ou ainda "paratectônica" (em oposição a tectônica "alpinotipo" ou "ortotectônica" dos

geossinclinais) para os crátons, que seria caracterizado por sistemas de falhas e dobras localizadas, envolvendo a cobertura e o substrato, em intensidades moderadas sempre e descontínuas. Para Stille, o estágio "germanotipo" tinha conotação de tempo (vide à frente) na evolução geológica regional, sendo este estágio caracterizado pelo magmatismo andesítico, dito "subseqüente", anterior ao estágio final de magmatismo, dito "simático". Na verdade, ele postulou a sucessão ordenada no tempo de estágios: geossinclinal (magmatismo simático), orogenia (plutões sinorogênicos), quasecratônico (vulcanismo "subseqüente") e plenamente cratônico (magmatismo "simático" final) .

Mas, esta conotação acima descrita não prevaleceu conforme o original, sendo a designação de tectônica "germanotipo" aplicada na maioria das vezes para as feições de falhamentos localizados e dobramento (descontínuo), e estruturas associadas que adentram o cráton, advindas da faixa móvel que lhe é periférica, independente deste preceito original de tempo (vide Fig. 3.1) .

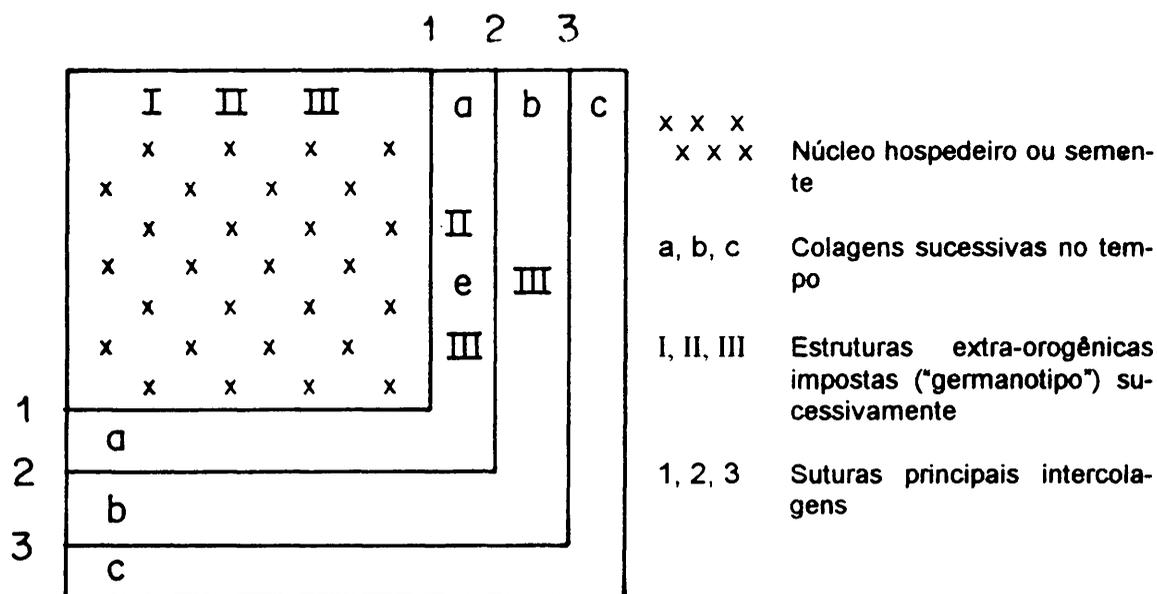


Figura 3.1 - Esquema representativo do processo de queilogênese, a partir de um núcleo semente ou hospedeiro, mostrando as sucessivas colagens e respectivas suturas. E ainda, as possibilidades de estruturas germanotipo serem formadas em consequência destas colagens e centripetamente. Fonte: Sengór (1990) .

Na Europa Ocidental, em vários trabalhos, sintetizados em Aubouin (1965) e Aubouin et al. (1968), Aubouin e colaboradores consolidaram definitivamente a noção de "*Hochkraton*" ou simplesmente cráton, no coroamento da chamada linha "Kober-Stille-Aubouin" da escola geossinclinal. Deve-se a estes autores a discriminação, como parte externa do cráton continental do "*avant pays*" ou

do “*foreland*”, restituindo assim o conceito de “*Vorland*”, nascido com Suess, caracterizando este domínio de forma notável. O antepaís seria atingido apenas tardiamente, na evolução orogênica, pelos processos deformacionais das zonas mais externas (“*externides*”) das faixas geossinclinais, inclusive por nappismo, sendo normalmente lugar geométrico de movimentos verticais importantes e de instalação das bacias molássicas (“*foredeep*”) do tipo antefossa.

b) Ainda, na Europa floresceu outra linhagem mais ou menos independente da escola geossinclinal, a dos geólogos soviéticos (com muitas ramificações internas), onde o termo plataforma foi adotado desde o início deste século para os segmentos crustais estáveis. Esta linhagem dispõe de vasta história e rica bibliografia, consignada em três etapas de evolução dos conhecimentos e dos conceitos, segundo Yanshin et al. (1974), fazendo uma síntese, em nome da Academia de Ciências da URSS, a saber: Karpinskiy (1919), Arkhangel'skiy (1923-1948) e Shatskiy (1937-1948) .

Desta síntese se verifica que desde o início da divulgação do conceito, houve na antiga URSS uma preocupação com a idade (e o grau de mobilidade) das plataformas, tendo sido reconhecidas plataformas antigas, mais velhas (pré-cambrianas) e as plataformas jovens (paleozóicas) . Esta discriminação é sempre mesclada com o conceito de menor (mais antigas, ou ortoplataformas) ou maior (jovens, ou paraplataformas) mobilidade relativa, e esta mesclagem conceitual chega até os mais recentes livros-texto dessa linhagem, que são da década passada.

Para outros autores, os conceitos de paraplataforma (quase-plataforma, semiplataforma) e ortoplataforma (plataforma verdadeira) são estágios evolutivos das plataformas, não necessariamente ligados ao problema da idade do substrato, mas sim ao comportamento delas no tempo mediante ação de fenômenos internos e externos à plataforma (fenômenos de ativação) .

Os geólogos chineses (Huang & Chun-Fa, 1962) adotaram muito da escola soviética, e além da caracterização de orto e paraplataforma para a mobilidade relativa (e grau de consolidação do substrato), estabeleceram várias características destes estágios, como resumido no Quadro IV. Além disso, eles enfatizaram a duração no tempo do estágio de plataforma, apontando “curta duração” (um período geológico), “longa” e ultra-longa” duração (vários períodos geológicos), o que é certo exagero, mas denota a importância da persistência no tempo das condições de segmento crustal estável.

Estes autores deram ênfase também muito grande à distinção entre

orto e paraplateforma (muitas delas utilizadas no Quadro IV), e nestas últimas identificaram movimentos tectônicos de oscilação e movimentos de falhamentos e dobramentos (mais importantes e mais extensivos que aqueles das ortoplateformas), conseguindo apontar cerca meia dúzia de subtipos, na Ásia e na Europa. A estes vários exemplos de estruturas cratogênicas, policíclicas, atribuíram o fenômeno da *ativação tectônica*.

Da escola sino-soviética também são muitos os trabalhos de Guo-Da (1959) e seguidores, acerca destes processos tectônicos de ativação, a que ele chegou a discriminar como um terceiro elemento fundamental da crosta (ao lado de geossinclinais e plateformas), criando o conceito de *Tiwa* ou *Diwa*, e estes compreendendo um sem número de tipos (vide Brito Neves, 1992). Estas classificações e desdobramento hoje não têm mais sentido (a não ser histórico), tendo em vista o progresso feito no conhecimento dos movimentos que são induzidos por interação de placas litosféricas e que adentram em muito o interior dos crátons (por acresção, subducção/transformância e colisão, em ordem inversa aproximada de importância), mas que no passado eram muito empurrados qualitativa e descritivamente para um conceito então abstrato de ativação.

c) Na escola ou linhagem americana dos geossinclinais, devem-se a M. Kay (1947, 1951), entre outros, as melhores sínteses da conceituação, e uma das mais importantes contribuições ao tema, ao abordar dois tópicos fundamentais:

A idéia da transitoriedade dos crátons, ou transcrevendo-o: *A craton is a transitory, expanding as orogenies add rocks of former orthogeosynclines, contracting as new orthogeosynclines reduces its area...* (Kay, 1947, p.1291). Nestes termos, reedita os conceitos de *consolidação/cratonização* para o crescimento e *regeneração* para a volta às condições geossinclinais, conforme fizera Stille, op.cit:

Além disso, Kay aponta um critério lógico e importante, algo tangível, para a delimitação dos crátons (problema muito debatido até hoje), aplicando-o ao caso do continente norte-americano. Trata-se da "linha de carneira da flexura monoclinial que marca a entrada do domínio eugeossinclinal". Nestes termos figurou o cráton norte-americano (Mapa Paleogeográfico da América do Norte), definindo suas delimitações (linha Wasatch, a oeste e linha Adirondack, a leste), e consignou a grande longevidade deste cráton assim delimitado por miogeossinclinais, definindo-o como *hedreocraton* ("steadfast" = imutável, permanente), o que é a um só tempo um exagero e uma excelente chamada para o tópico da estabilidade (ortoplateformal) daquele caso.

A síntese dos conceitos vigentes nestas três escolas pode não ser tudo em termos de histórico e sinonímia, mas é o essencial, o mais importante. Outras incursões nesta seara não traria luzes adicionais, e parecem ser supérfluas e dispensáveis nesta oportunidade, onde os fins didáticos são majoritários.

Cráton e plataforma são conceitos de origem comum e são sinônimos, em termos de caracterização tectônica de área continental relativamente estável. Apesar das tergiversações de uso, são sinônimos, como acusados e assim tratados por vários autores.

Almeida (1977) tentou introduzir no Brasil a convenção sugerida pela reunião da Subcomissão da Carta Tectônica do Mundo, na cidade do Cabo, África do Sul, em 1973, com o objetivo de designar a seguinte forma de uso:

Cráton - segmentos de embasamento consolidado em tempos pré-Brasiliano/Panafricano. Sentido próximo das "velhas" plataformas dos geólogos soviéticos (ou seja no Transamazônico, no Barramundi, no Grenville, etc.) .

Plataforma - designação aplicável àquelas grandes plataformas consolidadas ao final do Ciclo Brasiliano/Panafricano e coetâneos (ou seja Sul Americana, Norte Americana, Africana, Indiana, etc., vide Fig 2.2) .

Esta tentativa de regulamentar o uso procurou contornar a dicotomia existente, mas, a bem da verdade, não conseguiu se impor. Nem no Brasil, nem fora dele, o que não lhe tira o mérito e a boa intenção. Na escola soviética, os termos cráton e plataforma são usados indistintamente até hoje, ou nos artigos mais recentes. Nos trabalhos mais recentes da América do Norte - grande foco irradiador da linguagem mobilista - cráton tem sido usado para o conjunto de área de *escudo* (áreas onde o embasamento está amplamente exposto) mais áreas estáveis recobertas de sedimentos (a que eles reservam a designação, ao nosso ver incorreta - pelo histórico - de "plataforma"). Isto é visto em vários livros-texto e mesmo em léxicos tectônicos modernos (vide Bates & Jackson, 1987), tem registro aqui, mas não nossa concordância.

Nos demais continentes e centros de produção científica (África do Sul, Austrália, etc) há misturas de tratamento, conotações afeitas a paradigmas locais e regionais, utilização dos termos cráton e plataforma como sinônimos, e até mesmo a designação (incorreta) ou indefinição de cráton e área de *escudo* ("*shield areas*").

No apelo aos léxicos e dicionários tectônicos editados nas últimas décadas (Dennis, 1967; Bates & Jackson, 1980, 1987; Allaby & Allaby, 1990; entre

outros) não se denota preocupação com esta dicotomia de tratamento nem com a ênfase dos atributos aqui considerados fundamentais: **antiguidade**, **transitoriedade** e **estabilidade relativa**. Além disto, mesmo que cráton e plataforma continuem utilizados como sinônimos (não são todos os autores), a designação de *escudo* deve ser preservada para amplas áreas do cráton onde seu embasamento cristalino está exposto, onde existe vocação ascensional comprovada, perfazendo assim uma estrutura de primeira ordem dos crátons, lado a lado com *zonas de cobertura* (a “plataforma”, na designação usual, não apropriada e indesejável dos norte-americanos) .

3.2. Atualização do conceito

What is a craton ? A craton may be defined as the relatively stable part of a continent, or the interior of a continental plate.

What distinguishes “stable” from “unstable” tectonic zone is, essentially, their comparatively slow rate of movement over the time interval in question.

Park & Jaroszewski (1994)

Os quadros, sucessivamente apresentados a seguir, II, III, IV, V e VI, objetivam de uma maneira esquemática sintetizar as principais características dos crátons, suas estruturas e estágios evolutivos, procurando a melhor forma de fugir de detalhes desnecessários, e recorrer aos itens consensuais. Devem ficar em destaque desde já que a trilogia **estabilidade relativa**, **antiguidade** e **transitoriedade**, e mais **espessura litosférica privilegiada**, e **baixo fluxo térmico** são condições básicas, bem como a supremacia em área dos crátons em termos dos tipos crustais continentais.

O conceito de estabilidade relativa implica na falta de atividade tectônica importante, ou ainda homogeneidade nos valores e taxas dos gradientes tectônicos em geral, sempre tendo um referencial para este julgamento por perto. O que distingue estas zonas estáveis (crátons) das zonas instáveis (faixas móveis) é o comportamento comparativo das taxas de atividade tectônica num intervalo de tempo (ou ciclo) considerado.

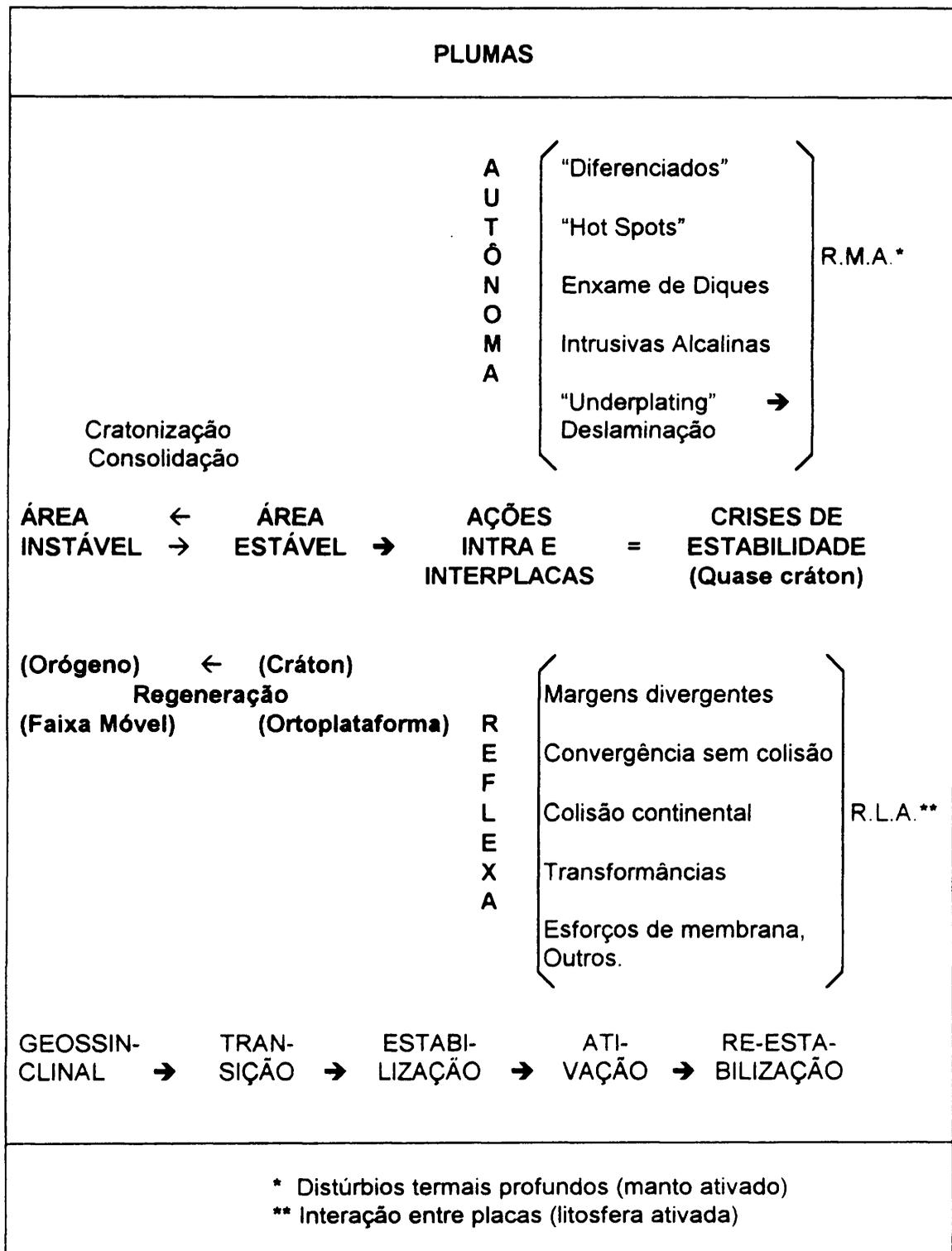
Da mesma forma, a distinção de ortoplatasformas (verdadeiras, velhas) das paraplataformas (quase-plataformas, semi-plataformas) é muito relativa - o que é facilmente deduzível de análise crítica do Quadro IV - no sentido das taxas

Quadro II - Cráton = Plataforma*.

CARACTERÍSTICAS GEOLÓGICAS GERAIS		
a) Fração/parte relativamente estável, isostaticamente positiva da litosfera continental (> 100 Ma). Áreas não submetidas à deformação nem a eventos termais importantes (não afetada pela atividade contemporânea das bordas das placas litosféricas, ou muito pouco afetada).		
b) Caracterizam-se por áreas de litosfera continental muito espessa (300-400 km, 450 km), com material siálico na ordem de 40 km.		
c) Apresentam dois estágios estruturais/estratigráficos separados por discordância angular importante:		
Coberturas	0 a 7 km	= Bacias Sedimentares
.....		
Embasamento	25 a 35 km	= Exposto em Escudos, Maciços, "altos"
d) As características de estabilidade, antiguidade e transitoriedade relativas são requisitos. A natureza transitória no tempo deve sempre adicionada: De quem? Quando? Que ciclo?		
e) O zoneamento tectônico do cráton deve distinguir núcleos mais estáveis ("Full cratonic areas"), das áreas marginais e/ou corredores internos de deformação em condições cratônicas (Antepaís, "Foreland")		
f) Quanto à idade, têm sido distinguidos precariamente os crátons e plataformas: Velhas ou Verdadeiras = Estruturas Pré-Cambrianas predominantes Jovens ou Pseudoplatformas = Pós-proterozóicas (discutíveis)		
g) Os crátons crescem quelogenicamente, com núcleos hospedeiros ou sementes, sendo circundados por anéis de colagens orogênicas (proterozóicas, fanerozóicas), nem sempre completas e ordenadas.		
h) O desenvolvimento/justaposição de cada nova colagem pode redefinir o núcleo cratônico precedente, em geral na periferia deste. A deformação sobreposta em geral é do nível estrutural raso e pouco penetrativa (germanotipo), e excepcionalmente dúctil e penetrativa (alpinotipo), "regenerando" o cráton.		
i) A definição dos limites dos crátons varia com a escola tectônica ("fixistas" x "plaquistas", antigos e modernos), com o método geológico e geofísico de abordagem e a escala do conhecimento. É um problema que carece reavaliação sempre, com o progresso do conhecimento.		
j) Em termos de tipos crustais continentais, a expressão global atual dos domínios cratônicos é majoritária com de cerca de: 23% em área e 47% em volume		

*Há proposta de comissão específica da IUGS para utilizar os termos:
 cráton = domínios de embasamento consolidado nos ciclos pré-cambrianos ("velho")
 plataforma = domínio de embasamento consolidado no final do Pré-Cambriano/Eoplaleozóico.
 Mas, em geral, é proposta não seguida.

Quadro III - Estágios evolutivos dos crátons.



OBS.: As transformações de "geossinclinal" em plataforma, de plataforma em geossinclinal (menos frequentemente) e de orto em paraplataforma não são geralmente integrais ou completas.

Quadro IV - Características de distinção: orto e plataforma.

ORTOPLATAFORMAS	PARAPLATAFORMAS (Quasecrátons)
<p>(Verdadeiras, Velhas Arqueano-Proterozóicas)</p> <p>Alto grau de consolidação de embasamento</p> <p>Estágio de estabilidade. Ausência de gradientes tectônicos importantes.</p> <p>Duração acima de 100.10⁶ anos.</p> <p>Litossomas cronoparalelos, grande extensão e espessura moderada.</p> <p>Sistemas deposicionais bem preservados, sedimentos maduros, fossilíferos.</p> <p>Áreas fontes amplas, com relevos moderados.</p> <p>Dobras e falhas locais, ou insignificantes. "Geofraturas" pouco ou não atuantes.</p> <p>Coberturas sedimentares não ou raramente cortadas pela reativação de falhas.</p> <p>Magmatismo ácido a intermediário discreto ou ausente. Focos isolados de magmatismo.</p> <p>Tectonismo subsequente à consolidação é fraco, ações locais ou insignificantes.</p> <p>Escudos, antéclices, sinéclises e dalas ("tables") são as principais estruturas.</p> <p>Metalogênese pobre, depósitos exógenos predominam.</p> <p>Condições geofísicas "normais" de áreas estáveis continentais.</p> <p>O estágio de ortoplataforma geralmente sucede estágios de paraplataforma.</p>	<p>(Pseudo, Jovens, Pós-Proterozóica e/ou Plataformas ativadas)</p> <p>Menor grau de consolidação do embasamento</p> <p>Crise de estabilidade. Surgimento de gradientes tectônicos importantes, locais ou regionais.</p> <p>Duração variável, 100 a 200.10⁶ anos, com as causas.</p> <p>Litossomas prismáticos, diagonais às linhas do tempo. Espessura irregulares, cunhas e lacunas freqüentes. Sedimentos imaturos, ciásticos predominantes.</p> <p>Áreas fontes locais e regionais, relevos rejuvenescidos.</p> <p>Falhas conspícuas, reativação de antigas falhas dissecando a cobertura sedimentar e criação de novas outras. Falhamento gravitacional é o mais freqüente, mas não exclusivo.</p> <p>Atividade magmática extensiva e intensiva e caracteristicamente variada: ácida, máfica, ultramáfica, alcalina.</p> <p>Tectonismo subsequente à consolidação importante e variado (falhas, dobras, oscilação).</p> <p>Arcos, horstes, grábens, anficlises, trapas vulcânicas e vulcano-sedimentares.</p> <p>Mineralização rica e variada, em função do magmatismo e da sedimentação. Tipos endógenos.</p> <p>Fluxo térmico e sismicidade elevados, e outras características geofísicas modificadas.</p> <p>O estágio de paraplataforma pode suceder no tempo estágios geossinclinais ou ortoplataformais (estes, no caso da "chamada ativação")</p>

ALGUMAS CARACTERÍSTICAS GEOFÍSICAS

- a) **Espessuras litosféricas** muito elevadas, 300-400 km (Tectosfera), com Zona de Baixa Velocidade ausente ou presente a grandes profundidades e pobremente definida. Existe uma relação estreita entre a espessura da tectosfera e a idade, estando as zonas mais espessas sob os núcleos cratônicos, acompanhando o movimento das massas continentais.
- b) Os **modelos usuais mecânicos** ("litosfera elástica") e **termais** (condução de calor por condução) são inconsistentes para explicar as profundas "assinaturas" sismológicas abaixo dos crátons. Estas raízes profundas, baseadas em evidências sismológicas, petrológicas, isotópicas e geoquímica são em favor de um reservatório mantélico de baixa densidade ("depleted" por várias razões), distinto daqueles das faixas móveis e de outros tipos crustais.
- c) **Secção Crustal** muito variável em composição litológica e geoquímica latero-verticalmente. Espessuras crustais 35-40 km.
- d) **Perfil sísmico** com modelos usualmente variáveis, com camada sedimentar (0 a 6 km, $V_p = 2-4$ km/s), camada superior (10 a 25 km, $V_p = 6-6,2$ km/s), camada inferior (16-30 km, $V_p = 6,5-6,9$ km/s). Moho = Refletor variável de intensidade e caráter, muito simples a muito complexo
- e) **Sismicidade** - Pequeno número de terremotos rasos, alguns concentrados ao longo de zonas de falhas, outros distribuídos esparsamente. Baixa magnitude em geral, excepcionalmente de grandes magnitudes.
- f) **"Stress"** - Em geral estágio de "stress" compressivo horizontal dominante. Orientação e magnitudes coerentes e uniformes sobre amplas áreas (onde conhecido). Exceções locais - zonas de riftes e platôs - com zonas de extensão!
- g) **"Strain"** - Taxas de deformação baixas, coerentes com os campos de "stress". Indicações diversas de encurtamento nos campos compressivos.
- h) **Fontes do "stress"** - Apesar do pequeno número de dados há boa correlação mundial entre os campos de "stress" e a trama de velocidade absoluta das placas. A rede de forças nas zonas dos limites das placas ("ridge push", "slab pull", "trench suction") e outros oriundos das relações litosfera/astenosfera) são as principais fontes renováveis.

ALGUMAS CARACTERÍSTICAS GEOFÍSICAS

- i) **Fluxo Térmico**, os valores mais baixos e menos variáveis entre os tipos crustais em geral, a saber:
- | | |
|--|--------------------------------------|
| Domínios Arqueano-Proterozóico Antigo: | $20\pm 8 - 49\pm 8 \text{ mWm}^{-2}$ |
| | $41\pm 10 \text{ mWm}^{-2}$ |
| Domínios Proterozóico Superior: | $50\pm 5 \text{ mWm}^{-2}$ |
| Domínios Paleozóicos (Jovens): | $62\pm 20 \text{ mWm}^{-2}$ |
- Nas zonas ativadas de riftes e platôs os valores se elevam bastante entre 60 e 107 mWm^{-2} (1,5 ou 2,68 HFU).
O Fluxo térmico, portanto, cresce com o decréscimo em idade do último maior evento termal que afetou a região.
- j) Os **gradientes geotérmicos** sob os crátons são os mais fracos, de modo que a curva de temperatura com a profundidade mostra sempre as menores inclinações. Com a espessura da tectosfera aumenta com a idade da crosta, paralelamente a isto vai diminuir também o fluxo de calor.
Estruturas compressoriais (mais raras) requerem altas taxas de fluxo térmico e/ou esforços mais elevados do que aqueles gerados nos limites de placas, muito superiores aqueles gerados por simples "ridge push".
- l) **Resistência Mecânica** - Estruturas extensionais dentro do cráton são possíveis sob condições termais anormais e mediante "stresses" muito elevados, advindo de condições excepcionais da atividades de interação de placas.
- m) **Anomalias Magnetométricas** - Padrões amplos de anomalias rotacionais, com amplitudes de algumas centenas de gammas, e larguras de 10 a 100 km, comprimento de centenas de milhares de quilômetros. Variável bastante com as associações petrotectônicas mais rasas.
- n) **Anomalias Gravimétricas** - Caracterizados por amplas anomalias regionais de -10 a -50 mgal, com acentuadas anomalias locais. Valores mais elevados entre os tipos crustais continentais (exceto mares interiores).

de atividade tectônica, muito sutil, e muito ao gosto exclusivo dos geólogos da escola fixista. Há uma tendência moderna para o desuso desta distinção, que se baseia numa série de características gerais, qualitativas por excelência (tectônicas, sedimentares, magmáticas e metalogenéticas) do registro geológico constituído e preservado, num determinado intervalo de tempo (uma crise na estabilidade).

Dos geólogos do ocidente destacam-se Sloss & Speed (1974), que tentaram imprimir uma interpretação moderna para as fases de maior ou menor estabilidade relativa, em consonância com os acontecimentos nas margens das placas (estágios ou estilos emergentes, oscilatórios, etc), sem nenhuma referência a orto e paraplateforma, tendo em vista a natureza das seqüências sedimentares formadas, que será abordada mais adiante (Quadro VII) .

O conceito de plataformas jovens, pós-cambrianas (também muito ao gosto da escola sino-soviética) tende a desaparecer também, por razões do moderno conhecimento tectonofísico. A estabilidade relativa delongada parece inatingível (ou é raríssimo) para quaisquer frações crustais/litosféricas consolidada nos ciclos do Fanerozóico. Quanto mais jovem for a idade termal (original ou imposta por rejuvenescimento importante) de um trato litosférico tanto mais ele será afetado e remobilizado com intensidade com a evolução das faixas móveis vizinhas. E a recíproca é verdadeira, quanto mais velho, menos retrabalhado (Dewey et al., 1986), dando reforço à premissa que antiguidade é fundamental para condicionar estabilidade e caracterizar cráton.

As áreas instáveis têm se transformado gradativamente com o tempo geológico em áreas estáveis, desde o final do Arqueano (após a chamada etapa "permóvel"). ao curso de diferentes ciclos tectono-magmáticos. Este processo chamado de "cratonização" ou "consolidação" desde Stille (diversos trabalhos) apresenta um estágio intermediário de condições tectônicas, chamado de "**estágio de transição**" (Tuyezov, 1967), pelos geólogos da escola fixista, durante o qual prevalecem aspectos gerais do tipo paraplateforma, que pode perdurar por até centenas de milhões de anos, até a estabilidade se concretizar realmente (passando ao estágio de ortoplateforma) .

Por seu turno, áreas continentais de comportamento estável, durante um ou mais ciclos tectônicos (autênticas ortoplateformas) podem sofrer crises de estabilidade relativa, de maior ou menor vulto, extensivas ou em áreas definidas (fenômeno de "**ativação tectônica**"), sem perder suas características e prerrogativas de tipo crustal estável, consubstanciando estágios paraplateformais. A volta às condições de ortoplateforma pode ocorrer com o tempo ("**re-estabilização**"), e, naturalmente com a cessação das causas . Modernamente, se reconhece dois grupos fundamentais de causas (vide Brito Neves, 1992) que levam a ativação tectônica, conforme sintetizado no Quadro III:

a) Distúrbios Termiais Profundos, subcrustais, sublitosféricos, ou por

ativação do manto - a chamada **ativação autônoma**, da escola fixista.

b) Interação de placas contemporâneas (subducções, colisão, transformância) e esforços de membrana - a chamada **ativação reflexa**, da escola fixista.

Estes processos de "ativação" interferem diversamente na periferia dos núcleos cratônicos (não exclusivamente), e mesmo em corredores que adentram o remoto interior dos continentes, modificando os gradientes tectônicos e trazendo conseqüências notáveis no registro geológico e metalogenético. Mas não ao ponto da condição de entidade estável ser descartada (não deixa de ser cráton) .

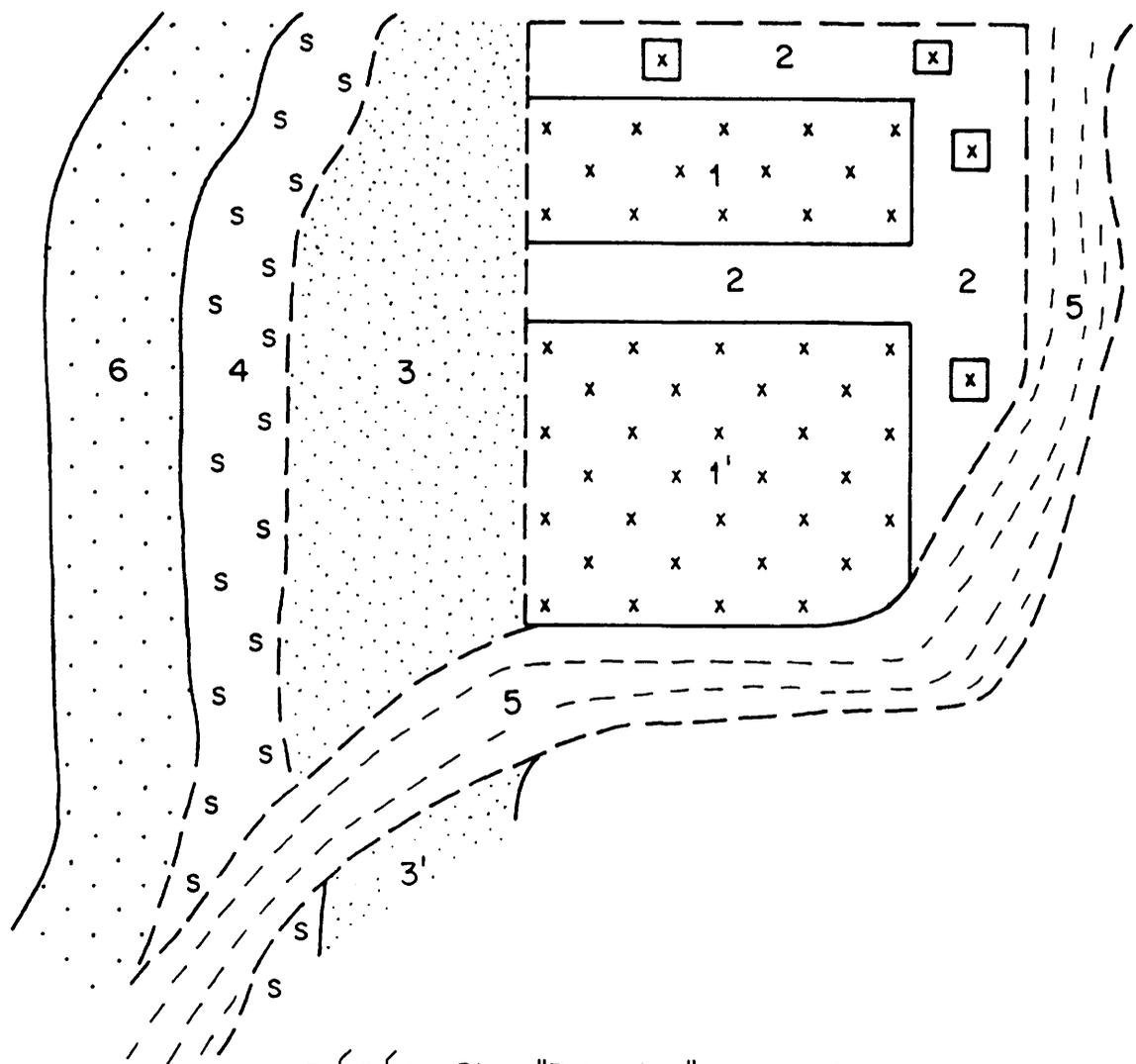
Algumas porções de áreas cratônicas podem ser também, em ciclos subseqüentes, envolvidas completamente de forma mais contundente, a níveis crustais/litosféricos profundos (retrabalhamento termal, tectônico, magmático), de forma a que a condição de estável não subsiste, e passam a fazer parte da faixa móvel adjacente. Este processo, chamado de "**regeneração**" por Stille (diversos trabalhos), costuma ocorrer mais na periferia dos crátons (mas não exclusivamente, podendo penetrar porções interiores dos crátons), mas raramente envolvem completamente um cráton preexistente.

De modo geral, consoante a observação de vários autores, o crescimento dos crátons (e da crosta continental) se faz pela soma algébrica positiva dos processos de consolidação (faixas móveis transformando-se em crátons) e de regeneração (crátons transformando-se em faixas móveis) . Vide Figuras 3.1 e 3.2.

A transformação de faixa móvel em cráton vem tendo supremacia na história da terra, em todos os processos orogênicos e conexos, e isto são dados facilmente palpáveis e mensuráveis. Conforme Khain (1980), tudo acontece como no bolero, dois passos para um lado (crescimento, cratonização) e um passo para o outro (regeneração, decrescimento na porção estável).

Os crátons se formam (transição e consolidação), crescem por adição de orógenos e colagens orogênicas (neocratonização), podem ter crises de estabilidade passageiras (ativação) e circunstancialmente podem vir a desaparecer (regeneração) - parcial mais que totalmente -, ou ainda serem integrados a outros crátons e faixas móveis (aglutinação, fusão) em etapas posteriores da evolução. E assim sendo em praticamente todos os casos cumprem a premissa de transitoriedade.

O processo de crescimento dos crátons, a "**quelogênese**", representada na Figura 3.1, extraída de Sengör (1990), e no exemplo da porção



- | | | |
|--|--------------------|---|
| PLAT.
SUL
AMERICANA | CRAT.
AMAZONICO | 1 - Bloco "Pakaraima" ——— A - Pi |
| | | 1' - Bloco "Xingu" ——— A - Pi |
| | | 2 - Colagem Transamazônica - Pi - Ps
(Maroni - Itacaiunas) |
| | | 3 - Colagem R. Negro - Juruena - Ps - Mp |
| | | 3' - Colagem Rio Apa ——— Ps - Mp |
| | | 4 - Colagem Sunsas - Aguapei - Mp
(Grenville ?) |
| | | 5 - Colagem Brasileira ——— Np |
| 6 - Sistemas (Colagem) ——— F
Fanerozóicos | | |

Figura 3.2 - Ilustração especulativa da quelogênese da crosta continental (e da plataforma Sul-americana) no norte de nosso continente, em torno dos núcleos sementes Pakaraima, Xingu e outros blocos menores dispersos.

A - Arqueano; Pi - Paleoproterozóico Inferior; Ps - Paleoproterozóico Superior; Mp - Mesoproterozóico; Np - Neoproterozóico; F - Fanerozóico.

norte da plataforma Sul Americana. Figura 3.2., é feito por anexação anelar de orógenos e colagens, edificações sucessivamente neoconsolidadas, com muitas implicações tectônicas para o precursor núcleo central, hospedeiro ou núcleo semente, e/ou para os anéis mais antigos e internos. O crescimento por quelogênese pode tão somente "ativar" (níveis crustais rasos) os tratos lito-estruturais preexistentes (estruturas ditas "germanotipo", ou "saxônica") ou podem modificá-los substancialmente (níveis crustais profundos, com imposição de novo "imprint" tectogenético), causando a acima descrita "regeneração". Naturalmente, com estes processos, a definição precisa dos limites dos crátons e a demarcação de suas zonas estruturais internas afetadas pela quelogênese (e outras formas de interações tectônicas) costumam ser temas ricos de feições a serem analisadas, e muito polêmicos em geral.

3.3. Estágios estruturais e estratigráficos

Os crátons apresentam dois estágios maiores estruturais-estratigráficos, separados por uma discordância angular e erosiva importante: o embasamento e a cobertura, como sintetizado no Quadro V. O primeiro estágio é de grande complexidade lito-estrutural em geral (no varejo), mas pode ser sintetizado sem problemas, ainda que incorrendo em certo simplismo, mas devidamente fundamentado nos exemplos de todo mundo. Do bloco sino-coreano ao cráton do S. Francisco, da Austrália ao Canadá, no Dharwar (Índia) e na Sibéria, os terrenos de baixo grau e de alto grau, mais as intrusivas posteriores (conforme esquema montado) são a tônica dominante.

Os escudos (estruturas de primeira ordem) são historicamente definidos como amplas áreas de exposição de rochas do embasamento do cráton, com vocação epirogenética ascensional secular - milhões de anos - de forma que não permitem a fixação de contingentes sedimentares expressivos. Há, inclusive, alguns autores, como Crough (1979), que vêem nesta característica uma possibilidade de conexão das áreas escudais com existência de "hot spots" não devidamente conhecidos, explícitos ou localizados, mas isto não pode ser comprovado ainda. Para as áreas menores, onde o embasamento se expõe têm sido usados muitos termos, como "maciços" (e.g. maciço uruguaio-sul riograndense, maciço do Rio Apa, etc.), "altos", "arcos", etc., todos pouco felizes face o comprometimento destes

termos com outros elementos tectônicos e outras situações geológicas.

A riqueza mineral do embasamento dos crátons é muito decantada, principalmente dos terrenos de baixo grau (greenstone e assemelhados) e nas litologias máficas e ultramáficas, sejam de alto grau ou sejam aquelas intrusivas mais tardias.

O *antepaís* é a zona do cráton (com embasamento ou cobertura presentes) bordejando uma faixa móvel, ou ligada de certa forma à evolução da faixa móvel vizinha para onde se dirigem os falhamentos inversos e as dobras recumbentes. Concebido desde os tempos de Suess, e com vários seguidores e vasta sinonímia (*Vorland, Dauerland, Foreland, Avant-Pays*), o termo/zona está em estágio de fluxo, não havendo consenso até onde estender esta zona cráton a dentro. Em tese, toda borda e mesmo o interior do cráton deformado de alguma forma pelas faixas móveis vizinhas, sem regeneração do embasamento (níveis crustais rasos), vem sendo incluída como “antepaís” e a alusão feita é a “tectônica de antepaís” (vide Fig. 3.3)

A cobertura s.l. de um cráton tem normalmente várias fases de evolução. Um estágio/fase de cobertura pode inclusive preexistir a individualização do cráton como entidade tectônica, trata-se do estágio de pré-plataforma, podendo este estágio herdado junto com o embasamento ser de origem e natureza bastante diversas. As coberturas paleo e mesoproterozóicas hoje ainda preservadas nos crátons do S. Francisco, Amazônico e S.Luis-África Ocidental são exemplos (Chapada Diamantina, Roraima, Beneficente, etc., etc.) são exemplos muito bons deste fato.

A cobertura pré-tectogênese ou singeossinclinal é aquela correlata aos depósitos das faixas móveis próximas do Cráton (tipo Supergrupo São Francisco, Grupo Alto Paraguai), nas fases de máxima extensão da lâmina d'água, e que podem cobrir zonas de antepaís e mesmo se estender a partes do interior remoto e estável (“full cratonic areas”). Os depósitos pós-tectônicos ou molássicos são aqueles postados na periferia do cráton e advindo por erosão dos altos gerados pela orogênese das faixas móveis vizinhas (tipo formações Palmares, Piriá, etc.). Neste contexto de pós-tectônicos devem ser colocados os depósitos oriundos de processos de extrusão ou “escape tectonics” (a serem discutidos mais à frente) das fases finais de evolução das faixas móveis, quando estes se estenderem aos domínios cratônicos.

Outros mecanismos locais do interior ou da periferia do cráton

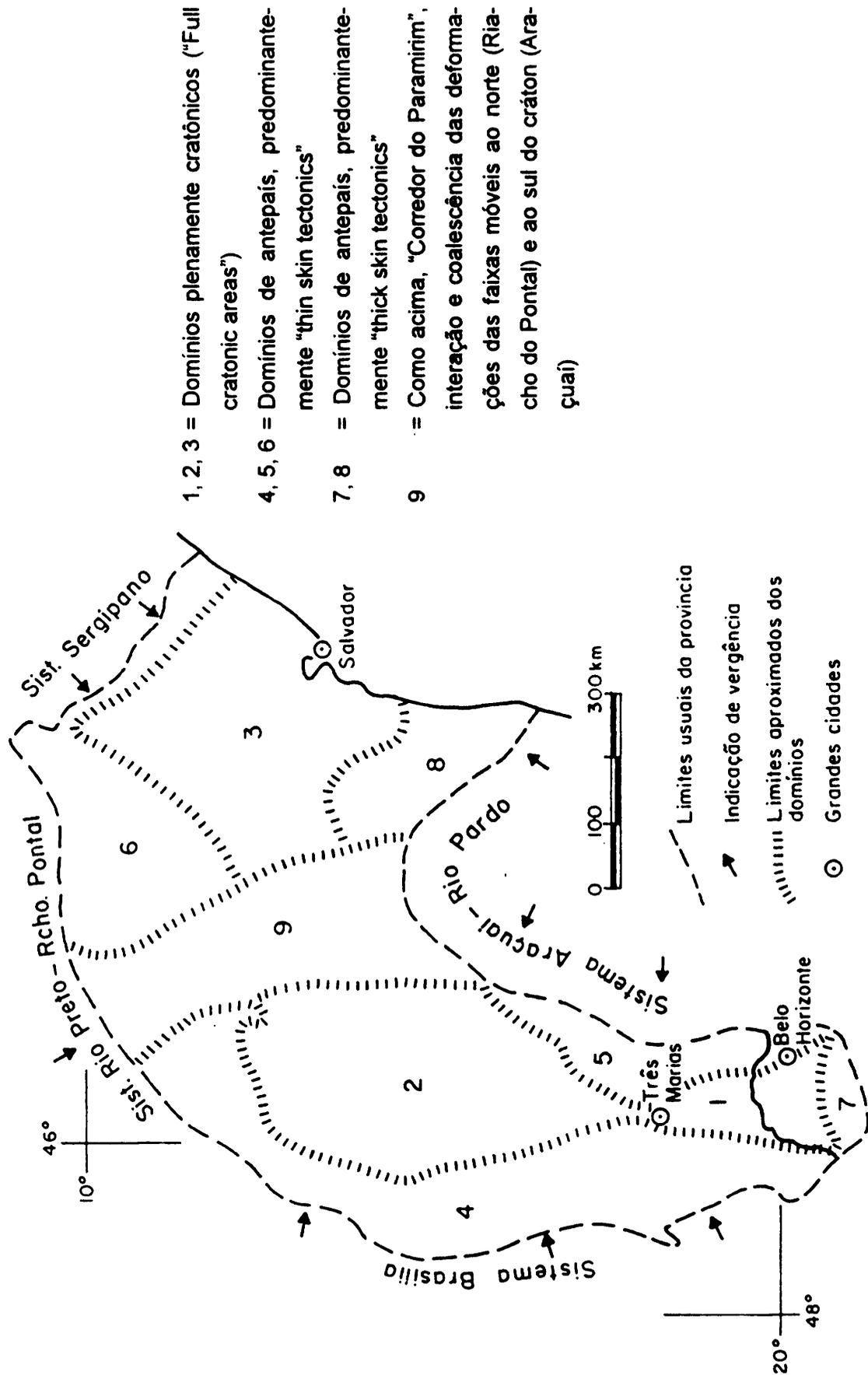


Figura 3.3 - O zoneamento possível para o Cráton do São Francisco, modificado de Alkmim et al. (1983).

contingentes sedimentares e estruturas , geralmente descontínuas. Esta referência aos depósitos da “tectônica de ativação” (interna ou autônoma, externa ou reflexa) tem vários exemplos no Cráton Amazônico (Surumu, Iricoumé, Iriri, Beneficente, etc.) e São Francisco (Rio dos Remédios, Paraguaçu, Chapada Diamantina, etc.), ou seja, principalmente para aquelas coberturas mais antigas, pré-plataformais.

Para as coberturas “não-dobradas”, no caso se falando das coberturas sedimentares fanerozóicas e suas estruturas de diferentes bacias, da história evolutiva após a formação do cráton, o cotejo disponível para classificação é muito amplo, e foge até dos objetivos deste texto. Mas há duas linhas de abordagens que merecem ser incentivadas.

a) Uma mais antiga (mais sempre atual), que é a aquela das seqüências sedimentares cratônicas de Sloss (1963), Sloss & Speed (1974; recentemente revista por Sloss, 1988), na qual cada seqüência sedimentar materializa o registro de um estágio evolutivo do cráton de descida e posterior ascensão. Estas seqüências são unidades lito-estratigráficas informais de categoria superior a supergrupo, separadas por discordâncias angulares de caráter interregional, e que compreendem o conjunto de depósitos acumulados e preservados em cada ciclo de subsidência e soerguimento generalizado do cráton (sinônimo de holossoma). Nas bacias sedimentares brasileiras (plataforma Sul-Americana), este tipo de abordagem foi aplicado (Almeida, 1969; Soares et al., 1984) com sucesso, e devidamente atualizado pode ser aplicado, numa forma elegante e inteligente de apreciar a evolução dos estágios de cobertura com a tectônica.

No esquema de Sloss & Speed, são consideradas três possibilidades de estilos tectônico-sedimentares (Quadro VII) :

-Estilo emergente - episódios de soerguimento e erosão lentos (seguidos de subsidência) predominam, correspondendo à ausência de processos convergentes nas margens da placa onde está o cráton. Predomínio de erosão .

-Estilo oscilatório - episódios rápidos de soerguimento e submersão, atividade de blocos importantes, sedimentos imaturos predominam (corresponde às fases de ativação dos geólogos soviéticos, sem que a referência seja evocada). Atribuído à presença de uma margem ativa (com bacia de retroarco) ou margem transformante.

-Estilo submergente - progressiva depressão abaixo do nível do mar, importantes depósitos de mares epicontinentais, com baixas taxas de sedimentação. Atribuído à presença de margem ativa na placa onde está situado o cráton, sem

Quadro VII - Estilos/fases evolutivo dos crátons.

Estilo/Fase Emergente	Episódios de soerguimento acima do nível do mar: > 1 km. 10^6 - 10^7 anos seguido de lenta submergência.
	Erosão predomina, remoção de coberturas, inclusive plataformas carbonáticas, para talude e sopé. Hiatos e vacuidades predominam = grandes inconformidades.
	Ausência de processos convergentes nas margens dos crátons.
Estilo/Fase Oscilatório	Episódios pulsatórios de rápidos soerguimentos (regressão) e submersão (transgressões) dos crátons: > 1Ma - 5Ma.
	Atividades de blocos e tafrogênese, decrescente das margens para o interior dos crátons, controladas por antigas linhas de falha. Taxas de sedimentação altas ($1 \text{ km}/10^6$ anos): Sedimentação imatura. Grábens, Semi-grábens, Bacias Intermontanhas, Arcos, atividade ígnea intracratônica, metamorfismo (alta T, Baixa P), etc. Sedimentação imatura local, sedimentação continental nas grandes bacias.
	Presença de uma margem ativa (subducção), separada do cráton por bacia de retroarco, ou de margem transformante, lateral ao cráton.
Estilo/Fase Submergente	Progressiva depressão abaixo do nível do mar, subsidência das bacias interiores, e avanço em uma ou mais margens por cunhas clásticas: 70 a 110 Ma.
	Transgressões (Seqüências sedimentares cratônicas), interrompidas por fases regressivas curtas, importantes mares epicontinentais, deixando menos de 10% de áreas emersas. Taxas de sedimentação baixas ($0,1 \text{ km} \times 10^6$ anos). Sedimentação clástica dos altos internos, sedimentos não clásticos epicontinentais predominantes, cunhas clásticas de "highlands" marginais.
	Presença de uma margem ativa, com eventos de subducção (sem interferência de bacias retroarco).

Fonte: Sloss & Speed (1974).

bacias de retroarco intervenientes. Esta formação de amplas seqüências sedimentares cratônicas tabulares corresponde aos estágios ortoplateformais dos geólogos soviéticos, novamente sem a alusão ter sido feita (fases talassocrática e geocrática de Almeida, 1969, no paleozóico brasileiro, por exemplo).

b) Outra linha de abordagem é mais contida regionalmente, ou de expressão mais local, no trato dos sedimentos acumulados e suas estruturas, com relação aos conceitos modernos de tectônica global, merecendo destaque, entre muitos outros Bally & Snelson (1981) e Kingston et al. (1983), que merecem ser alvos de leitura/análise mais direta, no original. Na visão deste autor são as classificações de bacias sedimentares cratônicas (e outras não cratônicas) mais atualizadas e inteligentes na praça, sob a égide dos princípios modernos da Tectônica Global.

Neste segundo trabalho, os autores identificam oito tipos fundamentais de bacias sedimentares, sendo deles quatro em crosta continental (IS=sinéclise, IF=fratura interior, MS=sinéclise marginal e LL= rifte associada com transcorrentes), que estão sinalizados no Quadro V, com referência à tectônica formadora das bacias sedimentares. Além disso, oferecem um quadro com os vários estilos e intensidades de tectônica de deformação possíveis, desde muito fraco(a) até muito forte (f), ou seja um leque muito bom para analogias, e que também foi aplicado com sucesso nas bacias sedimentares brasileiras (Figueiredo & Raja Gabaglia, 1986).

Nesta linha de abordagem devem ser sempre considerados a tectônica formadora, os ciclos deposicionais, e a tectônica deformadora ou sobreposta e avaliação da intensidade desta, ficando claro que toda bacia sedimentar tem uma evolução poli-histórica. A aplicação bem conduzida destes parâmetros para os sedimentos fanerozóicos “não dobrados” é devida a maior disponibilidade de valores de tempo geológico nas bacias fanerozóicas (fósseis), mas não exclui em princípio a apreciação das coberturas ditas “dobradas”. Da intensidade “a” até a intensidade “f”, são muitas as possibilidades de classificação e analogias, desde coberturas absolutamente não dobradas (a) até mesmo fortemente dobradas (f), e destas para verdadeiras faixas móveis.

3.4. Estruturas cratogênicas

As estruturas de primeira ordem dos crátons foram acima

consideradas, as zonas de escudo (soerguimentos amplos, interregionais, continentais) e as coberturas (bacias/zonas de subsidência). A estas devem ser acrescentadas as margens continentais passivas, ou depressões pericratônicas, que delimitam os crátons, e que, ao menos parcialmente (umas mais, outras menos) estão localizadas dentro do domínio cratônico (aí sendo incluídas sinéclises marginais, aulacógenos, sistemas de riftes e grábens, etc.).

As estruturas adiante discutidas, de ordem imediata serão aquelas do interior do cráton (podendo chegar às margens), de repercussão geológico-estrutural regional ou local. Elas são de várias naturezas e variam em magnitude e intensidade de acordo com o estágio evolutivo do cráton.

3.4.1. Estruturas de Subsidência (“bacia”) e Soerguimento (“uplift”)

As *sinéclises* (IS), já mencionadas anteriormente, são produtos de depressão lenta, gradual e ampla dos crátons (“dobras de fundo”), ao curso de centenas de milhões de anos, caracterizadas por mergulhos centrípetos de baixa intensidade dos sedimentos ali depositados (seqüências sedimentares cratônicas), e que podem atingir até mais de um milhão de quilômetros quadrados em área, consoante amplas formas subcirculares ou ovaladas. A esta normalmente grande extensão em área correspondem depocentros na faixa de 4 a 6 km, e excepcionalmente maiores.

Em tese, são circundadas por estruturas antônimas, de soerguimento igualmente lento e gradual (para alguns autores não há soerguimento e sim comportamento neutro relativo), as chamadas *antéclises*, de extensões muito grandes. Estruturas positivas de extensões menores, antiformais ou braquiantiformais, podem limitar as sinéclises, e recebem nomes de *domos* ou de forma menos adequada, a designação de *swells*. Algumas vezes, *domos*, *antéclises* e “*swells*” (e até “arcos”) aparecem na bibliografia como sinônimos, mas não são estas designações adequadas.

Quando a sinéclise é muito rasa em profundidade (1 km ou menos), para grandes extensões proporcionais em área, aparecem na literatura termos distintivos como *dala* (Bogdanov, 1963, in Muratov, 1977), *mesa* e/ou *tableland* (muito comum na América do Norte). Para os geólogos soviéticos a conformação de *dala* é a expressão estrutural do cráton para períodos/estágios de máxima estabilidade (ortoplateformas) relativa.

No caso de sinéclises bastante deprimidas, com mergulhos centrípetos fortes das seqüências sedimentares, preservando fundos chatos, vertentes abruptas e incidência de magmatismo basáltico como soleiras e *trapas* - grandes derrames interregionais mais intenso do que os riftes usuais e associados com grandes falhas -, os geólogos soviéticos usam a designação muito particular de *anfíclise*, e apontam Tunguska, na Sibéria, como o melhor exemplo (Muratov, 1977). Segundo este conceito, estas estruturas caracterizam estágios paraplataformais (durante forte ativação dos crátons), e consoante a maior expressão vertical da subsidência na bacia, verifica-se soerguimento importante e linear nos flancos, que passam a ser chamados de *arcos*, onde também o magmatismo basáltico e alcalino é vigoroso.

De uma forma geral, as grandes bacias sedimentares brasileiras foram sinéclises no Paleozóico, do Siluriano ao Triássico, no sentido moderno do termo (IS, de Kingston et al., 1983). Elas se transformaram em anfíclises no Mesozóico, pelo importante processo de ativação então consignado (abertura do Atlântico, dobramento dos Andes e outros eventos de manto ativado do interior do continente). No caso de Solimões e Médio-Baixo Amazonas, este processo de transformação/ativação foi precoce, começando no Permiano. Isto, para usar a terminologia praticamente exclusiva da escola soviética.

As zonas de soerguimento, ou de *uplift* (em geral) são mais difíceis de estudar devido à falta de registros estratigráficos concretos, diferentemente das zonas de subsidência. Acredita-se que volumetricamente eles devem balancear com o suprimento sedimentar verificado nas bacias.

Um outro tipo especial de soerguimento (sem designação formal ou informal) de grande amplitude se verifica atualmente naquelas regiões do hemisfério norte que estiveram cobertas pelo gelo quaternário, o qual atinge valores calculados e/ou medidos na ordem uma centena de milímetros por ano por sobre períodos de tempo de até 10.000 anos.

3.4.2. Estruturas Rúpteis e Rúpteis-Dúcteis

Os *lineamentos e falhas profundas* são estruturas comuns de muitos crátons, muitas delas tendo sido formadas antes dos processos de cratonização (estágio de faixa móvel), mas persistindo ao longo dos estágios de evolução do cráton, com períodos de menor (ortoplataforma) ou maior atividade (paraplataforma).

Elas são reativadas diferentemente de acordo com as solicitações tectônicas, sendo responsáveis por muitas estruturas extensionais (grábens, riftes, aulacógenos, etc.), e mesmo compressionais (falhas reversas, pequenos empurrões), consorciados de alguma forma ao rejeito direcional.

Na Plataforma Sul-Americana são muitos os exemplos destes lineamentos, e de suas influências, interferindo na evolução tanto das grandes sinéclises como na definição da maioria das estruturas tafrogênicas interiores.

Sistemas de *riftes* e *grábens*, e *aulacógenos* e outras estruturas extensionais assemelhadas são muito comuns do interior (não exclusivamente) da maioria dos crátons, formando bacias tafrogênicas (*yoked basins*) de vários desenhos (grábens, semigrábens, sistemas complexos de grábens) e lado a lado com altos estruturais, *horstes* e *sistemas de horstes*. Os exemplos de Nordeste (Tucano-Jatobá, Alto e Médio Jaguaribe) e Sudeste brasileiros (sistema de riftes e grábens da Guanabara a Curitiba) são suficientes para ilustrar estes casos.

Ramos abortados de junções triplíceis ou aulacógenos são muitas vezes estruturas intermerdiárias entre riftes e bacias, muitos deles adentrando o interior das plataformas, e servindo de precursores para sinéclises sobrepostas (como no caso da Bacia de Moscou e outras). O sistema Potiguar Central-Araripe, no Nordeste do Brasil é outro exemplo importante (vide Cordani et al., 1984). Outras estruturas de igual importância são aquelas geradas por colisão nas margens das placas, afetando o remoto interior cratônico (os *impactógenos*, Burke, 1980) com estruturas e bacias extensionais. O sistema do Baikal, na Ásia, e o rifte do Médio e Baixo Amazonas (do final do Pré-Cambriano) são exemplos destas estruturas no interior de áreas cratônicas.

Estruturas de *falhas de rejeito direcional* têm sido apontadas em muitos crátons, com exemplos em praticamente todos os continentes, ligados ou não aos grandes lineamentos. Eles promovem dobramentos locais (estruturas em flor), lineares, ou mais espaiados (dobras em *echelon*, *sistemas transpressionais*) na cobertura sedimentar, com intensidades bastante variáveis, sendo considerado fator importante na tectônica deformadora das coberturas cratônicas (Kingston et al., 1983). De certa forma, sob condições gerais de compressão e ou extensão, antigas zonas de falhas sempre vão produzir movimentos direcionais, que têm sido detectados mais pela expressão transferida aos sedimentos, mas também por estruturas cataclásticas observada em várias escalas.

3.4.3. Estruturas Compressionais. Dobramentos

Em contraste com as estruturas extensionais, relativamente comuns nos crátons, as estruturas compressionais são raras, ou até mesmo *a priori* suficientes para afastar o conceito de domínio cratônico. Isto é consequência natural do fato da maior resistência da litosfera continental (e dos núcleos cratônicos) às deformações compressivas.

A presença de estruturas de compressão envolvendo crátons é apontada taxativamente por alguns autores (como Kamaletidikov et al., 1987), a diversos níveis crustais. Para grande maioria dos autores, isto só é possível a níveis crustais superiores, de cobertura (tegumentar). Para outro grupo de autores, a presença mesmo de dobramentos gerados por compressão a níveis crustais rasos seria suficiente para não mais considerar a área dentro do cráton. A abordagem do tema é controvertido em diferentes escolas, em diferentes épocas de apreciação. Apenas o chamado dobramento do tipo "estruturas de blocos falhados" ("Blockgebirge" ou tipo Saxônico ou Germanotipo) parece consensual como pertencente ao contexto dos crátons, na grande maioria dos textos consultados.

Como mencionado acima, nas escolas fixista e mobilista varia bastante o grau de admissão e/ou rejeição das estruturas compressionais em domínios cratônicos, sendo este ponto sem consenso inter e intra-escolas, e o que vai repercutir muito no traçado dos limites entre área estável (cráton) e área instável (faixa móvel). E como será visto, este é problema em aberto e de franco debate na Tectônica.

Um exame nos estilos dos dobramentos nas áreas cratônicas, ao máximo dentro do consensual possível, permite distinguir:

a) Dobramentos Induzidos da Cobertura

Dobras monoclinais ou em caixa, descontínuas, formadas em resposta ao movimento de blocos falhados do embasamento sotoposto, horstes e grábens ou ainda por reversão no rejeito de falhas normais e inversas. Este é o clássico dobramento descontínuo ou germanotipo (também chamado de tipo Saxônico, "Drape-folds", etc.), como exemplificado na Figura 3.4.

b) Dobramentos desenvolvidos sobre falhas transcorrentes

O dobramento é produzido na cobertura, em várias escalas (inclusive ao nível de orógenos) e em várias intensidades, em resposta a movimentos direcionais de blocos falhados sotopostos. As dobras são arranjadas "en echelon",

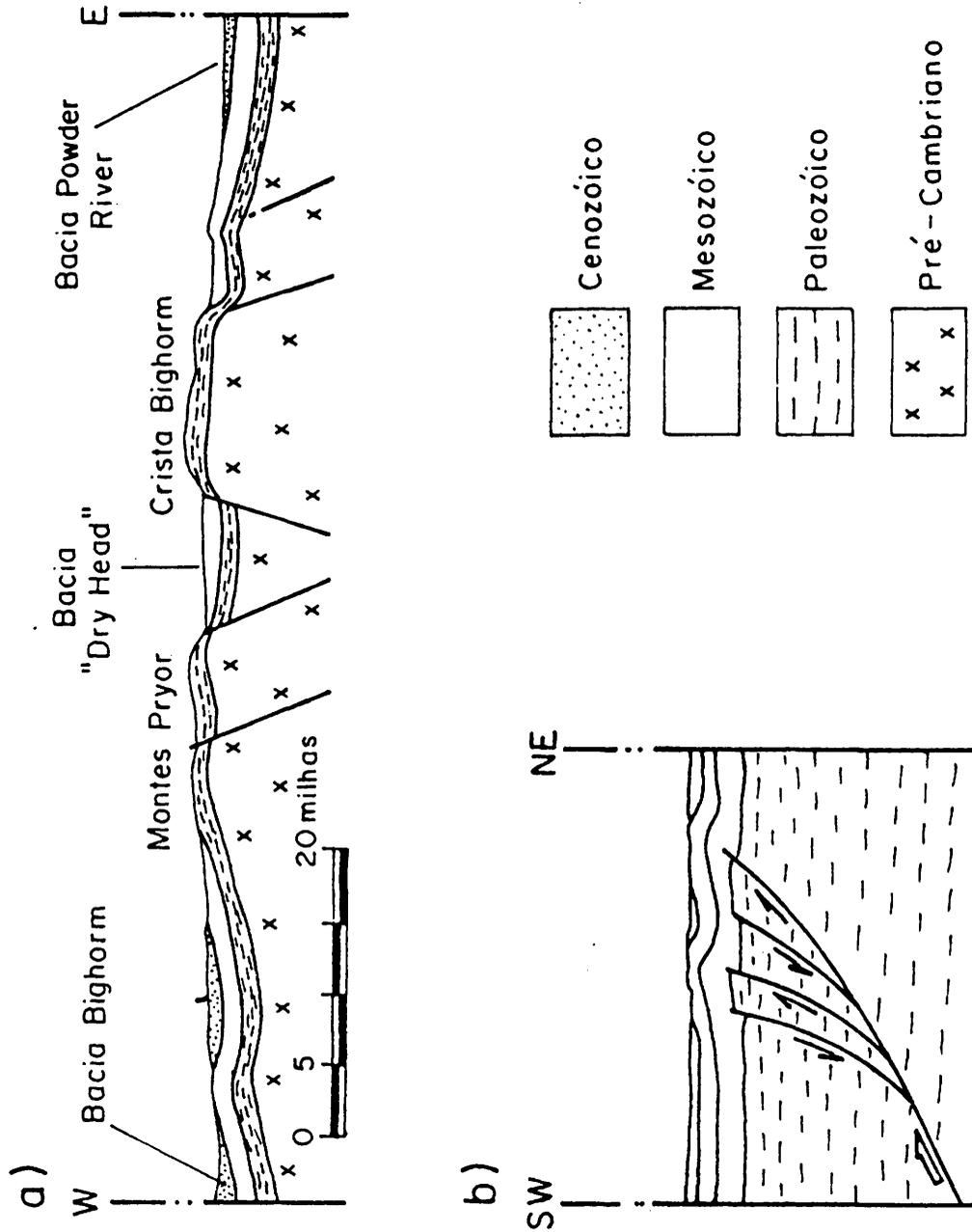


Figura 3.4 - a) "Drape folds", dobras induzidas na cobertura por deslocamentos através de falhas normais de blocos do embasamento, Bighorn, Wyoming.
 b) Dobras induzidas na cobertura por movimentos de falha reversa em blocos do embasamento, e acomodando algum encurtamento crustal.
 Polónia Central. Fonte: Park & Jaroszewski (1994).

com direções oblíquas em relação ao traço da falha. Dobramentos em flor (positiva ou negativa) resultantes destes tipos de deslocamento são detectados com frequência nas grandes sinéclises, e mesmo em outros tipos de bacias sedimentares brasileiras, em indiscutível condição de cráton. Na Bacia do Paraná há vários exemplos conhecidos de campo e registrados na literatura desta feição, que por seu turno está devidamente apontada na classificação de Kingston et al. (1983), anteriormente comentada.

c) Dobras produzidas por diapirismo

Dobramentos gerados nos topos de massas com importante deslocamento vertical, ascensional, sais, argilas e outras litologias pouco densas. Estes são tipos muito comuns nas bacias sedimentares do domínio equatorial da margem continental brasileira.

d) "Dobramento Superficial" ou "Dobras sem raiz"

Trata-se do dobramento restrito à cobertura do cráton, por sobre uma superfície de descolamento importante ("detachment"), e conduzida por vetores compressionais advindos da tectogênese das faixas móveis vizinhas. Muitas vezes esta deformação é incluída como parte do "foreland thrust-and-fold belt", como será visto no trato com as faixas móveis. Alguns autores já as incluem no contexto das faixas móveis, outros no contexto dos crátons (como agora), mas isto será sempre uma decisão discutível quando tratado com dados de geologia de superfície apenas.

Exemplos brasileiros são muitos, praticamente ladeando externamente todas faixas móveis circunadjacentes ao Cráton do São Francisco (vide Fig. 3.3). Na Europa Ocidental, na Sibéria, em muitos crátons de todo mundo há exemplos destes dobramentos relativamente contínuos, destacados do embasamento ("dobramentos superficiais de Argand, 1922). Um dos mais belos exemplos que pode ser citado é o do dobramento cerrado de direção este-oeste que caracteriza o Supergrupo São Francisco (no caso, Grupo Una) na estrutural sinformal de Irecê, na Bahia, deslocado por sobre um embasamento rígido(do Grupo Chapada Diamantina), estruturado claramente na direção mais antiga, norte-sul.

Algumas vezes estes dobramentos trazem frações do embasamento envolvidas ("thrusts sheets"), como exemplificado na Figura 3.5, e por isto só com os parâmetros bidimensionais de análise não se deve considerar estes dobramentos como no domínio do cráton. Muitos autores excluem estes dobramentos do cráton, como surpreendentemente o fez Aubouin (1965), que os coloca nos tópicos referentes à tectônica "geossinclinal", e trata estas unidades lito-estruturais como

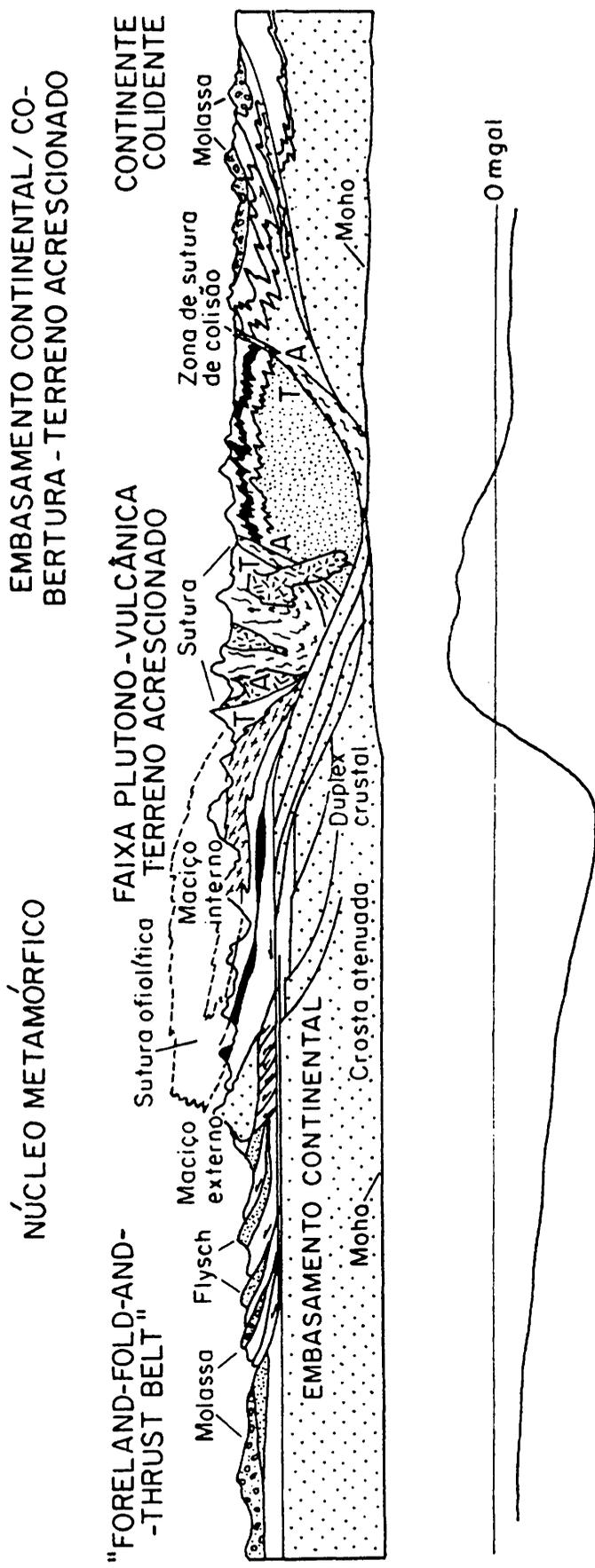


Figura 3.5 - Esboço teórico, "médio" de um orógeno colisional ideal, incluindo elementos mais comuns e o perfil gravimétrico esperado. Fonte: Hatcher Jr. & Williams (1986).

parte ou um tipo de faixa móvel.

3.5. O problema dos limites dos crátons

Os tipos crustais são definidos como poses circunstanciais e transitórias de uma porção (zenital) da crosta, com repercussão subcrustal, litosférica. Nas definições dos limites dos tipos crustais continentais (crátons e faixas móveis entre eles) vai existir estreita dependência da escola do conhecimento científico e mais ainda do nível de conhecimento geológico e geofísico, tridimensional, da entidade em questão e de suas adjacências.

No primeiro caso, as dissenções são naturalmente muitas, de conciliação difícil e de discussão cansativa e repetitiva, tendo em vista os pontos de partida e de chegada distintos da análise do problema, antagônicos em muitos aspectos. No segundo caso, a experiência vem demonstrando que com o crescimento do nível do conhecimento, muitas das dissenções e discussões anteriores eram improcedentes ou desnecessárias. E, chega-se quase sempre próximo de uma máxima antiga das geociências que **“a natureza não dá saltos”** (parafraseando F.Almeida) e que as condições de transição são as mais freqüentes: ou pelo menos que a fixação em limites concretos, lineares e precisos, são carências do homem e não preocupação da natureza.

A necessidade de precisar limites bidimensionais ou discriminar com exatidão geométrica os domínios corresponde mais a uma ansiedade do pesquisador do que a realidade da porção rígida e externa da Terra no seu âmbito tridimensional.

A experiência mostra que cada vez que o nível do conhecimento avança, ou cada vez que nova tecnologia de análise vem a ser empregada, os “limites” antes delineados, de forma convencional ou arbitrária sempre são revistos. E a revisão com o progresso do conhecimento é pois necessidade imperiosa em todos os casos, e deixar o problema sempre em aberto é uma decisão inteligente e não uma via de escape. Os tipos crustais são diferentes, dos pontos de vista geológico e geofísico, com grande repercussão quanto a isto, mas a discriminação absoluta de limites entre eles nem sempre é de pronta e geométrica identificação.

Os limites considerados abruptos e bem definidos (linearmente) para os crátons são geralmente aqueles com os tafrógenos (riftes e aulacógenos, que podem inclusive estar contidos no cráton) e as margens continentais passivas

(para com os demais tipos crustais oceânicos, e mais raramente ou localmente (partes de um limite) aqueles com os orógenos e colagens orogênicas, consoante as chamadas “falhas profundas” ou “lineamentos”.

Nas margens passivas, entre o cráton e os demais tipos crustais oceânicos pode interagir uma série de aulacógenos e riftes, e as bacias sedimentares ali formadas partilham o substrato com tipos crustais continentais (o cráton) e oceânicos, e além disso o limite da crosta continental é colocado por convenção na parte mediana do talude. Ou seja, as designações de limite abrupto são na verdade convencionais!

Entre crátons e faixas móveis há vários tipos de limites, passagens e transições (ou pelo menos assim descritos), e mais raramente os chamados limites bruscos, prontamente definidos, como acima mencionado. Nestes casos de limites abruptos, pelo menos no Brasil (em várias porções dos “limites” usualmente propostos para os crátons S. Francisco e Amazônico), o avanço do conhecimento geológico de campo e mais ainda com a utilização de dados geofísicos, verifica-se que a feição superficial de brusquidão, ou retilinearidade importante dos limites pode ser enganosa. Tanto a análise estrutural em escalas maiores como os dados geofísicos mostram que estes “limites” previamente estabelecidos não correspondem à realidade, ou pelo menos são discutíveis (tratam-se de convenções à luz do aspecto superficial, e de escalas menores de conhecimento), e carecem de revisão.

Como será visto a seguir, dentre e entre os adeptos das escolas ditas “geossinclinal” e de “tectônica global” há variações no tratamento do problema e dos critérios para discriminar os domínios de crátons e faixas móveis.

3.5.1. “Escola Geossinclinal”

A questão dos limites, a se deduzir pelas sínteses das áreas clássicas do Leste Europeu (Bogdanov, 1966) e Siberiana (Savinskiy et al., 1973) está longe de consenso. Em primeiro lugar há o problema de conceituação muito variável de plataformas, faixas móveis, e as designações dos limites passam por outros termos de forte conotação conceitual e pessoal, como “geossuturas marginais”, “depressões pericratônicas”, antefossas, etc.

Todos estes conceitos apresentam problemas de forma, dimensões, abrangência, natureza do embasamento, grau de retrabalhamento do embasamento, tipo de deformação da cobertura, etc. Na falta absoluta de unanimidade sobre estes

conceitos, os limites definidos para estas plataformas de áreas clássicas variam amplamente. Na prática, verifica-se que há uma tolerância bem maior no trato com o caráter da estabilidade relativa, sendo incluído no domínio de áreas cratônicas contingentes importantes de áreas afetadas pela tectônica das faixas móveis vizinhas (isto em comparação com os critérios atuais da escola mobilista).

Almeida, em 1977, ao traçar os limites do Cráton do S.Francisco, dentro do espírito da escola fixista, definiu vários dos critérios (convencionais) que devem ser considerados na separação do cráton para a faixa móvel. Mesmo sabendo-se da falta de consenso e da conotação pessoal que pode envolver estes critérios, eles são aqui repetidos, como síntese muito boa:

a) Descontinuidades estruturais significativas, com grande expressão fisiográfica, em geral com

b) Justaposição de unidades litoestratigráficas distintas

c) Sistemas de falhas (reversas de grande rejeito) mais externas dos sistemas de dobramentos

d) Dobramento descontínuo ou idiomórfico-sentido de Belousov (1962), no domínio cratônico, contraposto ao dobramento holomórfico na faixa móvel

e) Retrabalhamento do embasamento, a nível dos sistemas isotópicos, ficando o cráton indene aos processos de "rejuvenescimento isotópico"

f) Contraste entre os padrões gravimétricos, magnetométricos e cintilométricos, da faixa móvel para o cráton.

3.5.2. Escola da "Tectônica Global"

Nos autores mais modernos de tectônica nota-se clara tendência de restringir a designação de cráton para aqueles redutos da placa continental preservados integralmente da deformação, mais interiores ou não. Assim sendo, de acordo com Sengör (1991; comunicação escrita), "muitas bacias de antefossas estão na verdade totalmente fora da área cratônica. Neste sentido, é preciso discriminar vários contextos desde a faixa móvel, como: i) faixa móvel, ii) foreland thrust-and-fold-belt, iii) zona de antepaís (foreland ou hinterland), quase-cratônicas e iv) áreas plenamente cratônicas ("full cratonic areas").

De acordo com os dados geológicos de detalhe de superfície e de subsuperfície e com dados geofísicos, a deformação se faz de forma contínua no espaço e no tempo, da zona de sutura até o núcleo estável. Além disso está sendo

comprovado que a deformação se faz de forma diferente, quantitativa e qualitativamente, de um compartimento a outro, de uma secção a outra, em distâncias laterais relativamente pequenas (Brown, 1968), de forma que a falta de balanceamento de uma secção a outra é comum. Em outras palavras, o avanço da deformação se faz de formas bastante diferentes, de um compartimento a outro, no sentido da área estável.

Assim sendo, as tentativas de definir e precisar limites geométricos rígidos, e de zonar de forma taxativa (orógeno-antepaís-núcleo estável ou outras) recaem sempre em produtos simplistas e irrealis, mais ainda quando se usam apenas dados da geologia de superfície.

Como exemplo desta realidade, e desta tônica de análise para onde devem convergir as preocupações futuras, vale apenas analisar a figura de um orógeno ideal, de Hatcher & Williams (1986), Figura 3.5 e destacar:

a) a deformação segue de forma contínua da sutura colisional para o cráton, existindo contingente lito-estrutural deformado para o lado do *hinterland* (além país) e outro para o lado do *foreland* (ante país), sendo irrealístico discriminar/estabelecer limites na superfície.

b) o *foreland-thrust-and-fold belt* em grande parte está sobre o embasamento não deformado, mas em parte traz consigo "thrust sheets" do embasamento.

c) o perfil gravimétrico cai gradativamente do interior do núcleo para a faixa móvel, atravessando toda a "zona pericratônica" sem quebras notáveis, até o gradiente mais proeminente definido já sob o interior da faixa móvel.

Considerando estes fatos e mais as observações (no contexto das faixas móveis) sobre a diversidade dos sítios orogenéticos (tranpressionais, subducção, obducção, colisionais), a variedade das margens continentais e do comportamento destas, devido suas idades termais, os processos de extensão e colapso pós-orogenético, etc., todos são indicativos que a posição sobre o tema dos limites dos "globalistas" é a mais correta, e que a discussão exaustiva do problema na escola geossinclinal tende simplesmente a ser abandonada como um passo evolutivo das ciências geológicas. Em outras palavras, a condição de transição é a mais freqüente, e ela deve ser acompanhada e palmilhada (e compreendida em três dimensões), deixando de lado a sofreguidão por linhas divisórias conspícuas em superfícies e/ou zoneamentos geométricos absolutos. Por isto e para isto, a revisão e o aprofundamento - com geologia e geofísica - nestas áreas de limites constituem

temas inesgotáveis da pesquisa.

Cada vez que uma revisão mais acurada é feita nestes limites, são propostas modificações na silhueta externa do cráton. No caso do Cráton do S. Francisco, exemplo bem nosso e corrente, cada revisão ultimamente tem tendido para o lado “globalista” e tem sido notório o “emagrecimento” do cráton, em relação a sua proposta original (1966,1967).

3.6. Os crátons e suas raízes

Uma série de dados novos, chamados de fronteira das pesquisas geológicas, geofísicas (sismologia, geologia isotópica) e geoquímica vem demonstrando que o conceito de cráton tem substância mais além do que supunham várias gerações de geólogos ao longo deste século em que o tipo crustal foi delineado. Estão sendo confirmadas raízes profundas nas partes mais antigas dos crátons, de centenas de quilômetros de espessura (300-400 km) e até mais, que acompanham os movimentos das placas litosféricas. Esta constatação e seus dados ainda não chegaram condensados aos livros-texto usuais (vide Jordan, 1981, 1986; e, síntese de James,1994) implicam numa revisão drástica no conceito de litosfera continental e mais ainda na sua distinção de litosfera oceânica.

A definição de litosfera como foi visto inicialmente tem obedecido a critérios mecânicos (resposta mecânica, espessura elástica) e termais (transferência de calor por condução acima de um limite sob o qual ocorre convecção). As inconsistências destes critérios e as novas evidências geológicas e geofísicas conduzem a investigar a existência de um limite químico, e distinto no manto superior (para a litosfera continental, pelo menos).

Numa primeira análise elementar, a existência de temperaturas mais baixas a grandes profundidades seria a causa original da estabilidade cratônica ao curso dos tempos geológicos. Mas o problema revela-se mais complexo, sendo requerida e comprovada uma diferenciação geoquímica importante nas raízes cratônicas, e em toda a litosfera continental.

As evidências sismológicas são variações importantes nos tempos de percurso das ondas ScS (além de outros dados de ondas superficiais, ondas S e S múltiplas) que conduzem a interpretação que debaixo dos crátons, a litosfera não é somente mais espessa, mas também de natureza diferente, altamente resistente à

deformação.

Há outra considerável massa crítica de dados sobre a composição do manto superior dos domínios cratônicos, a partir do estudo de xenólitos de “pipes” vulcânicos, de geobarometria, geotermometria e isotópicos condizentes com a existência de uma profunda raiz mantélica composta de um reservatório de baixa densidade (devido ao empobrecimento em componentes basálticos).

Nestes termos, Jordan (1981) propôs usar o termo *tectosfera* para designar estas entidades coerentes das placas, espessas e composicionalmente diferentes, e restringir o termo litosfera continental à sua definição clássica de camada rígida externa do planeta. A tectosfera é definida também por seu comportamento cinemático (acompanha o movimento das placas), enquanto que a litosfera e a astenosfera permaneceriam definidas por seus comportamentos mecânicos. Assim, nos continentes, tectosfera e litosfera são conceitos nitidamente distintos, a tectosfera cratônica se colocando por sob a litosfera até profundidade de 400 km ou mais.

Segundo ainda Jordan (1981), a espessura da tectosfera controlaria a estrutura térmica do manto, e existe uma relação estreita entre a espessura da litosfera e a idade da crosta (as zonas mais espessas são localizadas sob os mais velhos tratos continentais). Existe uma boa correlação entre as variações de espessura da tectosfera - deduzido dos dados de ondas sísmicas - e as estimativas de fluxo de calor subcrustal. Como a espessura da tectosfera aumenta com a idade da crosta, paralelamente o fluxo de calor em superfície diminui.

A este propósito, no contexto dos continentes, Aswal & Burke (1989), distinguiram em África dois tipos de mantos litosféricos, um para a porção subcrustal dos núcleos cratônicos antigos (semelhante aos definidos por Jordan, que é então citado) e outro para a porção subcrustal, hoje cratônica, das faixas móveis panafricanas. Este manto litosférico (das faixas móveis) de acordo com os estudos geoquímicos e geofísicos dos autores seria menos espesso, mais quente, contribuindo mais com o fluxo de calor em superfície, e produzindo velocidades sísmicas inferiores de aquele das velhas áreas cratônicas. As conseqüências destes fatos se traduz no vulcanismo cenozóico intra-placa, que é especialmente concentrado nas áreas panafricanas (manto litosférico fértil) e praticamente ausente dos núcleos cratônicos mais antigos (manto litosférico empobrecido). Ou seja, o manto não é só diferente debaixo dos crátons, como apresenta diferenças passíveis de discriminação, consoante a idade e tipo crustal acima.

Se para os continentes estas diferenças são importantes, tectosfera e litosfera devam ser considerados separadamente e até mesmo apresentem distinção em área, isto não acontece com os oceanos. Todos os dados convergem para que o conceito de litosfera oceânica esteja bem assentado, e o termo tectosfera neste caso seja dispensável ou equivalente (“les parties les plus minces se trouvent sous la croûte oceanique recent...”, referindo-se Jordan à tectosfera).

4. AS FAIXAS MÓVEIS

4.1. Evolução do conceito e sinonímia

"All regions, then, which today appear as less mobile segments must have been mobile belt once".

W.H. Bucher (1933)

A sinonímia de faixas móveis é prolífera, em parte pelas razões expostas na epígrafe escolhida, em parte pela diversidade natural deste tipo crustal e litosférico no cenário geológico de diferentes continentes, em diferentes tempos, e também pela variedade natural da formação cultural e visão daqueles que os descreveram (vide Quadros VIII, IX e X, à frente).

Influiu também nesta riqueza de designações e termos conexos o problema das versões livres ou não, do tipo alemão-francês, russo-inglês, francês-inglês, e destes para o nosso idioma, consoante demandas do tempo e até de modismos culturais episódicos.

A concepção original de *geossinclinal* (ou *geossinclíneo*) de Hall (1859) abrangia as feições paleogeográficas, tendo sido a ela incorporados os itens dobramento e o soerguimento (complemento ao conceito) por Dana (1866, 1873), e com isto veio a associação com a noção de *cadeias de montanhas*. A concepção europeia de geossinclinais daí derivada (Haug, 1990) incluiu a possibilidade de bacias profundas abissais e posição entre áreas continentais, incluindo o dobramento subsequente e a destinação inescapável de desenvolver sempre *cadeias de montanhas*.

Estas premissas embrionárias deram origem às várias escolas, americana, europeia ocidental (ou Kober - Stille - Aubouin), soviética (com vários ramos), as quais, em vários idiomas, com a raiz *geossinclinal*, prefixo, sufixo ou adjetivações, formaram um contingente incontrolável de termos afins.

Mas, sempre na hora de aplicação do termo, certo caráter ambíguo - feições paleogeográficas versus feições orogenéticas - tem aflorado com freqüência, com implicações desinteressantes, inclusive na América do Sul.

Para faixas móveis já formadas, vieram com o termo geossinclinal preocupações com a natureza do preenchimento litoestratigráfico, e do magmatismo (discussões do tipo *eugeossinclinal* versus *miogeossinclinal*), posição fora do cráton eugeossinclinal) ou dentro do cráton (*parageossinclinal*), compleição ou não do

desenvolvimento (*parageossinclinal* ou *metageossinclinal*) de uma ou mais fases, etc.

Os arranjos no espaço geográfico-geológico também enriqueceram sobremaneira a terminologia, com os muitos zoneamentos (*eugeossinclinal*, *miogeossinclinal*) e arranjos (*pares convergentes*, *pares divergentes*, *bi-pares*, *sulcos*, *sistemas*, *região*, *"belt"geossinclinais*), entre muitas outras divisões e subdivisões criadas ao longo de um século da escola geossinclinal. E no caso brasileiro também estas muitas designações foram utilizadas para faixas móveis.

O conceito geossinclinal foi praticamente negligenciado por E. Suess no seu livro clássico do século passado (dito pouco válido, de difícil comprovação passada ou presente). Nos seis volumes de Suess apareceram muitos termos (vide Quadro VIII) ainda hoje utilizados na descrição de faixas móveis, tais como *"mountain range"*, *cadeia de dobramento*, *feixe montanhoso*, *cadeia de montanhas*, *cordilheira*, *cadeias*, etc., em acepção mais geográfica (embora Suess fosse apologista da importância dos movimentos horizontais, já naquela época, para a formação destas entidades).

Kober (1921; e em várias outras contribuições) vislumbrou na face da Terra as regiões de pouca ou nenhuma mobilidade (*Kratogen*, como já descrito anteriormente), circundadas por *Orogens*, regiões simetricamente dispostas, estreitas e de alta mobilidade, com vergências opostas, voltadas para aqueles antepaíses estáveis. A versão para *orógeno*, *orogenic belt*, e outros termos assemelhados vicejou amplamente, e chega aos nossos dias.

As noções de orografia (fisiografia) e orogenias, no sentido de gênese de relevo, circularam sem separação nítida no século passado até as definições de Gilbert (1890); precisando *orogênese* e *epirotogênese*). Haarmann (1926) redifiniu *orogênese* e *orógeno* enfatizando a formação de elevações morfológicas de vulto, e propôs a designação de *tectógeno* para as unidades deformacionais longas e estreitas da crosta continental, não soerguidas (ainda não ou decisivamente não, de fato). Hess (1938) propôs a utilização da palavra *geotectógeno* para as porções não soerguidas de um desenvolvimento orogênico.

As palavras e expressões *tectogênese* e *estruturas tectogênicas* são usuais hoje ainda na Geologia Estrutural para cobrir a implantação e o "fabric" de rochas deformadas respectivamente.

Argand (1922) fez distinção entre *cadeias geossinclinais*, nascidas da compressão dos sedimentos do Tethys pela colisão de Gondwana com Eurásia, das *cadeias marginais*, causadas "pela resistência do *sima* ao deslocamento do *sial*,

Quadro VIII - Variedades nas formas exteriores da superfície*.

A- PLATAFORMAS	
B. HORSTS E ZONAS DE AFUNDAMENTO	
C. CADEIAS DE DOBRAMENTO **	Exemplos Citados
C ₁ - Cadeias completamente rebaixadas, traços residuais	Winnipeg, Rússia
C ₂ - Feixes poderosos de dobramento atenuando-se para o antepaís	Urais, Apalaches
C ₃ - Arcos concêntricos se alinhando contra, dobrados no mesmo sentido	Tien-Chan
C ₄ - Faixa de Dobramentos revirada e cavalgada contra maciços estranhos	Alpes, Himalaias
C ₅ - Cadeias refluindo sobre o antepaís	Carpatos
C ₅ - Cadeias, tendo o mar como antepaís	Andes
C ₅ - Cadeias, tendo o mar como antepaís, morrendo para o lado do mar	Vancouver
C ₆ - Cadeias Dobradas (segmentos) comprimidas lateralmente por outras dobras vizinhas	Salt Ranger
C ₇ - Cadeias Dobradas (segmentos) submergidas por dobras perpendiculares	Arco Romano, Brahmapoutra
D. MONTANHAS VULCÂNICAS **	
D ₁ - Cadeias de Montanhas com cumes suportados por vulcões	Elbourz, Cácaso
D ₂ - Feixes de Dobras em arcos circulares, além-país afundado	Carpatos, Antilhas
D ₃ - Feixes de Dobras recortados por grandes fraturas retilíneas, com lavas modernas nas depressões (longitudinais)	Basin, Range
D ₃ - Feixes de Dobras recortados por grandes fraturas em ângulo reto. Relevo na direção oposta do dobramento	Thessália Oriental, Guatemala, Honduras
D ₃ - Idem, com afundamentos circulares segundo falhas longitudinais	Arco Iraniano, Arco de Taurus
D ₄ - Cadeias onde se vê apenas os cones vulcânicos colocados sobre fraturas longitudinais	Java
D ₅ - Fragmentos isolados residuais de cadeias	Criméia
D ₆ - Maciços importantes de intrusões vulcânicas e graníticas, preenchendo cavidades produzidas por orogênese	Spanish Peaks, Monte Henry

Obs.: *Texto vertido, simplificado e esquematizado das pp. 819 a 822 da tradução de Margerie (1921), do original de E. Suess (1897).

**A identificação de cadeias de dobramentos e montanhas vulcânicas é de certa forma uma classificação preliminar de faixas móveis, com muitas identificações com outras classificações posteriores.

rgens dos continentes. Ainda, nesta preliminar da tectônica global moderna (sendo faixas colisionais e faixas acrescionárias), ele distinguiu *geossinclinal* (um lugar geométrico de atenuação da crosta por estiramento, quando dois continentes se afastam. Ou seja, mais especificamente (e de forma bastante feliz), mostrou que expressões tais como geossinclinal e oceano seriam fases de um processo!

Bucher (1933) definiu *mobile belt* como zonas relativamente estreitas caracterizadas por "furrows" (sulcos) e "welts" (altos estreitos), alongados, com formação vertical e horizontal da crosta, no meio de um amplo contexto (46 milhões de anos atrás por ele catalogadas/promulgadas) de características geológicas gerais. Na mesma forma, esta definição muitas vezes evocada, era como um reparo à concepção de geossinclinal (que deveria ficar restrita à concepção original de Dana, de uma faixa estreita com contexto sedimentar excessivamente espesso). No mesmo texto ele definiu de "orogenic belt" àqueles cinturões móveis onde os movimentos verticais são mais efetivos, e assim diferenciá-los de "mobile belts".

Estas expressões jamais foram ou têm sido utilizadas de forma fiel às suas origens, e elas circularam e têm circulado amplamente (África, África do Sul, Austrália, Brasil), com conotações geralmente distintas das origens, com muitas variedades e variantes, por contingências e exemplos locais e usos livres, tais que "faixa orogênica", "cinturão móvel", "faixa móvel", etc. Devido ao fato de que não é fácil arrebanhar todos os termos já utilizados, derivados, adaptados, etc. de mesmo objetivo de descrição.

Hills (1940) deve ser um dos responsáveis na divulgação do termo "mobile belt" (seu livro teve circulação mais ampla que o de Bucher), quando dividiu a crosta da Terra em alongados "mobile belts" (incluindo geossinclinais) e massas tectônicas (blocos, escudos) entre eles. Na verdade, o termo em questão de há muito tempo tem os vínculos com suas origens, de Bucher ou Hills.

À Stille (diversos trabalhos até 1958) muito deve a terminologia tectônica em geral, cabendo destacar aqui sua contribuição em dois aspectos:

a) Alguns geossinclinais nunca evoluem todas as fases, não necessariamente dando origem às cadeias de montanhas (Stille, 1924)

b) Os geossinclinais que culminam seu desenvolvimento em cadeias de montanhas foram chamados de "*muttergeosynklinalen*", ou geossinclinais - mãe, e foram discriminados dois estilos estruturais muitas vezes repetidos, como os tipos (com nappismo e falhas apertadas), posteriormente atribuídos a

ortogeossinclinais, e faixas germanotipos (blocos falhados, dobra-falhas, etc.), posteriormente atribuídos aos *parageopssinclinais*. Kober, em 1921, havia se referido dentro da mesma linha de raciocínio a "*orogeossinclinais*," procurando definir as estruturas geossinclinais que se transformaram efetivamente em áreas de orogenia.

As escolas geossinclinais ou fixistas da Europa (Kober-Stille-Aubouin, soviéticos) e dos Estados Unidos (Schuchert-M.Kay) tiveram uma tentativa de recrudescer com Dewey & Bird (1970a; a publicação mais conhecida), entre vários outros. Mas, os muitos termos repetidos ou então criados não vingaram para o alívio geral. Esta tentativa de ligar artificialmente termos da tectônica fixista/geossinclinal antiga com a então emergente tectônica de placas" não foi feliz em resultados e seguidores.

De modo geral, os livros-texto de Belousov (1962) e Aubouin (1965), e o trabalho de Khain & Scheinmann (1962), comemorativo do primeiro aniversário da Teoria Geossinclinal, condensam os principais termos e a filosofia do conceito geossinclinal. Na designação de litologias presentes nas faixas móveis (vide Muratov, 1949) ou nas descrições de forma ou arranjo das faixas móveis (vide Bukharin & Ptyakov, 1973, por exemplo) muitos termos com a raiz geossinclinal foram criados, mas eles se referem a especificações, detalhamentos, etc., não sendo importantes numa síntese de termos mais divulgados (vide Quadro IX).

Um pouco antes, e durante os anos 60, em diferentes oportunidades e em diferentes continentes, já houvera (de conhecimento de Dewey & Bird, 1970a) esforços de pesquisadores como Drake et al. (1959, 1967), Dietz (1963), Matsumoto (1967), Crook (1969), entre outros, na tentativa de:

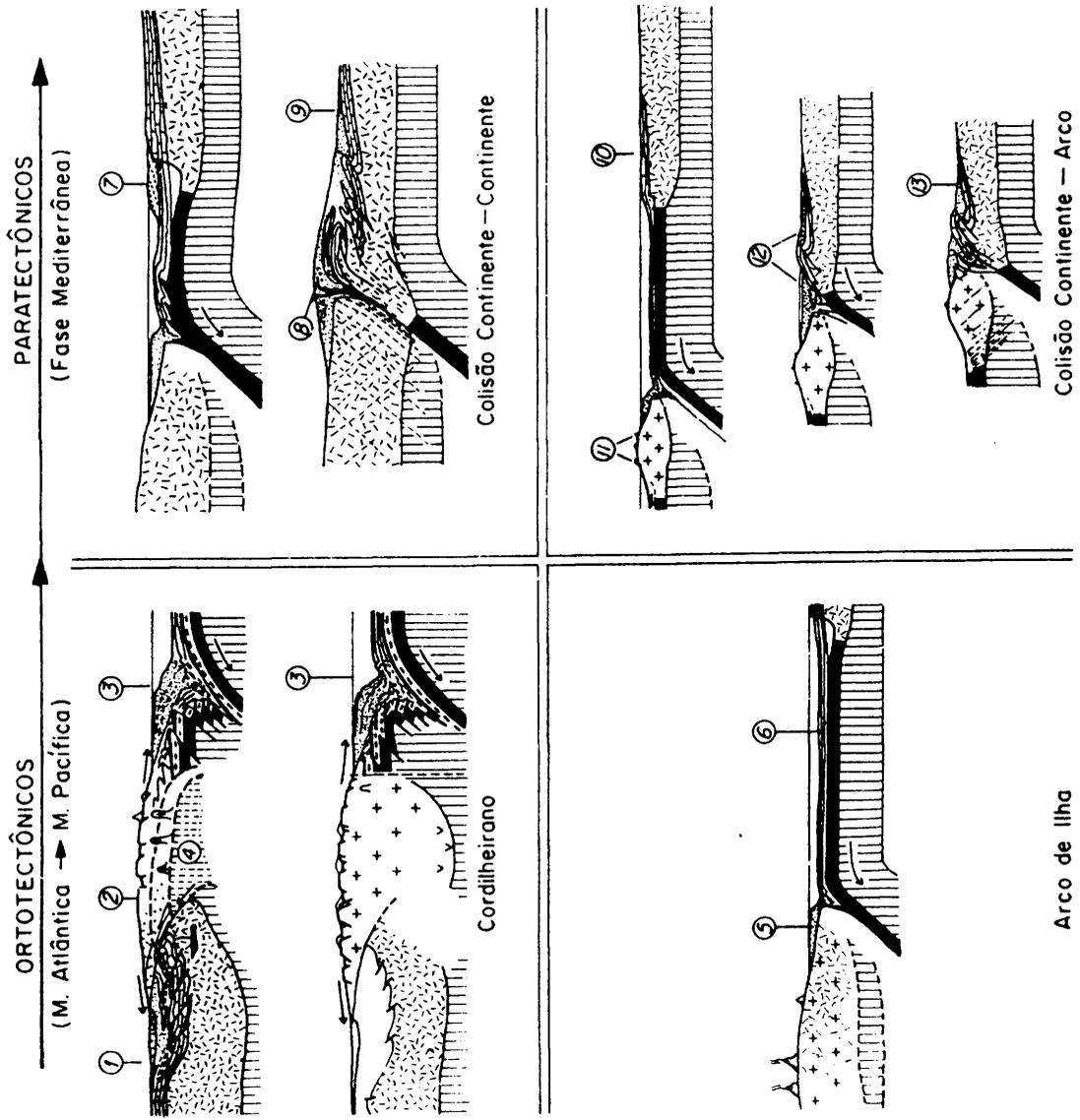
a) reconhecer analogias entre a fisiografia e os ambientes atuais - inclusive margens continentais e oceanos - e aqueles preconizados ou descritos nos modelos geossinclinais clássicos, na fase de bacia e mesmo na fase de cadeias soerguidas.

b) um traço de união entre a então emergente tectônica de placas e a escola geossinclinal.

Estes trabalhos de diferentes lavras e frentes de pesquisa desaguaram em sínteses clássicas, por excelência, de Dewey (1969), Mitchell & Reading (1969) (Quadro X, à frente), e Dewey & Bird (1970a) (devotada à causa perdida da união geossinclinal-placas, já evidenciado antes pela sua notória divulgação) e Dewey & Bird (1970b), como mostrado na Figura 4.1, classificação de orógenos por "tectônica de placas".

Quadro IX - Síntese da sinonímia.

DESIGNAÇÃO	Autor(es) de Referência
Geossinclinal	Hall (1959); Dana (1966)
Cadeia de Montanhas, "Mountain Range"	Suess (1883); Margerie (1912)
Feixe Montanhoso, Cordilheira	Suess (1883); Margerie (1912)
Cadeias de Dobramentos	Suess (1883); Margerie (1912)
Orógeno, "Orogenic belt"	Kober (1991); Bucher (1933)
("Orogenic belt" especificado)	Clifford (1970)
Tectógeno	Harmann (1926)
Geotectógeno	Hess (1938)
Cadeias Geossinclinais, Cadeias Marginais	Argand (1922)
"Mobile Belt"	W. Bucher (1933); Hills (1940)
("Mobile Belt", especificado)	Cordani (1978)
Eugeossinclinal, Miogeossinclinal	Stille (1940); Aubouin (1965)
Ortogeossinclinal, Parageossinclinal	Stille (1936); Aubouin (1965)
Muttergeosynclinal (geossinclinal-mãe)	Stille (1936); Aubouin (1965)
Faixas Alpinótipo, Faixa Germanótipa	Stille (1936); Aubouin (1965)
Orogeossinclinal	Glaessner & Teichert (1947)
Orogenias tipo Andino, Arco de Ilhas, Himalaiano	Mitchell & Reading (1969), Dewey (1969)
(Folded Belt) "Belt", Região, Sistema, Faixa de Dobramentos	Khain & Sheinman (1962)
Suture Belts	Dickinson (1974)
Orogenia. Colagem Orogênica	Helwig (1974); Sengör (1990)
Megassuturas/Domínios Móveis	Bally & Snelson (1980); Bally (1981)
(Foreland) Thrust-and-fold belt	Coney (1973); Suppe (1985)
"Thrust belt"	Dewey et al. (1986)



Arco de ilha

Figura 4.1 - O esquema clássico e um dos pioneiros da classificação/interpretação dos orógenos por "tectônica de placas", de Dewey & Bird (1970b), mostrando a possibilidade de conversão de tipos (ortotectônica, primários, fundamentais, no sentido dos derivados, secundários, paratectônica).

Nestes trabalhos, ficava bastante claro geossinclinal precedendo orogenia, e por conta da descrição e classificação, uma série de designações novas veio à baila, calcadas na raiz geossinclinal (Cinegeossinclinal, idiogeossinclinal, leptogeossinclinal, etc.) procurando taxar ambientes. Estes termos novos, como já dito, não vingaram. Por antecipação, deve-se adiantar que hoje se sabe que sedimentos “geossinclinais” precedendo sempre orogenia não pode hoje ser mais aceito (vide Hsü, 1982, adiante).

Da mesma forma que alguns termos, hoje clássicos, de tipos e estilos de orógenos (arco de ilhas, cordilheirano = ortotectônicos e himalaiano, colisão continente-arco = paratectônicos) começaram a vicejar, e voltarão a ser discutidos mais à frente.

A percepção de que faixas móveis eram derivados de processos diversos de interação de placas litosféricas que então aflorou (final dos anos 60 e início dos anos 70, quando foi sintetizada) evoluiu consideravelmente até o presente, quando continua em processo de evolução. Já em 1974, Dickinson, designou de “*suture belts*” a junção de blocos crustais por colisão, incluindo o consumo de litosfera oceânica, e principalmente reconhecendo de forma notável a grande variedade de ambientes tectônico-sedimentares e de elementos tectônicos (como já o fizeram Mitchell & Reading, 1969) envolvidos neste tipo de evolução.

Em livro de revisões, editado por Dott Jr. & Shaver (1974), Helwig apresentou interessante síntese da conexão cadeias de montanhas e tectônica de placas, destacando a multidão (e a hierarquia, 1ª classe, 2ª classe, etc.) dos elementos tectônicos nos diversos modelos de evolução de cadeias. Considerou a deficiência do conhecimento (os registros geológicos nunca são completos), o caráter evolutivo dos elementos tectônicos com o tempo (o caráter poligêncio dos elementos), e o ordenamento seguido de posterior desordenamento natural dos elementos tectônicos em diferentes fases da orogenia. Por fim, considerando a junção no espaço, em diferentes tempos dos elementos tectônicos, propôs a designação de *colagem orogênica*. Esta abordagem coletiva para os orógenos, de diferentes processos e tempos no espaço contíguo é bastante importante (foi retomada modernamente por Sengör, 1990), porque:

a) oferece uma explicação simples para a diversidade existente de faixas móveis, aí incluindo aquelas compostas, com sobreposição de contextos distintos no tempo.

b) o fato de não existirem duas faixas móveis/cadeias de montanha

exatamente iguais.

A concepção de *colagem orogênica*, respeitando a evolução dos elementos tectônicos e o fator tempo é uma forma moderna de agrupar (é o termo coletivo mais adequado) *orógenos*, com vínculos de espaço - tempo indissociáveis.

Bally (1980) e Bally & Snelson (1981), baseados no quadro de orógenos fanerozóicos (meso-cenozóico), conceituaram *megassuturas* (ou domínios móveis) para as faixas situadas nos quatro tipos fundamentais - combinadas e paralelos dois a dois - de interação de placas, a saber:

B,T - A = Cordilheirano,

B,T - B,T = Tipo SW Pacífico,

A - A = Tipo Alpino-Himalaiano

B,T - IF = Tipo NW Pacífico,

Nestes casos B representa zona de Benioff (subducção de litosfera oceânica majoritária), A representa subducção de litosfera continental (continente por sob continente), T é a designação para falhas transformantes e IF designação então escolhida para intrusões félsicas do sudeste da Ásia (que hoje se sabe a causa, ligadas aos processos de "extrusão" ou "escape tectonics", a ser comentado posteriormente). Com estas designações e identificação dos sítios de *megassuturas* os autores pretendiam abranger o conjunto de deformação e atividade ígnea situadas entre cada duas destas zonas de interação (B,T versus AT, B, T versus B, T, etc.) e fugir da velha e cansada designação "mobile belt", considerada por eles como vagamente definida e complexa.

Nos zoneamentos dos orógenos modernos, e em porções preservadas de orógenos pretéritos, muitos segmentos têm sido discriminados por suas características lito-estruturais maiores, e voltam a aparecer sinônimos de faixas móveis. Coube a Coney (1973; sucedendo a observação de vários autores anteriores) cunhar a designação de *Foreland Thrust-fold belts* para faixas (ou segmentos mais externos de faixas) desenvolvidas nas margens de cadeias de montanhas. Nestes casos, caracterizadas pelo conteúdo lito-estratigráfico das zonas externas (fácies miogeossinclinal e/ou exogeossinclinais), e pelo comportamento estrutural, com falhas inversas de baixo ângulo e dobras com notória vergência para o continente/cráton vizinho, e consoante zonas de "detachment" para com o embasamento.

Posteriormente, e ainda hoje, muitos termos iguais ou próximos como *foreland thrust-and-fold belts* (vide Brown, 1988, para síntese deste conceito)

têm sido cunhados, e que costumam ser utilizados tanto para faixas móveis como um todo, ou conforme o caso, para os segmentos marginais notoriamente “ensíalicos” das mesmas, destacadamente vergentes para o cráton-continente vizinho. A carga látero-vertical produzida por estes *cinturões de falhas e dobramentos* pode vir a ser a causa de uma bacia sedimentar (flexural) na borda do continente, bacia de antepaís ou de “foreland”.

O termo *Thrust Belt* (de forma isolada) foi utilizado por Dewey et al. (1986) com conotação bastante diferente, para designar a parte mais central dos orógenos gerados por colisão, onde o espessamento da crosta é mais expressivo e o encurtamento mais intenso, devido processos de interempilhamento da crosta por diversos tipos de “thrust sheets” (escamas de empurrão), variando em forma, natureza, nível de transformação metamórfica, etc.

4.2. O problema geossiclinal

“What is likely to be the fate of the geosyncline in the next 20 years?”

Some would argue that the entire concept is dead or dying and that the term itself should be put quietly to rest in the archives of science history. “

R.H.Dott Jr. (1974)

Muitos autores têm sugerido ultimamente a erradicação do termo geossiclinal, em consonância com propostas semelhantes de autores do passado (como Suess, Bucher, op. cit.). O termo é ambíguo desde a sua origem (concepção de Hall, complemento de Dana, op. cit.) e gerou terminologia incontrollável a partir de sua origem. Neste caso o dueto “uso e abuso” se aplica como em nenhum outro, posto que cada caso “novo” ou simples particularidade de cada faixa móvel observada foram pretextos para acrescer a terminologia, havendo mais de cem termos derivados desta raiz.

Como foi visto, houve até certa tentativa de salvar os termos do abismo conceitual e terminológico onde ele foi colocado, por Dewey & Bird (1970a), segundo Mitchell & Reading (1969) (Quadro X), entre outros, para se falar apenas de autores do ocidente), logo nos primeiros dias e entusiasmo da “tectônica da placas”. Mas, em realidade, seria melhor seguir a proposta de Dott Jr. (1974), acima colocada em evidência: “o termo deve ser guardado silenciosamente para repousar nos arquivos da história da ciência”. Esta forma carinhosa de trato é menos radical de que

Quadro X - Geossinclinais: rochas ígneas e sedimentares características (Mitchell & Reading, 1969, modificado de Wyllie, 1971).

Tipo Atlântico	Tipo Andino	Tipo Arco de Ilha	Tipo Mar do Japão	Tipo Mediterrâneo
Miogeossinc. Eugeoss.	Montanhas Fossa	Ilhas Fossa	Margem de Bacia Restrita	
Crosta Cont. Crosta Oceân.	Crosta Cont. Crosta Oceân.	Crosta Intern. Crosta Oceân.	Crosta modificada, intermediária	crosta oceânica re- manescente en- tre dois conti- nentes que coli- dem
A e B abun- dantes	A e B raros F raro a abundan- te H abundante I comum	B localmente abun- dante C raro F, G abundantes I comum	A e E abundantes B localmente comum C presente em as- soalho oceânico Tufos de F, G raro	Sedimentação simi- lar do tipo Mar do Japão.

A = Sedimentos clásticos costeiros e marinhos rasos
 B = Sedimentos carbonáticos
 C = Sedimentos pelágicos + lavas toleíticas+ultramáficas
 D = Turbiditos toleíticos vulcânicos
 E = Turbiditos maduros

F = Rochas vulcânicas cálcio-alcálicas
 G = Turbiditos vulcânicos cálcio-alcálicos
 H = Clásticos grosseiros de derivação continental
 I = Plutônicas ácidas ou intermediárias

OROGENIAS

TIPO ANDINO	TIPO ARCO DE ILHAS	TIPO HIMALAIANO
Ocorre associado aos geossin- clinais de igual tipo. Transformação de magma tipo Atlântico no tipo Andino.	Ocorre associado aos geossin- clinais tipo Arco de Ilha e Mar do Japão. Transformação de Margem/ Geossinclinal tipo Atlântico para o tipo Arco de Ilhas.	Colisão de duas massas conti- nentalis. Pode afetar todos os tipos de geossinclinais.

OBS Teoricamente há 12 possíveis mudanças de um tipo a outro de geossinclinal.

a assertiva de Sengör (1990): “a continuação do emprego da palavra geossinclinal é desnecessária e “misleading”.

Sempre há ainda alguns autores que tentam inutilmente salvar/resguardar o termo, cujo propósito/discussão não faz mais sentido, e que já cumpriu sua missão (para o bem o para o mal) nas ciências da Terra. O seu conhecimento é útil, principalmente quando se quer e precisa dele para discutir classificações, forma, arranjo, etc. e entender a história e a terminologia do conceito de faixas móveis. Conhecer e respeitar, sim, tentar voltar ao passado, não mais.

Hsü (1982), entre outros, já demonstrou inclusive que não necessariamente os ambientes ditos geossinclinais (resgatando o sentido paleogeográfico) são precursores naturais de cadeias de montanhas. Nas cadeias de montanhas atuais (e em faixas móveis proterozóicas) são encontrados todos os tipos de sedimentos, continentais, de margens continentais passivas e ativas e de oceano profundos. Assim sendo o vínculo geossinclinal (“eu”/“mio”) - cadeias de montanhas não é um fato científico concreto, e sim uma eventualidade.

Modernamente, a tendência predominante na classificação e nomenclatura dos ambientes sedimentares em geral é consoante parâmetros de tectônica global, reconhecendo-se os elementos da tectônica formadora da bacia (qualquer que seja ela), o pacote sedimentar e a tectônica deformadora subsequente (como bem o fez Kingston et al., 1983). E mais, é necessário reconhecer que qualquer bacia sedimentar pode ser transformada numa faixa móvel, consoante os sucessivos e diferentes graus de intensidade da tectônica deformadora, e que todas as bacias têm comportamento evolutivo poli-histórico. De certa forma, esta visão vinculando bacias sedimentares-faixas móveis são passos à frente daquela visão e classificação de Dickinson (1974), que sintetizou com muita habilidade os ambientes tectônico-sedimentares seguindo a tectônica de placas.

Assim como as bacias sedimentares de quaisquer natureza e posição no contexto da litosfera podem evoluir para formação de faixas móveis, é preciso clarificar que isto não acontece sempre. Os processos puramente distensivos (tração, distensão, fissão, etc., para os quais a crosta continental é mais suscetível) entre e dentre placas litosféricas podem ser considerados como parte da evolução dos orógenos e das colagens orogênicas nos estágios mais preliminares destes. Mas, estes processos podem evoluir sem posteriores estágios tectogênicos ou mesmo orogênicos, ou serem flagrados hoje (pela óptica limitada do observador) em instâncias de ambientes e sub-ambientes tectônico sedimentares - como os riftes do

este da África, os aulacógenos, a região de Basin e Range nos USA, etc.

A palavra *tafrogênese* (taphros=gráben) de Krenkel (1922), foi evocada por Sengör (1990), como bastante apropriada para aludir estes tipos de estruturas distensionais, na instância da observação, sem vinculá-las de imediato a precursoras (ou sucessoras) de fenômenos orogênicos.

Acredita-se que os termos mais usuais, e de certa forma todos sinônimos de faixas móveis foram abordados neste segmento introdutório (em itálicos, no texto) e reunidas nos Quadros IX e X. Mas, é preciso acrescentar que toda análise neste tema tem limitações naturais, de recursos bibliográficos, de horizontes e formação do autor, etc. Isto é reconhecido a princípio, não deve ser relegado, é apenas um fato a ser compreendido.

4.3. O problema das Faixas Móveis (antecedendo o conceito)

"Each orogen is a unique time-space collage of mappable elements, all generated, assembled and rearranged by tectonic processes".

Helwig (1974)

Expressões como "tremendamente complexo", "diversidade grande", etc. costumam prefaciar textos sobre as faixas móveis. Da mesma forma que máximas como "não há dois geossinclinais/orógenos iguais" costumeiramente têm sido/foram repetidas. Sem desconhecer estas premissas, é preciso ver o tema como fascinante e de forma otimista, partindo para o desafio de sua análise e acreditando que sínteses são fatíveis.

Da experiência pessoal, no trato com o tema nos últimos anos, há alguns aspectos a considerar:

a) À medida que o conhecimento avança, aí incluindo o da real extensão geográfica da faixa e seus referenciais (área estável), a visão e a concepção de faixa móvel vão sendo aprimorados e a perspectiva de equacionamento torna-se meta viável. Algumas vezes, o nível de desnudação é intenso ("faixas vestigiais"), ou as coberturas sedimentares são extensas, interrompendo sensivelmente a continuidade da observação, etc. Em alguns casos, a própria deriva continental fanerozóica é o elemento comprometedor da observação por desarticular o orógeno em segmentos, segmentos estes separados uns dos outros por tratos oceânicos. Nestes casos, a massa crítica mínima de conhecimentos

não pode ser alcançada (e.g. Maroni-Itacaiúnas, Grenville, Tijucas, Médio Coreau, etc.), e muitos problemas realmente perduram não resolvidos, mas não são insolúveis.

b) A subdivisão em partes, o zoneamento tectônico, a hierarquia da faixa móvel (orógeno ou colagem, simples ou composta no tempo) são metas/alvos inadiáveis da compreensão, e são subprodutos diretos do nível de conhecimento. A busca de blocos ou massas litosféricas preexistentes (“terrenos”) intrusas na geometria da faixa e a identificação do cráton (e “hinterland”/além país de referência) são passos fundamentais, e impescindem de um certo grau de conhecimento geográfico-geológico da faixa como um todo.

c) A sobreposição de orogenias ao longo das mesmas linhas ao longo do tempo é um postulado antigo dos chamados “fixistas” (Quelogênese de Stille) e mesmo das vestais da Tectônica Global (Tuzo Wilson, Dewey), e isto hoje é fato ratificado cotidianamente, com o avanço das técnicas geocronológicas. A identificação da singularidade ou da pluralidade de orogenias na faixa móvel é pois ponto essencial no trato do problema. Muitos geólogos, por desconhecimento destes fatos, nunca chegam a modelo e síntese plausíveis.

d) Os itens anteriores são interativos e geralmente desaguardam em modelos (inicialmente gráficos) e subseqüentemente na procura de um paradigma. Como já dito, muitas vezes a massa crítica de dados é insuficiente para isto. E na maioria das vezes a procura do paradigma recai em orógenos do Fanerozóico, pois são os mais divulgados. Mas estes correspondem apenas a cerca de 12% do tempo geológico, e cerca apenas de 14% da superfície atual da Terra.

Há por seu turno orógenos e colagens orogênicas relativamente bem equacionados no Paleoproterozóico (Wopmay, Mount Isa), no Mesoproterozóico (Sunsas/Aguapei), no Neoproterozóico (Paraguai, Adelaidano) e no Paleozóico (Sierras Australes, Mauritanides), para evitar aqui outros tradicionais “paradigmas” do Paleozóico e Meso-Cenozóico. Da mesma forma que há edifícios orogênicos problemáticos, com equacionamento difícil, mesmo nos países de avançado conhecimento científico e incontáveis recursos de investigação (caso do Grenville, do Hercínico europeu, etc.) por um ou mais dos itens acima estipulados. Estes casos funcionam a um só tempo como desafio e estímulo incessante para o aprimoramento do conhecimento científico e dos modelos da Tectônica Global podendo ser considerados “estorvos” construtivos.

○ fator tempo geológico é mais importante do que usualmente

considerado, pelo menos na construção e busca de modelos. Só a partir do final do Arqueano é que a maioria dos autores passa a reconhecer, falar claramente e nomear áreas estáveis (crátons/plataformas) e por conseguinte discriminá-las de áreas instáveis ou móveis, e arbitrar as primeiras classificações.

A instabilidade dos tempos arqueanos (etapa “permóvel”) não permitiria arbitrar esta dualidade, embora circunstancialmente ela tenha existido. Há casos descritos de orógenos arqueanos, como Limpopo (entre dois crátons de então), por exemplo, e outros na Província Superior, no Canadá, e muitos autores se referem aos *greenstone-belts* arqueanos com a conotação de orógenos (não é o caso aqui).

Do Paleoproterozóico para os nossos dias, com o decaimento exponencial do fluxo térmico (e por conseguinte da mobilidade), a identificação de faixas móveis e de seus referenciais estáveis (crátons) é procedimento usual. Mas é necessário enfatizar as mudanças irreversíveis com o tempo geológico das condições da dinâmica interna e externa do planeta, e que isto teve repercussão em todos os processos de elaboração do “make up” final de faixas móveis. Além disso, é justo adiantar que quanto mais velho for o orógeno considerado mais tempo terá havido para que esta feição singular da litosfera (características geológicas e geofísicas próprias e intransferíveis) avance etapas de evolução e se ajuste ao seu meio (ajuste isostático, resfriamento, adequação às condições da dinâmica externa, etc.).

Voltando ao tema central deste item, trata-se portanto de conceito rico, variado, e por vezes complexo, este das faixas móveis. Mas, nem por isto tema insubmisso às sistematizações, análises e sínteses. Na verdade, não há faixas móveis diferentes (Helwig, 1974), mas sim há faixas móveis insuficientemente conhecidas, mesmo que não deva existir duas faixas móveis exatamente iguais entre si. Não é um tema tão complexo que não se possa analisar, e portanto permite que ensaios de síntese consigam apontar algumas características gerais valiosas.

4.4. Conceito

“Every orogenic belt is unique”
Sengór (1990)

Não existe uma definição peremptória de faixa móvel de ampla aceitação e uso, e os termos mais usuais conhecidos (“orogenic belt”, “fold belt”,

“mobile belt”) estão apegados a particularizações, de um determinado autor ou de uma determinada região.

Considerando a origem dos termos (Köber, 1921; Stille, 1929 e Helwig, 1974), e todo o histórico do conceito, aqui se adotam as definições de Sengör (1990), como mais adequadas, e uma conquista do progresso do conhecimento, mais de trinta anos após o início da chamada “tectônica de placas”:

a) **Orógeno** é o termo coletivo para os processos e estruturas geradas nas margens de placas convergentes.

b) **Colagem orogênica** é formada como resultado das atividades de um grande número de placas convergentes (vários orógenos), no espaço e no tempo.

Estas definições se ajustam às propriedades essenciais de **faixas móveis como lugares geométricos preferenciais do encurtamento e espessamento crustal e litosférico**, e são respeitados os princípios básicos da Tectônica Global e as observações nos exemplos recentes. Os processos de convergência e transformância são os principais responsáveis pelas construções orogênicas modernas, com a compressão que leva ao encurtamento e ao espessamento litosférico, e daí às outras transformações e conseqüências (magmatismo, etc.) no quadro físico da litosfera.

Virtualmente, consoante Dahlen & Suppe (1988), todas as cadeias de montanhas atuais são conseqüência de encurtamento crustal. Isto porque a maioria das rochas que constituem a crosta se submetem a uma mudança de volume negligível, próximo a zero, e assim, o encurtamento requer necessariamente espessamento crustal.

E, quase todos estes processos têm evolução delongada no tempo geológico (são colagens de fato), somando lado a lado construções mais simples, singelas (arcos de ilhas intra-oceânicos) com posteriores estruturas de colisões de diversos graus de complexidade, tendo em vista que a interação de placas é fenômeno global e variado. Jamais um tipo de interação ocorre sozinho.

De forma que doravante ao se falar de faixa móvel, alternativamente um termo (orógeno) ou outro (colagem) deverá estar subentendido, salvo ressalvas.

Muitas vezes no Brasil, quando se fala de faixas móveis pré-cambrianas (transamazônicas, brasileiras) ou fanerozóicas (sistema andino), está se falando de processos compostos (espaço) e de delongada evolução (no tempo), e portanto há a admissão tácita de colagens.

A multiplicidade de ambientes tectônico-sedimentares e magmáticos

criada inicialmente (fase paleogeográfica ou “geossinclinal” s.s.) e depois (fases orogénicas e pós-orogénicas) rearranjados em fases subseqüentes da evolução é fato conhecido, e amplamente divulgado, o que deixa claro que generalizações são sempre formas inadequadas, de risco. De sorte que muitas feições observadas no “make up” final da faixa móvel, tais que extensão, forma, arranjo, posição, comportamento do embasamento, etc. têm abordagem mais adequada quando utilizada como complementar ao conceito, no trato com os diversos esquemas de classificação.

Dentro da concepção adotada, haverá para faixas móveis vários graus de liberdade, desde orogenias mais singelas (algumas convergências coevas) até colagens complexas, poli-históricas ou policíclicas, onde a discriminação de zonas e dos passos da história evolutiva pode vir a ser problemática. Entre um extremo e outro há várias possibilidades intermediárias e exemplos concretos.

É necessário ter a mente aberta para conceber o grande número de possibilidades existentes, a grande variedade natural possível de estilos estruturais e de mecanismos durante todos os estágios evolutivos de uma faixa móvel. O ganho científico é maior quando se consegue perceber e aceitar estas variações como parte da riqueza do conceito, ao invés de se ficar buscando descobrir fórmulas simplistas (e mágicas) que possam descrever a evolução de todas as faixas móveis, ou ainda um modelo “novo” para cada novo orógeno “diferente” encontrado.

Deve-se a Hsü (1982), e isto já foi comentado, uma contribuição importante ao conceito, quando demonstrou que na construção das cadeias de montanhas atuais estão envolvidos depósitos sedimentares tanto das margens dos continentes como aqueles do interior de placas (afastando assim a velha suposição de haver sempre sedimentos muito espessos ou de mar profundo, suposição/dogma este oriundo da escola europeia de geossinclinais). Ou seja, dissociou, dentro da tectônica global moderna os sedimentos ditos “geossinclinais” (margens de placas) como precursores obrigatórios de orogenia.

No mesmo sentido, Kingston et al. (1983) mostraram no sistema classificatório de bacias sedimentares que qualquer bacia pode vir a ser transformada numa faixa móvel, dependendo da intensidade da tectônica deformadora e a posição da bacia no contexto da interação. Demonstraram, em um universo de cerca de 600 bacias sedimentares analisadas que a deformação (“basin-modifying tectonics”) pode ter várias magnitudes, desde muito fraca até muito forte - formando “fold belts” - mostrando as características gerais de cada uma das intensidades assinaladas.

Adicionalmente, demonstraram e exemplificaram que estes estágios sedimentares (cobertura) e estruturais (deformação) podem ser repetidos várias vezes (caráter poli-histórico) na evolução de uma bacia.

Martin & Porada (1977), tendo o Damara como exemplo, já haviam preconizado no trato com faixa móveis do pré-cambriano onde frações do embasamento participavam francamente - sem quaisquer coberturas sedimentares -, lado a lado com outros tipos de bacias (que chamaram de "aulacógenos múltiplos") e que conjuntamente poderiam ser envolvidos e retrabalhados para a consignação final de um orógeno.

Todos estes autores acima contribuíram, de forma moderna, para o entendimento do elo entre bacias sedimentares em geral e faixas móveis. Mas deve ficar bem claro que aquelas bacias situadas nas imediações (peri-suturais) e nas zonas de interações (episuturais, de Bally & Snelson, 1980) são as mais afetadas, por motivos óbvios.

Na verdade são muitos os exemplos, no Brasil e no mundo, de faixas móveis que passam lateralmente para coberturas moderadamente deformadas, e mesmo não deformadas de plataformas (como nos casos das Faixa Paraguai, Faixa Brasília, Faixa Sergipana, etc.), de forma brusca ou de forma gradativa. Assim como são comuns os exemplos de sedimentos continentais, de águas rasas, encontrados fortemente deformados no interior de faixas móveis de todas as idades. Estes são pontos interessantes, inerentes modernos do conceito, que apontam para a desmitificação de "geossinclinal" e "subsidência geossinclinal" e até para a erradicação destes conceitos.

A propósito disto e como contraponto (e não como paradoxo), deve ser acrescentada a observação de Murrel (1986). Parece que as faixas orogênicas privilegiaram as margens continentais e as regiões/zonas previamente estiradas e afinadas dos continentes e dos crátons.

Isto ocorre porque as forças necessárias para estirar, afinar e quebrar a crosta e a litosfera continental são de menor intensidade que aquelas necessárias para encurtá-las e espessá-las (a porção superior frágil da crosta é menos resistente à extensão que à compressão e ao cisalhamento). Por conta destas características, no Proterozóico e no Fanerozóico as zonas orogênicas se formaram preferencialmente sobre margens continentais e zonas interiores previamente estiradas e afinadas (ou seja, previamente enfraquecidas) dos antigos continentes.

4.5. Características gerais

"Consequently, we probably will gain more by recognizing that such differences are likely than by trying to discover a simple formula that describes the evolution of all orogenic belts."

Dahlen & Suppe (1988)

4.5.1. Geológicas

Há muitos aspectos gerais comuns nas faixas móveis, embora cada delas possa resguardar feições intransferíveis. As concepções de orogênese e colagem oferecem uma explicação bastante satisfatória para a diversidade existente, desde os tipos mais simples (alongados, delimitados entre blocos preexistentes, nítidos) até os mosaicos mais complexos.

Apesar desta prolifada diversidade, da reconhecida evolução e transformação de ambientes tectono-sedimentares nas suas diferentes fases, há muitos traços gerais comuns, como já haviam percebido diversos autores, inclusive entre aqueles dos primórdios da tectônica de placas (como Dewey & Bird, 1970b).

As características gerais catalogadas e tabuladas nos Quadros XI e XII são em realidade a consequência natural do encurtamento crustal e espessamento litosférico nas zonas de interação de placas, ou seja, do acúmulo grande de massa crustal em linhas/lugares geométricos localizadas da litosfera. Os esforços horizontais, ou componentes horizontais, responsáveis por este fenômeno são majoritários nos principais estágios evolutivos da orogênese. Isto ocorre até que, com o acúmulo de massa, os esforços do equilíbrio isostático passem a ser mais importantes, nas últimas fases da orogênese, quando o edifício orogênico recém-elaborado começa a colapsar vertical e radialmente, consoante ajuste de blocos, movimentos verticais, bacia extensionais, etc.

Estes estágios finais com processos extensionais sobrepondo compressão tende a restituição das condições geodinâmicas de equilíbrio, com afinamento da crosta e da litosfera, redução gradativa no gradiente termal e na atividade ígnea, ou seja caminhos no sentido da estabilização (designado de estágio de *transição* pelos fixistas).

O fator tempo geológico raramente é discutido claramente, e os orógenos do pré-cambrianos, como em geral atingiram esta fase de estabilização, sempre são colocados entre as plataformas e com as características destas (nos quadros usuais de dados geológicos e geofísicos dos tipos crustais). As

Quadro XI - Principais características geológicas.

Fundamental	Constituem zonas de encurtamento e portanto de espessamento crustal e litosférico.
Expressão Orográfica	Podem formar cadeias de montanhas, mas podem estar expressos em linhas estruturais rebaixadas, em função da idade, compensação isostática, colapso e evolução geomórfica regional.
Feições Longitudinais	Formas lineares alongadas longilíneas ou sinuosas são as mais comuns, circunscrevendo massas crustais e litosféricas preexistentes ("quelogênese"). Eventualmente padrões mais complexos.
Posição relativa	Continente: Intracontinentais e extracontinentais (periféricos). Plataformas: Marginais ou Proximais; Distais ou Interiores. Placas: Transpressionais, Acrescionárias e Colisionais.
Idade	Reconhecidas/discriminadas de forma generalizada desde o início do Proterozóico: Paleo, Meso e Neoproterozóicas; e, Fanerozóicas: Caledonianas, Hercínicas (Variscanas ou Hercinóticos) e Andino-Alpinas (Alpinóticos). Os orógenos proterozóicos são muitas vezes considerados como parte dos crátons, e assim tratados.*
Movimentos Tectônicos	A ordem de grandeza dos movimentos verticais pode ser expressa em dezenas de quilômetros. A dos movimentos (grandeza) laterais de dezenas a centenas. No caso dos movimentos longitudinais, dados geológicos e geofísicos os indicam como os mais importantes (principalmente em orógenos colisionais), na ordem de várias centenas a milhares de quilômetros.
Arranjo	Faixa (una), par, bipolar, sistema (conjuntos mais ou menos paralelos), região de dobramentos(conjuntos em mosaico). Virgações livre e forçada, de um só lado ou de dois lados, sintaxe simples e composta (conjuntos convergentes). Intersecções simétricas e assimétricas (faixas móveis se cruzando). Faixas circunscrevendo crátons (quelogênese).
Zoneamento	Diversas possibilidades, de acordo com a sedimentação, deformação e vergência, metamorfismo e magmatismo (polaridades), em geral paralelas ao trende principal. Outras vezes apresentam complexa geometria interna, sendo comum extensivo transporte tectônico de massas para referenciais estáveis (crátons ou afins) laterais.

Quadro XI (conclusão).

Natureza do embasamento e magmatismo	a) "Ensiático" sem magmatismo máfico-ultramáfico e "Ensimático" com importante magmatismo desses tipos. b) Não retrabalhado ("thin skin" ou sob descolamentos) e retrabalhado, com deformações dúcteis (regenerado) ou apenas rúpteis ("thick skin").
Assembléias Sedimentares e Magmáticas	Vários tipos de assembléias, desde águas rasas continentais e magmatismo discreto (QPC) até de ambientes marinhos profundos, com suítes máfico-ultramáficas (Ofiolito). Contexto muito variável com a faixa, a zona e a fase evolutiva da faixa móvel. A observação/análise deste conjunto é um dos melhores parâmetros para a classificação.
Fases Evolutivas	Fases paleogeográficas (uma ou várias, ou "geossinclinal") pré-origênicas, sinorigênicas, pós-origênicas e transicionais ao estágio plataformal. Consideração variável com os diferentes autores, e escolas de tectônica. A discriminação de uma sucessão ordenada é de risco alto.
Desenvolvimento	Completos, incompletos ou abortados ("parageossinclinais" de alguns autores), retomados, herdados, reativados, etc.
Área e volume	Os orógenos fanerozóicos perfazem hoje cerca de 14% em área e 27% em volume da crosta continental.

Obs: *A discussão sobre orógenos pré-proterozóicos (arqueanos) está na ordem do dia da Geotectônica. Há um grupo favorável, posto que há muitas evidências de interações de placas em muitas edificações ("greenstone belts") crustais antigas. A colocação de idade proterozóica é convencional, a título precário.

características destas faixas não estão contabilizadas nos Quadros XI e XII, mas eles serão devidamente abordados.

Ao conceito moderno de Tectônica Global devem estar associados e implícitos os conceitos:

a) A evolução da Terra como um todo ao longo do tempo geológico, e das mudanças evolutivas das condições de suas dinâmicas interna e externa.

b) As faixas móveis têm vários estágios evolutivos com o tempo, havendo exemplos de faixas que completaram todos os estágios teóricos de evolução orogenética, e outra que não o completaram.

As observações geológicas e os modelos teóricos costumam prescrever várias fases pré-origênicas, sin-origênicas e pós-origênicas. Por

Quadro XII - Algumas características geofísicas.

Espeçura Crustal e Litosférica	Crosta espessada, acima de 33 km, em geral, até 80-90 km. Orógenos são lugares geométricos característicos de espessamento e encurtamento crustal. A litosfera é espessada pelo espessamento da crosta, principalmente da inferior, com a conseqüente elevação da zona de transição frágil/dúctil.
Estabilidade Tectônica	São áreas instáveis por definição, com sismicidade importante, vulcanismo e magmatismo em diferentes graus de magnitude, em função de diferentes fatores (idade inclusive).
Perfil Sísmico	Camada Superior, $V_p = 6$ a $6,5$ km/. Camada Inferior, $V_p = 6,7$ a $6,8$ km/s. Presença de algumas zonas de baixa velocidade sísmica, instaladas no interior de partes espessadas ("thrust belts" e platôs), ao longo de camadas intracrustais de descolamento. Em transectas através do orógeno escolhido, o perfil sísmico pode discriminar satisfatoriamente o zoneamento: a área cratônica, zona de "foreland" ou "thin skin", mais externa, e as zonas mais internas ("thick skin")
Fluxo Térmico	Variável de 57 (orógenos paleozóicos) a 70 mW/m^2 (meso-cenozóicos), função direta da idade e da atividade magmática. Valores em geral próximos ao dobro, ou mais que o dobro daqueles das áreas estáveis.
Geotermas/ Isotermas	Relativamente mais elevadas que as das áreas cratônicas, sendo as temperaturas estimadas para o Moho na ordem de 500 a 800°C . O espessamento crustal leva em geral a uma afastamento maior entre as isotermas ("isothermal thickening")
Gravimetria	As mais elevadas anomalias gravimétricas negativas entre os tipos crustais continentais = -200 a -300 mgal. Nos arcos magmáticos, lateralmente, se instalam zonas de anomalias positivas (+200) e negativos (-200 mgal), refletindo respectivamente a zona de antearco (somatória de massas litosféricas pesadas) e a zona da fossa (deficiências de massa).
Magnetometria	Padrão normalmente complexo e cheio de quebras, exibindo larga faixa de amplitudes. No geral, o trende das anomalias acompanha as estruturas maiores, mas há exceções. Depende de vários outros fatores, do magmatismo, da espessura crustal e do fluxo térmico.
Resistência/ Fragilidade	Os orógenos são o "habitat" natural da deformação extensional e linhas de menor resistência da litosfera continental por uma série de razões começadas/deflagradas pelo espessamento crustal e litosférico (causas geológicas e geofísicas).
Deslaminção/ "Decoupling"	Na conta desta menor resistência integrada relativa, o desacoplamento crosta inferior manto superior é freqüente nas zonas orogenéticas, por vários motivos então acrescidos de diferenças reológicas, com várias conseqüências termais e magmáticas daí decorrentes.

exemplo, Dewey (1988) propõe duas fases anteriores e duas fases posteriores ao principal estágio de orogênese, chamado de morfotectônico, por razões óbvias. O reconhecimento de várias fases evolutivas é correto, mas a prescrição de número é generalização desaconselhável. Há desenvolvimentos completos, inclusive com a fase final de restituição das condições geodinâmicas de equilíbrio isostático, mas há desenvolvimentos incompletos, interrupções, retomadas de desenvolvimento, etc. Especialmente no caso de colagens orogênicas, sumarizar estágios evolutivos é inviável, embora que em alguns orógenos, as linhas gerais de evolução possam ser traçadas, como modelos, conforme propôs Dewey (1988), por exemplo (que propôs/definiu então 5 fases para a evolução completa, ideais).

Nas escolas geossinclinais (vide Aubouin, 1965, ou Belousov, 1962) são muito mais comuns estes tipos de prescrições de fases evolutivas teóricas, que devem ser vistos com respeito, mas com cautela.

Os diversos tipos de classificação de faixas móveis, que serão vistos posteriormente, são complementos imprescindíveis ao conceito e a estas características gerais. O reducionismo inerente a estas tentativas de sumarizar características poderá ser amenizado .

4.5.2. Geofísicas

As características geofísicas dispostas no Quadro XII têm várias fontes, todas elas baseadas em faixas fanerozóicas, em diferentes estágios evolutivos de orógenos e colagens, mas estão longe de constituir uma massa crítica ideal de dados. Os dados são ainda poucos e esporádicos para a diversidade ensejada, e para a composição de uma tabela. Os estudos geofísicos das faixas móveis fanerozóicas constituem uma seara muito ampla, em estágio de fluxo, e de grande perspectivas para o futuro, mas tabular uma condensação destes dados - mesmo em nível elementar e caráter geral, como se pretendeu - é ainda uma tarefa de poucos êxitos.

Além disto, as faixas proterozóicas estão daí excluídas, como já foi comentado, pois suas características estão geralmente incluídas no seio daquelas de áreas cratônicas, de forma que conseguir discriminar seus dados em separado, como seria desejável, não foi logrado nesta pesquisa bibliográfica e ficou esteve fora do nosso alcance.

Muitas características são auto-explicativas diante do contexto

geológico das orogenias. Parece necessário enfatizar aqui apenas alguns pontos não suficientemente claros ou dissecados nos tratados relativos às faixas móveis.

A fragilidade das construções orogenéticas no concerto da litosfera continental a que elas são incorporadas recebeu ênfase de Dewey (1988), que merece ser repetida: *"Ainda que o principal sítio da separação de placas litosféricas seja as dorsais oceânicas, o principal habitat da deformação extensional está dentro dos continentes"* (implicitamente nos orógenos). Quais as causas e dados para tal afirmação?!?

A resistência vertical integrada da litosfera continental é geralmente menor que a dos oceanos, e isto é especialmente mais efetivo e conspícuo nas zonas de espessamento crustal. Ao lado dos fatores composição (predomínio do quartzo, mineral símbolo da litosfera) e de trama estrutural (muitas falhas e outras descontinuidades vértico-laterais), que aumentam a vulnerabilidade, o espessamento gerado com a orogenia faz surgir esforços verticais importantes, que podem ser nucleados na base da crosta ou na base da litosfera (soerguimento da Zona de Baixa Velocidade), e neste caso, os esforços verticais atravessam toda a litosfera.

Considerando o comportamento relativo das porções litosféricas adjacentes (crátons e assemelhados, não espessados), o espessamento crustal faz ressaltarem/aparecerem outros componentes desta fragilidade. São exemplos disto o espessamento da crosta inferior (faz diminuir consideravelmente a resistência vertical integrada do conjunto), o espessamento da parte inferior de baixa viscosidade da litosfera continental (chamado de TBCL= "thermal boundary conduction layer"), e a elevação do zona de transição frágil-dúctil. Segundo Dewey, op. cit., o TBCL torna-se gravitacionalmente instável, é afinado ou removido por convecção ou de forma catastrófica, tornando a litosfera mais fraca, e aumentando bruscamente o gradiente geotérmico.

Somente com o afinamento crustal (ajustamento de blocos, erosão) e o relaxamento termal advindos delongadamente na seqüência das fases pós-orogenéticas é que virá a ser restituída a resistência da litosfera, que permanecerá por muito tempo relativamente menos resistente que as áreas adjacentes. Estes aspectos geofísicos e geológicos oferecem uma explicação simples e lógica para a observação corrente de que as zonas tafrogenéticas (e mesmo oceanos) têm se implantados preferencialmente ao longo de antigas linhas de orogênese.

Aproveitando a oportunidade, deve-se comentar que se as zonas de estiramento e afinamento prévios foram sítios privilegiados de localização de faixas

móveis (Murrel, 1986, já comentado), a recíproca também é verdadeira, e o fenômeno de herança tectônica tem muitos exemplos por todo o globo.

Os processos de estiramento e afinamento da litosfera e crosta e a formação subsequente de bacias sedimentares têm sido estudados analítica e numericamente em seus muitos aspectos (reológicos, termais, etc.), desde o clássico trabalho de McKenzie (1978). Os processos reversos, que envolvem os encurtamentos e espessamentos para formarem elevações montanhosas têm recebido também apreciações quantitativas, ainda que é muito dificultado pela complexidade das fases tectogênicas, de seus modelos e das muitas variáveis em jogo (estrutura e evolução termal, balanço erosão-sedimentação, isostasia, etc.). Alguns procedimentos de cálculo de altitudes para diferentes valores de encurtamento têm sido apresentados (vide Murrel, 1986), e é uma vertente de muitas perspectivas, procurando trazer a geotectônica para mais próximo das ciências exatas.

São registradas presenças de zonas de baixas velocidades, intracrustais, nestas zonas espessadas (em "thrust belts" e platôs adjacentes), de acordo com dados de terremotos de hipocentros rasos. Isto se deve a importantes superfícies de deslocamento intracrustais, de 5 até 20 km, por onde são permitidos movimentos tangenciais (e até mesmo rotacionais), consoante um esquema de flacas ("staked flakes"). Estes movimentos da parte superior diferenciada da crosta pode atingir valores de centenas de quilômetros ao longo dos processos de encurtamento e interempilhamento. Estas zonas de baixas velocidades, com profundidade determinada pelo fluxo térmico, consignam uma segmentação (geofísica, pelo menos) na crosta, entre uma porção superior, dentro da qual há ampla variedade de superfícies de deslocamentos intracrustais - "upper high-strength layer" ou "elastic lid" e, uma porção inferior onde a deformação é mais penetrativa. As Figuras 6.16 e 6.17, à frente, mostram estas possibilidades.

Os deslocamentos tectônicos das faixas móveis as caracterizam e as distinguem dos demais tipos litosféricos, e os dados geofísicos vêm gradativamente confirmando observações geológicas (paleontológicas inclusive) e inferências de diversas fontes.

Os movimentos verticais na litosfera são conhecidos de há muito, e são na ordem de algumas dezenas de quilômetros, tendo um limite natural (variável com a circunstância), acima do qual o orógeno começa a colapsar, como foi dito. É preciso considerar estes movimentos verticais pós-orogênicos e identificar aqueles

das fases epirogênicas subseqüentes (eventos cratogênicos), para se ter melhor noção do nível crustal em que se está trabalhando, isto bem antes de procurar classificações e paradigmas. A história pós-orogênica de fato, ou seja pós-cratonização, precisa ser bem conhecida também, e este é passo importante para poder começar a compreender toda a estrutura orogênica precursora.

A escala dos movimentos (vetores e componentes) perpendiculares às faixas móveis - resultando no encurtamento, falhas inversas, nappismo, etc. - é estimada na ordem de algumas dezenas, até centenas de quilômetros (Vauchez & Nicolas, 1991).

Os deslocamentos longitudinais são os mais portentosos, na ordem de algumas centenas e até mesmo milhares de quilômetros, consoante um moderno acervo de dados geológicos e geofísicos (sísmicos, paleomagnéticos), de diferentes frentes de investigação. Os esforços gerados na interação de placas-convergência simples, transpressão ou colisão - nem sempre são perpendiculares às faixas orogênicas, mas geram pois importantes componentes longitudinais. A obliquidade destes movimentos é sempre muito comum, sendo estimado no cenário moderno das placas na ordem de 60% (Woodcock, 1986).

Além disso, após a colisão, a convergência costuma prosseguir por bastante tempo - imagina-se que o padrão convectivo do manto permanece -, e os esforços de convergência são convertidos em parte substancial em deformação longitudinal do trato orogênico, com decorrente fuga lateral de massas. Como está ocorrendo no presente na faixa himalaiana (a chamada "indentation tectonics", "extrusão" ou "escape tectonics"), e como tem sido reproduzido em modelos analógicos (Tapponnier et al., 1986). Vauchez & Nicolas (1991) demonstram e enfatizam a importância e a supremacia deste movimentos longitudinais em faixas orogênicas de todo o mundo e demonstram que toda a litosfera continental pode estar envolvida no processo.

De modo geral, embora isto não esteja suficientemente divulgado, e seja consignaçoã moderna do conhecimento tectônico, em face inclusive de novos dados geofísicos, os movimentos longitudinais acompanham as faixas móveis em todos os estágios evolutivos. Desde os processos mais preliminares (distensão associada com transcorrência e transformância) até os estágios pós-orogênicos de extrusão. Principalmente no caso dos orógenos onde a interação envolve colisão. O balanceamento de secções só raramente é obtido/consignado de forma satisfatória (veja Ramsay & Huber, 1987).

5. CLASSIFICAÇÕES COMO COMPLEMENTO DO CONCEITO

Orogenic belts have been classified in so many ways by so many different investigators that we cannot even attempt a review of their efforts"

J.J.W.Rogers (1993)

Já fora mencionado que o conceito de faixas móveis só pode ser integralizado e melhor compreendido quando se aborda as muitas ópticas de classificação, provenientes de diferentes escolas de análise. A afirmação de Rogers (1993), acima, procede em parte, e serve de alerta de outra parte, pois é impossível conduzir sem omissões uma revisão neste tema, mas é um exercício necessário para cercar menos deficientemente a riqueza do mesmo. Especialmente, tal abordagem é ferramenta valiosa para as comparações intra e inter-continentais, com repercussão positiva na investigação científica como um todo.

A primeira classificação que se conhece, de Suess (1887; Quadro VIII), é aqui evocada como referencial. Com os riscos inerentes da síntese, é possível esquematizar os principais itens de abordagens usadas para nortear as classificações através dos tempos. Eles não são únicos, não estão em ordem de importância, e são mutuamente interativos na maioria das vezes (Quadro XIII):

Quadro XIII - Principais critérios de classificação das faixas móveis.

A. Critérios Genéricos	-Escolas "Geossinclinal" -Escolas "Plaquistas"	Americana Européia Ocidental Soviética
B. Critérios Descritivistas		Forma, Extensão Composição e Arranjo Zoneamento Polaridade Relação com blocos adjacentes Natureza e comportamento do embasamento Preservação das Suprácrustais
C. Critérios Mistos		- incluindo Tempo Geológico

A classificação geossinclinal foi fundada sobretudo em descritivismo (onde? como?), sem preocupação com causas e porquês, mas sempre teve forte

ranço/pretensão de cunho genético. Embora para esta escola estejam reservados os arquivos da história, é impossível descartar seus efeitos na sistemática de orógenos, e foram reservados aqui os Quadros XIV, XV e XVa para breve revisão dos seus mais destacados porta-vozes.

Por seu turno, as escolas plaquistas, sempre preocupadas com a gênese e causas (o “porquê”) utilizam muitos aspectos descritivistas, e alguns até geográfico-geológicos atuais.

O fator tempo está inserido de forma ostensiva nos esquemas acima, pois assim este fator aparece em algumas classificações, embora de forma indireta apareça em quase todas (subtendido, disfarçado). A importância do Tempo Geológico, chamado de quarta dimensão da tectônica, implica nesta consideração, como visto no capítulo/item anterior.

A ampla interação nos critérios apontados nos esquemas acima é um fato do cotidiano, e a discussão seguinte não necessariamente obedece o esquema de critérios propostos, mas sim a seqüência considerada mais didática.

5.1. O Tempo Geológico

Com o tempo em evidência, e com outros critérios descritivistas subtendidos, vários autores tentaram classificar faixas móveis.

H.J. Zwart (1967; Quadro XV), propôs diferenças fundamentais nas faixas móveis da Europa, no preenchimento vulcano-sedimentar, magmatismo, metamorfismo e fácies metamórficas, geometria e estruturas, etc., reconhecendo a dualidade: Hercinótipos e Alpinótipos. E ainda, identificou no orógeno caledoniano da Europa as características de um tipo intermediário entre os dois antes nomeados. Este tipo de classificação foi usado depois para orógenos de diversas idades, inclusive pré-cambrianos, no Brasil, tendo por objetivo discriminar características geológicas gerais. Por exemplo, as faixas móveis das províncias Borborema e Mantiqueira foram chamadas várias vezes chamadas de “hercinótipos”, devido a importância do magmatismo granítico, as fácies sedimentares de águas rasas, a deficiência do magmatismo máfico-ultramáfico, etc.

Miyashiro (1982) é um dos poucos autores que aborda a classificação por idade abertamente, considerando o resfriamento do planeta, o espessamento da litosfera e a diferenciação oceano-continente, todos crescentes

Quadro XIV - Arranjos das faixas móveis - Escolas Geossinclinais.

Escola Européia Ocidental ou Kober-Stille-Aubouin	
a. Arranjo Simples = par	eu-miogeossinclinal (ortogeossinclinal) Monoliminal fundamental. Vergência para o antepaís
b. Arranjo em Pa- res	Pares Convergentes = Dois pares fundamen- Biliminal tais combinados, com vergência para um antepaís intermediário ou zona axial de convergência (Z.A.C.). Simetria Centrípeta. Pares Divergentes = Dois pares fundamentais com vergências opostas, com a separação através de maciço intermediário, ou "Zwis- chengebirge" ou zona axial de divergência (Z.A.D.) ou ainda por uma cicatriz estrutural (Narbenzone). Simetria Centrípeta.
c. Arranjo Múltiplo	Conjuntos de vários bipares convergentes e Multiliminal divergentes arranjados em série, entre Z.A.Cs. e Z.A.Ds.
Escola Soviética- Khain & Scheinmann (1962)	
<u>Monocíclicas</u>	
a. Sulco Geossinclinal	= Sulco ou faixa de dobramento simples, unitária.
b. Sistema Geossincli- nal (de dobramentos)	= Conjunto de sulcos (faixas) separados por e/ou balizados lateralmente por estruturas mais antigas (plataformas, maciços, outras).
c. Região Geossinclinal (ou de dobramentos)	= Conjunto de sistemas separados por maciços medianos e balizados por estruturas mais antigas (plataformas, cêdo-origênicas).
<u>Policíclicas</u>	
d. "Geossinclinal Belt" (ou Folded Belt)	= Conjunto (de regiões, sistemas, faixas) balizados por uma plataforma formado durante vários ciclos geossinclinais (dentro de um megaciclo).

Quadro XV - Classificações dos geossinclinais.

C. Schuchert (1973)	Kay (1942, 1951)	H. Stille (1931-1945)	Aubouin ²⁰ (1962-1965)	Belousov (1962)	Khain e Scheynmann (1962)
Mesogeossinclinal ¹	Ortogeossinclinais ⁶	Ortogeossinclinal: ¹⁶	Par Ortogeossinclinal:		Sulco Geossinclinal ²⁵ (intra-geossinclinal)
	Miogeossinclinal ⁷	Miogeossinclinal ¹⁷	Sulco Miogeossinclinal	Intra-geossinclinais ²¹ (IGS) e	Sist. Geossinclinal
Monogeossinclinal ²	Eugeossinclinal ⁸	Eugeossinclinal ¹⁸	Sulco Eugeossinclinal	Intra-geointerclinais ²² (IGA)	Reg. Geossinclinal
Poligeossinclinal ³			Pares Convergentes		Geossinclinal "Belt" ou Folded Belt
Parageossinclinal ⁴	Parageossinclinais: ⁹	Parageossinclinal ¹⁹	Pares Divergentes		
	Delta ou Exogeossinclinal ¹⁰		(os geossinclinais são extracratônicos):	Parageossinclinal ²³ Sinéclise(Subgeossincl.) Antéclise(Subgeointercl.)	Paraç ou Metageossinclinal ²⁶
"Bordenland" ⁵	Autogeossinclinal ¹¹		Sulcos Tardigeossinclinais (molássicos)	Estruturas Terminais ²⁴	Estruturas Herdadas
	Geossinclinais Tardios ¹² (Ciclo tardios ou sucessores)				
	Epi-geossinclinal ¹³		Antefossa	Parageossinclinal	Sist. Regenerados
	Tafrogeossinclinal ¹⁴		Intrafossa	Depressão Interior	Sist. Residuais
	Paraliageossinclinal ¹⁵		Além-fossa	Uplift Centrais e Marginais	Sist. Superimpostos
				Intra-geointerclinais	
				Estáveis	
				Epi-geossinclinais	

Quadro XVa - Considerações adicionais ao Quadro de classificações dos geossinclinais.

Aspectos essenciais	
01.	Tipo Mediterrâneo, entre dois continentes, complexo, bastante subdividido por altos, com porções abissais.
02.	Situados ao longo de margens continentais, com feições simples (tipo apalachiano).
03.	Situados ao longo de margens continentais, com feições complexas, subdividido por zonas geoanticlinais.
04.	Situados na periferia continental (geossinclinais marginais, incluindo os arcos de ilhas da Ásia!)
05.	Zonas Cristalinas Soerguidas no lado do mar dos geossinclinais fanerozóicos, próximos às bordas do continente, mais ativos que as áreas "neutras".
06.	Verdadeiros geossinclinais, ou reais, sentido de Stille, 1936, na margem de um continente, e contendo o eugeossinclinal (verdadeiramente ou totalmente geossinclinal) e o miogeossinclinal ("menos" geossinclinal").
07.	Subsidência e vulcanismo menos efetivos, "mio".
08.	Subsidência profunda com ativo vulcanismo.
09.	Superfícies intracratônicas profundamente subsidentes: 10, 11 e 12.
10.	Como acima, com detritos derivados de uma fonte de margem arqueada (delta ou "exo").
11.	Depressões elípticas, independente de zonas ativas ("auto").
12.	Depressões próximas de um alto tectônico que contribui com detritos.
13.	Sulcos lineares subsidentes, recebendo seus detritos de montanhas geradas de eugeossinclinais.
14.	Depressões limitadas por falhas de alto ângulo, pelo menos de um lado, com deposição contemporânea às falhas ("taphro").
15.	Geossinclinais lineares ao longo das margens dos presentes continentes.
16.	Geossinclinais verdadeiros, exibindo orogênese "alpinotipo", com nappismo e dobramento intenso, fechado, com o "eu." e o "mio".
17.	Zonas mais externas, mais próximas do cráton, onde falta o vulcanismo inicial de erupções submarinas de caráter "simático". Miogeossinclinal = Mio-magmático, externo.
18.	Caracterizado pelo magmatismo inicial, dito "ofiolítico", nas zonas mais internas. Eugeossinclinal = Pliomagmático, interno.
19.	Geossinclinais não verdadeiros ou "falsos" ou de 2ª ordem, de posição intracratônica, não culminando na formação de cadeias dobradas tipo "alpino", mas sim orogênese "germanotipo".

Quadro XVa (conclusão).

Aspectos Essenciais	
20.	Vide Aubouin (1965), como mais completa revisão.
21.	Estruturas negativas, afundamentos lineares do movimento oscilatório, do primeiro estágio (inicial) do desenvolvimento.
22.	Estruturas positivas - IGA, ladeando os IGS, e também do primeiro estágio do desenvolvimento.
23.	Desenvolvimentos incompletos, abortados, em quaisquer dos estágios evolutivos.
24.	Diversos tipos de estruturas positivas e negativas do estágio terminal do desenvolvimento. Vide Belousov, 1962, para detalhamento.
25.	Hierarquização do conceito: Sulco (unitário), Sistema (vários sulcos separados por geanticlinais), Região (sistemas separados entre si por maciços medianos), todos do mesmo ciclo geossinclinal. "Geossinclinal Belt" é a tradução livre em inglês (pouco feliz, é verdade) para o termo russo que compreende o conjunto de várias regiões, de mais de um ciclo, e limitado externamente por plataformas. O conjunto caledoniano+hercínico+alpino da Eurásia Central e Meridional seria o melhor exemplo de "belts".
26.	Regiões onde elementos de plataforma e geossinclinal estão presentes, e estes últimos predominam.

irreversivelmente com o tempo, ao que se soma a qualidade/quantidade dos registros lito-estruturais resguardados (melhores para os tempos mais recentes). Propôs :

a. Orógenos Pré-Cambrianos (Proterozóicos)

.Semelhantes a desenvolvimentos fanerozóicos

.Faixas com embasamento extensivamente retrabalhado.

b. Orógenos Paleozóicos

.Onde são indisponíveis os registros geológicos e geofísicos de oceanos.

c. Orógenos Meso-Cenozóicos

.Onde são disponíveis os registros dos oceanos (não perdidos por subducção).

O tempo é o fator em evidência, mas são considerados os fundamentos do registro geológico-geofísico, e de certa forma o confronto com os modelos "plaquistas" vigentes (daí ter sido o critério tempo classificado como misto).

Os contrastes e as diferenças entre os orógenos ao longo dos tempos arqueanos (orógenos mesmos ou construções afins), proterozóicos e fanerozóicos são importantes e estão fundamentados na própria evolução irreversível com o tempo do comportamento e da estruturação da litosfera continental (Murrel, 1986). A resistência da litosfera continental foi ficando gradativamente diferente, evoluindo e se aproximando da atual.

Windley (1984), sem ensejar uma classificação de fato, dá tratamento segundo a evolução do tempo, cobrindo de forma sucessiva e diferenciada na 2ª edição de seu livro-texto: Faixas do Proterozóico Inferior e Médio, Faixas do Proterozóico Superior, Faixas Caledoniana-Apalachianas, Faixas Hercínicas, Arcos de Ilhas do meso-cenozóico e a Faixa Alpino-himalaiana. Discute as diferenças de evolução do Proterozóico para o Fanerozóico, apontando fatos (e autores) favoráveis à manutenção desta dualidade, e faz opção no sentido da evolução irreversível dos processos orogenéticos, desde o início do Proterozóico, com mudança gradativa das condições até a consagração das atuais, muito próximo das assertivas de Miyashiro (op.cit.), e muitos outros.

De forma enfática, Kröner (1981), prefaciando um livro-texto de Tectônica de Placas aplicada ao Pré-Cambriano, e considerando os novos corolários e adendos de vários autores no mesmo livro (serão discutidos posteriormente) ao tema, propôs evolução tectônica distinta em geral para o Arqueano e daí para os orógenos proterozóicos, a saber:

a. Proterozóico Inferior e Médio (Paleoproterozóico, Mesoproterozóico).

Orogênese ensialica sobre diápiros astenolíticos.

b. Proterozóico Superior (Neoproterozóico)

Regimes transitórios ao atual, subducção intracontinental.

Em linha similar a de Kröner, o BMR-Austrália, (1985; publicado por Etheridge et al., 1987), mas com dados genuínos, auferidos nas faixas móveis Barramundi, chegou a um modelo e uma classificação inovadora. Aqueles pesquisadores utilizaram os vários dados geológicos e geofísicos disponíveis e os novos corolários da tectônica global (vide Bol. IG-USP, Série Didática n.1, Brito Neves, 1985) e mostraram que estes processos orogenéticos do Proterozóico Inferior e Médio (Paleo e Mesoproterozóico na classificação moderna) eram distintos daqueles do Fanerozóico.

Estes são exemplos pinçados de muitos outros e de uma conclusão cabal e simples de que os processos orogenéticos (sem negativas à tectônica global,

mas complementando-a, e sem restrições ao atualismo) evoluíram sistematicamente com o tempo geológico, acompanhando a evolução do próprio planeta.

5.2. Formas e Extensão (visão em mapa)

Os modelos gráficos e mesmo as secções das faixas móveis (nas escolas geossinclinal ou plaquista) da maioria dos livros e artigos de divulgação têm a tendência de levar a pensar sempre em formas alongadas, retilíneas e longilíneas, ou na máximo silhuetas elipsoidais, mas isto ocorre de fato apenas ocasionalmente.

Sabe-se que os processos de fissão (extensão, desarticulação) da litosfera continental para formar riftes ou mesmo bacias oceânicas não costumam resultar necessariamente em formas retilíneas nem regulares, e, geralmente isto implica em grande fracionamento da porção litosférica envolvida, circunstanciando o aparecimento adicional de vários blocos (virão a ser microcontinentes ou microplacas em instâncias posteriores da orogênese).

Por maioria de razões ainda, os processos de convergência sempre encontram estas e outras irregularidades, como saliências e reentrâncias, blocos autóctones e para-autóctones, além de outros eventuais intrusos (terrenos suspeitos, platôs basálticos, cristas assísmicas, etc., materiais de difícil subducção devido à baixa densidade, a serem comentados).

Além destas naturais e esperadas irregularidades de forma, deve ser considerada a sobreposição de orógenos no tempo e os diversos tipos de formação de colagens, onde em alguns casos pode haver cruzamento ("linkage") de direções. A presença de formas simples, de fácil encaixe em formas geométricas torna-se possibilidade remota. Algumas formas mais complexas, curvilíneas (deflexões), e até ramificadas (regiões geossinclinais em mosaico, Zonenshain, 1967: "branching system of orogens", Hoffman, 1989) são mais realísticas e comuns. Em alguns casos, a suposição de formas simples, com delimitações retilíneas e/ou curvilíneas de fácil bosquejo geográfico é capricho dos eventos geomórficos, e pode tornar enganosa a investigação geotectônica.

Para o caso das formas bidimensionais há uma série de designações/classificações antigas, que dão boa idéia da diversidade da observação em planta, e que foi sumarizada por Sengör (1990), a saber:

- a. Deflexões - (Bucher, 1933) - curvaturas pequenas naturais das

formas mais alongadas.

b. Oroclíneos - (Carey, 1955) - curvaturas impostas por deformação sobreposta a um trende original, sendo pois um tipo especial de deflexão.

c. Oroclinetath - (Carey, 1958) - caso de oroclíneo onde há estiramento tectônico ao longo do novo trende sobreposto.

d. Virgações - (Argand, 1922) - são reuniões por convergência suaves de vários trendes estruturais, à semelhança de formas "rabo-de-cavalo". A virgação pode ser simples ou complexa, livre ou forçada, etc.

e. Sintaxe - (Suess, 1883) - é um caso especial de virgação, com forte encurvamento logo após o ponto de junção das estruturas.

f. Intersecções - (Bucher, 1933; "linkage") - quando uma faixa móvel intercepta outra, os pontos de conexões foram chamados de "linkage", podendo resultar em arranjos/formas simétricos ou assimétricos (vide Fig. 5.1).

Todas aquelas irregularidades acima discutidas nas margens e no interior de um espaço aberto por tafrogênese, ou espaço oceânico qualquer, submetidos à convergências (orogenia ou colagem) têm um papel na elaboração destas formas. As reentrâncias e saliências de antepaíses e além-países estão entre as primeiras influentes no modelado dos orógenos, por mais que venham a ser deformados na colisão.

Por seu turno, na elaboração das feições bidimensionais acima discutidas, sempre há um papel importante dos chamados intrusos primários (gerados nos processos de divergência, frações da litosfera de caráter continental) ou secundários, de proveniência oceânica (ilhas vulcânicas, platôs basálticos, cristas assísmicas, pilhas de sopé, e outros tratos) ou sub-oceânicas, que apresentem densidades inferiores àquela da crosta oceânica média das planícies abissais. Todos esses tratos crustais ou litosféricos interpostos ao processo de convergência e resistentes naturais ao processo de subducção na astenosfera constituem variáveis a considerar na visão zenital do orógeno.

Recentemente, Marshak (1994) fez interessante revisão no tema de curvaturas de faixas móveis, sintetizando observações e trabalhos seus anteriores, e tentou modelar as principais possibilidades de desenvolvimento dessas feições, discriminando então os casos:

a. Interação das faixas com falhas de rejeito direcional

b. Geração da faixa como resposta ao empurrão de um endentador rígido de dimensão finita (feição primária)

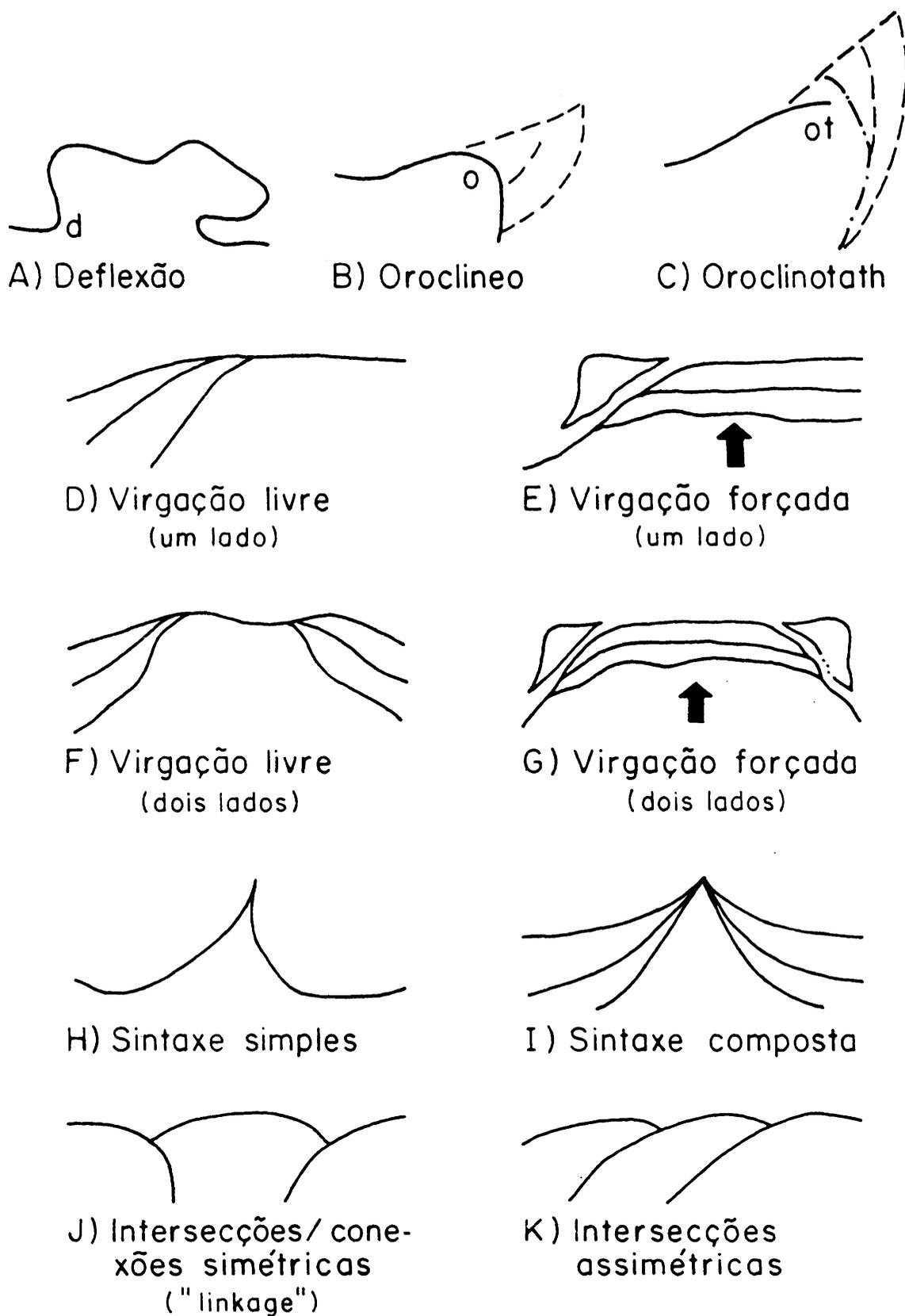


Figura 5.1 - As mais comuns disposições de trendes estruturais de orógenos/faixas móveis em superfície (visão zenital) e a terminologia associada. De vários autores, condensadas por Sengör (1990).

c. Interação da faixa com uma saliência/obstáculo no “foreland”

d. Desenvolvimento da faixa em bacias sedimentares com variações consideráveis de espessura ao longo da sua extensão.

A extensão original das faixas móveis costumam ser de centenas e milhares de quilômetros, ou pelo menos exceder de muito as usuais “demarcações geográficas” intra e intercontinentais. Muitas vezes, é o desconhecimento geológico que demarca e nomeia faixas móveis, cuja extensão original e placas litosféricas de referência não são conhecidos com suficiência. Este é um fato do nosso cotidiano, como por exemplo, o caso das faixas móveis peri-amazônicas e peri-franciscanas (Brito Neves & Cordani, 1991), onde as feições geográficas locais prevaleceram nas designações, gerou quantidade enorme de nomes (dispostos em série) percorrendo a extensão longitudinal real ou mais provável dos orógenos que circundam aqueles crátons.

Os exemplos fanerozóicos do paleozóico (vide Murphy & Nance, 1992) e o quadro atual de orógenos, do meso-cenozóico, onde as extensões são de milhares de quilômetros, já têm de certa forma similares esboçados no Neoproterozóico e, em parte do Mesoproterozóico, à medida que as “barreiras” virtuais de observação vão caindo.

E, geralmente, nos exemplos de restituição conhecidos (Brasil, África, Austrália, EUA, etc.), verifica-se que estas extensões tendem a circunscrever massas litosféricas rígidas preexistentes, grandes (placas), médias e pequenas (microplacas, microcontinentes, terrenos). À semelhança dos orógenos fanerozóicos, tem sido observada a tendência de que todos os orógenos de todos os tempos geológicos foram organizados circunscrevendo total ou parcial “núcleos sementes” ou hospedeiros, de consolidação mais antiga, configurando o aspecto e justificando a descrição de crescimento quelogenético, de há muito proposta por Stille (1936, op.cit.).

Considerando estes fatos, pode-se afirmar que gradativamente estes polos de cratonização e estabilização foram crescendo (núcleo semente + anel de orogenias, esboçados nas Figs. 3.1 e 3.2), e assim que a extensão das faixas móveis cresceu naturalmente também com o tempo geológico. Em outras palavras, no tempo presente se tem as faixas móveis mais extensas de todas que preexistiram, e no final do Arqueano, as faixas móveis (as primeiras existentes) deveriam ter dimensões relativamente bem menores de que todas as demais do Proterozóico e do Fanerozóico, o que é afirmativa audaciosa, provavelmente com riscos, mas coerente

com o atualismo e os preceitos de uma tectônica global.

5.3. Arranjo e Zoneamento

O arranjo das faixas móveis dispõe de grande variedade de abordagens, principalmente na escola geossinclinal, em consonância com a vocação descritivista desta.

Este tipo de análise e classificação não pode ser descartado (pela frequência na bibliografia), mas deve ser visto com reservas, e com a ciência de que foram calcados em feições mais paleogeográficas - reais ou inferidas - da primeira ordenação de ambientes tectônico-sedimentares. Mas, estes esquemas têm eventualmente demonstrado utilidade, e muitos foram usadas, com sucesso, em alguns orógenos pericratônicos do Brasil e África.

Toda classificação de faixa móvel, seja de que escola for, tem seus primeiros passos na visão (zenital) geométrico-estrutural do conjunto, como neste caso. Os riscos deste primeiro tipo de abordagem já foram mencionados acima, e são aparentemente claros. Além do mais, porque os processos orogenéticos são criadores e ordenadores naturais de ambientes (fase paleogeográfica) numa instância, para serem desordenadores destes, e novamente criadores de novas feições, em instâncias subseqüentes (fases orogenéticas e pós-orogenéticas).

Na apreciação do panorama geométrico-estrutural de uma faixa móvel tem que se ter em mente que o que está exibido é a condição de "última forma", capítulo final ou epílogo de um desenvolvimento delongado e de muitas transformações, e mosaico de muitos componentes e figurantes de diferentes papéis, nem sempre de restituição simples. Tendo em mente ainda a evolução geomórfica do Fanerozóico que escultura a "última forma". Só depois destas considerações é que se pode começar a avaliar a intensidade destas transformações.

Das escolas geossinclinal, dois grupos sintetizam com suficiência estas abordagens classificatória, envolvendo as faixas, seus arranjos e zoneamento, e, que a despeito das observações acima foram muito influentes nos primeiros passos das análises tectônicas do Brasil. E, ainda hoje constituem um ranço difícil de ser vencido.

Estas classificações, é justo repetir, em parte paleogeográficas, em parte orogênicas, ainda hoje perduram com influência aqui no Brasil e alhures, com

respingos mesmo em esquemas/visões ditos mobilistas.

Por exemplo, são subprodutos naturais destes esquemas a noção de antepaís (e por extensão “foreland thrust-and-fold-belt”), domínio externo ou externides, faixas/zonas externas (miogeossinclinais, miogeoclinais, proximais e vasta sinonímia conexa), domínios externos ou externides (zonas/faixas internas, interiores, distais, terrígenas vulcano-sedimentares distais, “eugeossinclinais” e assemelhados), com que constantemente se encontra na nossa literatura. E, algumas vezes em feições completas, algumas vezes isoladamente, em faixas ou zonas a serem discriminadas.

Muitas outras noções, de polaridade estrutural (vergência para o antepaís ou para antepaíses intermediários), o papel de blocos preexistentes, dentro e atrás (além-país, “backland”, “hinterland”), o zoneamento magmático-sedimentar, etc. são heranças (algumas vezes renegadas) incontestes destas escolas, pródigas em terminologia e acurada observação, mesmo que causa (o porquê) não fosse preocupação essencial.

Nas classificações modernas, e nos zoneamentos das faixas móveis, se procura enfatizar o quadro final das feições orogenéticas, com preocupação sempre voltada para as causas, inclusive porque contam (hoje em dia) com respaldo de dados geofísicos e geoquímicos inimagináveis no passado (na vigência das escolas fixistas). Ainda assim, na classificação e no zoneamento dos orógenos colisionais, é grande a influência auferida dos velhos esquemas fixistas, e, no trato com orógenos acrescionários (arcos de ilhas e arcos magmáticos), as feições paleogeográficas dos exemplos modernos têm influência forte.

Outras designações eventuais para o orógeno como um todo ou para frações/expressões preservadas existem, ou podem existir, ou seja, pode haver outras classificações por zoneamento, menos divulgadas, não merecendo registro neste texto. Muitas destas classificações ou designações se referem, ou procuram focalizar a natureza do contexto supracrustal (“zonas ou faixas “miogeossinclinal”, “eugeossinclinal”, “proximal”, “distal”, etc.). Ou, ainda, eventualmente utilizando outros parâmetros, para o orógeno como um todo ou partes dele.

5.4. Participação do Embasamento

"In the heart of the orogen will be a thickened crust consisting of a thickened basement, a thick ..."

Murrel (1986)

Há muitas visões e esboços de classificação de faixas móveis tendo por critério a participação do embasamento, a começar pela natureza deste, em esquemas passados (de Wells, 1949), mas ainda hoje muito evocados: Faixas ensiálicas e ensimáticas.

Esta presumida dualidade adquiriu, com o passar do tempo e o uso, conotações adicionais sobre o tipo de magmatismo (presença ou domínio de rochas graníticas versus presença de magmatismo máfico-ultramáfico), ou sobre o tipo de depósitos presentes (continentais versus marinhos), não mais necessárias nem sustentáveis, por tudo que já foi exposto acima. Em primeiro lugar, a observação desta presença é algo natural, depende do cenário paleogeográfico a nível local e do nível de erosão em que se está observando a faixa.

Este conhecimento evoluiu bastante, desde algumas negativas desta presença de embasamento continental (por exemplo), nos primeiros modelos plaquistas, esta presença nem era considerada, até mais modernamente, quando esta presença é considerada freqüente (Bally, 1980; Windley, 1984), natural, e os parâmetros iniciais para uma classificação estão sendo esboçados. Estas classificações podem ser a nível de blocos da litosfera e da crosta (vide síntese de Brito Neves, 1985, p.51), ou mais específicas, voltadas para segmentos crustais, a nível de geologia estrutural elementar (vide Hatcher Jr. & Williams, 1986 e Fig. 3.5).

Os segmentos da litosfera, quando presentes - microcontinentes, microplacas, terrenos suspeitos e outros - já servem para dividir o orógeno como um todo, ou mesmo zoneá-lo, com respaldo maior em outras características faciológicas e estruturais, que simplesmente por esta presença.

A nível da crosta, abordagens usuais para classificar as faixas móveis ou para zoneá-las consistem na natureza, forma, profundidade, tipo de transporte e grau de transformação do embasamento sotoposto ou interposto.

De acordo com vários autores, devem ser destacados dois tipos de faixas ou de zonas de faixas móveis (podem ocorrer lateralmente em paralelo), consoante uma série de trabalhos mais ou menos concatenados e sucessivos (de Berg, 1962; Rodgers, 1971 até McClay & Price, 1981, entre vários outros):

a) Faixa Móvel (tectônica ou zona) tipo “thin skin” (“pele fina”)

Embasamento praticamente não deformado, com encurtamento crustal próximo a zero, sotoposto a uma zona de descolamento ou “detachment”. As supracrustais acima deste sendo fortemente deformadas, e isto ocorre nos domínios do antepaís e do externides, ou seja caracterizando os chamados “thrust-and-fold belts”.

b) Faixa Móvel (tectônica ou zona) tipo “thick skin” (“pele grossa”)

O embasamento participa efetivamente da deformação, com encurtamento importante, sendo total ou parcialmente ductilizado. Este é o caso de zonas mais distais dos crátons ou mais internas das faixas, e de algumas faixas no seu todo.

Como exemplo no Brasil, devem ser destacadas as faixas móveis que circundam o Cráton do São Francisco, que mostram zoneamento “thin skin” e “thick skin” como anéis adjacentes, da periferia do núcleo estável para o interior das faixas (domínios 4,5,6 na Fig. 3.3). Algumas vezes até a designação da faixa tem sido modificada na primeira instância de observação (por exemplo: Faixa Sergipana, em parte “thin skin” e Faixa Sul Alagoana, totalmente “thick skin” do cráton para sua periferia).

As “fold-and-thrust belts” são cunhas situadas ao longo de margens de placas que interagem compressionalmente, cujos análogos (Dahlen & Suppe, 1988) são as cunhas de solo e ou de neve que se acumulam em frente a um “bulldozer” em movimento. Toda a deformação e parte do encurtamento se limita aos níveis crustais superiores.

Essa discriminação da parte “thin” para a parte “thick” nem sempre é possível de ser formalizada, ou de ser facilmente traçada na análise superficial/bidimensional, mesmo porque, segundo Brown (1988), a deformação é contínua e crescente, desde as áreas ditas plenamente cratônicas (sem nenhuma deformação) até as partes mais internas das faixas móveis. E isto é confirmado por dados geofísicos. No caso de orógenos gerados por subducção, este tema voltará a ser examinado, com conotação especial.

A compressão tangencial é considerada a causa primordial, consoante vetores compressivos e componentes de cisalhamento normais à faixa, mas não é sempre a causa exclusiva. Alguns componentes verticais de esforços podem estar presentes, relacionados com o processo de subducção (Lowell, 1974).

Uma abordagem mais específica, com tentativa de classificação

taxonômica das frações crustais do embasamento envolvidas na orogenia foi proposta por Hatcher Jr. & Williams (1986). Em primeiro lugar, eles distinguiram a deformação localizada na zona do antepaís (que envolve parte da cobertura) daquela localizada nas zonas cada vez mais internas das faixas. Em princípio, no mesmo orógeno, nas zonas mais internas os deslocamentos das frações do embasamento serão sempre maiores e mais importantes do que aquelas da zona de antepaís (vide esquema na Fig. 3.5).

Segundo estes autores, as frações do embasamento deslocadas (“thrust sheets”) são sempre relativamente pouco espessas, entre 5 e 15 km, em relação às extensões em área, reportando valores de 100.000 até 250.000 km² (Apalaches e Cordilheiras Canadenses)!. Distinguiram vários tipos de “thrust sheets” conforme figura anexa do orógeno ideal, a saber:

a - “thin skinned”, parte do embasamento e parte da cobertura, no sopé do antepaís.

b - Ofiolitos, transporte de frações da crosta oceânica e do manto (embasamento “ensimático”, das velhas classificações, e visão muito particular do tema).

c - “Slides” tectônicos, frações espessas do embasamento, com deformação penetrativa, nucleando dobras e associados com falhas e bandas miloníticas.

d - “Basement Uplifts”, blocos grandes, a nível de toda a crosta, balizados por falhamentos inversos de médio a baixo ângulo, costumam ocorrer mais próximo dos antepaíses.

e - “Sheets” compostos, envolvendo diversos tipos de fragmentos cristalinos, reunidos complexamente em diversos eventos, contínuos ou com interrupções.

Trata-se de uma tentativa valiosa, mas fatalmente simplista e particularizada do problema, pois é impossível num esquema, ou numa visão de dois autores apenas (e de duas ou três faixas) traçar diretrizes tão ortodoxas para a complexidade da participação do embasamento na evolução das faixas móveis.

5.5. Supracrustais: preservação e conteúdo

Proterozoic lithologic assemblages exhibit variable degrees of deformation and metamorphism often within the same succession and may grade both laterally and vertically into each other... These supracrustal rocks provide important information on tectonic setting...
K. Condie (1982)

A. Já foi referido anteriormente que todas as possibilidades existem entre dois extremos: faixas móveis com registro de supracrustal muito bem preservado até faixas onde somente ou quase somente o embasamento aflora, retrabalhado diversamente, e com separação difícil dos registros supracrustais migmatizados.

Registros completos são naturalmente impossíveis, e, se sabe da vivência em faixas pré-cambrianas - sobretudo nestas - que há sempre um contingente considerável de supracrustais que desfalca (ou foi transformado em outros litotipos) as faixas móveis e dificulta a recapitulação de seus passos evolutivos.

Este tipo de problema afetou várias gerações de tectonistas, criando partidários do debate “erosão” versus “não deposição”, e, que hoje em dia perdeu o sentido, tendo em vista que exemplos das duas vertentes são possíveis e conhecidos.

Para escapar de modelos e de escolas, e utilizando apenas parâmetros descritivistas, Clifford propôs, em 1970, para os vários casos africanos:

“Orogenic Belts” = casos onde as supracrustais estão preservadas.

“Vestigiogeossinclinais” ou “Vestigial Belts” = casos onde o embasamento predomina em exposição, e há apenas vestígios de supracrustais.

Na mesma linha, influenciados fortemente pelos geólogos que trabalhavam em África (vide Kröner, 1977; Anhaeusser, 1975, entre outros), houve várias adesões entre geólogos brasileiros que trabalhavam nas faixas móveis paleoproterozóicas.

Entre estes, destaca-se Cordani (1978), que defendeu filosoficamente a discriminação de “mobile belt” como regime especial de processos geodinâmicos, desligado do conceito de “geossinclinais” ou paleogeografia geossinclinal (partidário da não deposição e do caráter ensiálico da evolução em 80% dos casos). Seria especificado um cinturão metamórfico de médio a alto grau, de

deformação policíclica, com episódios de granitização e migmatização, e retrabalhamento de crosta siálica, criado em função de um padrão de convecção do manto. Adicionalmente, a semelhança do que diria Hsü posteriormente, em 1982, descartou a necessidade de pilhas sedimentares espessas para a formação posterior de faixas móveis. Na profissão de fé do Cordani, e que teve muitos seguidores, seriam corolários desta definição/especificação, as seguintes linhas de evidências:

a. "Trendes" estruturais característicos (e geomórficos), com deformação ao longo de toda sua extensão.

b. Rochas xistosas e gnáissicas com cristais orientados no mesmo padrão estrutural da faixa, e, associação entre a paragênese dos metamorfitos e a estrutura do cinturão.

c. Padrão geocronológico coerente, com idades Rb-Sr (formação de metamorfitos e magmáticas sintectônicas) e K-Ar (eventos finais de resfriamento) bem definidas em termos de tempo, estimando-se diferenças na ordem de 100-200 Ma entre estas idades.

Estas discussões/classificações têm uma parte na história na evolução dos nossos conhecimentos (e sofrimentos), e já a cumpriram, e têm também seu espaço no acervo bibliográfico, e não merecem termos adicionais. Servem para mostrar como foi longo o tortuoso o caminho para que todos chegassem aos conceitos atuais e vigentes. Parece claro que a presença maior ou menor ou ausência de supracrustais não constituem mais um dilema para a Tectônica Global. Sem grandes problemas, a não deposição (zonas de escudo com nenhuma ou apenas muito limitada fase extensional anterior, envolvidas na interação de placas) e intensa erosão (orógenos colapsados, degradação erosiva dos níveis crustais superiores) estão bem abrigados e contabilizados no contexto da Tectônica Global, modernamente, de acordo com as assertivas discutidas anteriormente de Hsü (1982; que será retomado e enfatizado mais à frente), Martin & Porada (1977), Murrell (1986), etc.

B. Foi acima destacado que os termos "orogenic belt" e "mobile belt", de forma especificada (consoante o conceito exposto no Quadro IX, de sinonímia) não têm mais sentido. Igualmente foi reiterado que toda faixa móvel é de alguma forma desfalcada, sendo apenas importante a preocupação do quanto? e do por que?, que traduz a implicação correta com o nível crustal em que se está procedendo a análise (Windley, 1984).

A história da evolução geomórfica regional é muito importante, nos

estágios pós-orogênicos e subsequentes a este, bem como os estágios durante a longa (ou curta) vida de “neocráton” anexado às velhas plataformas adjacentes. No caso das faixas proterozóicas e paleozóicas mais antigas, a importância desta análise é crucial, e nem sempre é a ela dispensado o tratamento merecido. De fato, muitas faixas móveis que hoje constituem “serras” não o fazem devido aos processos remotos de orogênese, mas devido apenas à sua constituição litológica diferenciada - mais resistente -, e aos diversos ciclos de erosão sobrepostos à região. Como exemplos sul-americanos deste quase paradoxo, citam-se Jacobina, Chapada Diamantina Ocidental, Espinhaço Baiano, Serra de Tumucumaque, Sierras Australes, etc. É preciso estar alerta para o quadro geográfico/orográfico constituído nos últimos ciclos geomórficos, e distingui-lo (ou não) do processo geológico/orogênico.

C. O conjunto das supracrustais de faixas móveis é importante e sempre preocupou os tectonistas, que procuraram tirar delas zoneamentos, classificações, inferências fisiográficas/paleogeográficas, etc. Estes contextos (sedimentos + magmáticas) como foi visto, nortearam praticamente todas as classificações da escola geossinclinal, e muitas outras dos chamados descritivistas, e hoje, estão na linha de frente, como instrumentos de primeiríssima análise da tectônica moderna (vide Condie, 1982, 1989).

Alguns geólogos procuraram fugir dos cabrestos e formas “eu” e “miogeossinclinais” das sistematizações clássicas. Estas tentativas de fuga dos padrões (alpino, apalachiano, uraliano, etc.) resultaram em várias classificações adicionais ou paralelas (vide Quadros XV, XVa e XVI), que foram valiosas como demonstração de inconformismo e busca científica, e tiveram extensiva aplicação no Brasil.

Bukharin & Ptyakov (1973) tentaram sintetizar este rol de buscas de alternativas e mostraram que de há muito se procurava uma saída da ortodoxia das escolas geossinclinal, e a parafernália de termos que surgiu é o resultado da sequiosidade para encaixar faixas móveis com características intermediárias entre os “eu” e “mio” dos clássicos. Entre todos estes termos, eles optaram por “hemieugeossinclinais”, tendo por universo de análise a Ásia Central.

A classificação de Zwart (1967) é o fruto mais substancial do inconformismo com as classificações da linha Kober-Stille-Aubouin. Embora já discutida no tocante a tempo geológico, é justo enfatizar aqui os inúmeros aspectos litológicos (sedimentação, magmatismo, metamorfismo), entre outros estruturais e até paleogeográficos que o motivaram a propor uma dualidade fundamental. O contexto

Quadro XVI - Classificação de faixas móveis f (tempo, mobilidade, associações, litológicas).

MURATOV (1949)* (Grau de Mobilidade e Sedi- mentação)	ZONESHAIN (1962/1968) (Zoneamento da Ásia Cen-tral e Europa Central)	ZWART (1967) (A Dualidade das Faixas Móveis)
<p>A) Sulcos/Faixas Calcárias Menor grau de mobilidade</p> <p>a) 1º tipo = Marginal a região geossinclinal</p> <p>b) 2º tipo = Marginal a maciços medianos</p> <p>Falhas profundas sem importância</p> <p>(vide QPC Condie, 1989)</p>	<p>A) Zonas Geossinclinais Terríge- nas**</p> <p>Espessos pacotes de sedi- mentos psamíticos, águas rasas e litorâneas, de natureza autóctona, monótonos.</p> <p>Papel subordinado das rochas vulcânicas e granitóides.</p> <p>Dois complexos de depósitos separados ou não por discordância, tardios no tempo do desenvolvimento.</p>	<p>A) Hercinótipos</p> <p>Bacias rasas vulcano-sedi- mentares, bastante variadas faciologicamente.</p> <p>Metamorfismo de baixa pres- são e granitos e migmatitos abundantes.</p> <p>Poucas máficas e ultramáfi- cas.</p>
<p>B) Sulcos/Faixas "Flysch/ Slate" Alto grau de mobilidade</p> <p>Formações flyschóides e grau- váquicas</p> <p>Limitados por falhas profun- das, pelo menos de um lado.</p> <p>Moderada a alta mobilidade, com algum magmatismo</p>	<p>B) Zonas Geoanticlinais***</p> <p>Separam as zonas geossincli- nais e podem expor o embasa- mento.</p> <p>Maciços Dobrados Pré-cam- brianos</p> <p>("Ancient Massifs")</p>	<p>Tipos Intermediários (Caledonia- no)</p>
<p>C) Sulcos/Faixas "Greenstone" Máxima mobilidade</p> <p>Magmatismo básico e ultrabá- sico profundo. Partes mais inter- nas dos geossincli- nais.</p> <p>Limitados nas falhas profun- das</p> <p>(Vide "Greenstone" de Condie)</p>	<p>C) Zonas Geossinclinais Vul- cânicas****</p> <p>Extensivo desenvolvimento de formações vulcânicas e vulca- nogênicas, ao lado de grauvacas e carbonáticas.</p> <p>Intrusões diferenciadas de sé- ries ultramáficas e intermediá- rias.</p> <p>Desenvolvimento no início ou no fim do ciclo geossinclinal.</p>	<p>C) Alpinótipos</p> <p>Assembléia vulcano-sedimen- tar caracterizados por ofiolitos (eu-geossinclinais) abundantes.</p> <p>Metamorfismo de alta pressão e baixa temperatura. Poucos gra- nitos.</p>
	<p>D) Zonas Magmáticas</p> <p>Ofiolítica, Granítica, Vulcano- magmática</p>	
<p>*in Khain & Scheinmann (1969): Categoria dos geossinclinais, em função da natureza do preenchi- mento e da mobilidade relativa.</p>	<p>**Complexos Sedimentares do ta- lude e sopé continentais</p> <p>***Blocos Microcontinentais</p> <p>****Assembléias de arcos de ilhas sobre embasamento oceânico. Observações de Zonenshain (1988), em carta ao autor, co- mentando/atualizando sua classi- ficação "fixista".</p>	<p>A dualidade de faixas orogênicas de Zwart incluía outros fatores (forma, zonação, dobramento, mi- neralizações, soerguimento, etc.) além de assembléias presentes, inclusive idade.</p>

Quadro XVI (conclusão).

BUKHARIN & PYATKOV (1973) (Estruturas Transicionais "Eu" e "Mio") - Ásia Central	CONDIE (1982, 1989) (Assembléias de Rochas Proterozóicas)	UNRUG (1992) (Leg. do Mapa Geodinâmico de Gondwana, 1/3.000.000)
A) Eugeossinclinais Designação similar a Stille e Kay, com a inclusão de fatores de metalogenia específica, dobramento e metamorfismo mais intensos, atendendo Bogdanov, Muratov e Khain.	A) Assembléia 1 ou QPC Predomínio de quartzitos, pelitos e carbonatos. Estromatolitos importantes. Arcóseos, conglomerados, tilitos, BIF e chertes subordinados.	I) Seqüência Vulcano-Sedimentar: associada a riftes com vulcanismo silfício; com vulcanismo máfico; com vulcanismo bi-modal
B) Estruturas Transicionais* - Hemieugeossinclinais - <u>Depressões</u> (hemieugeossinclinais) Seqüências terrígenas e carbonáticas predominam, espessas. Intrusivas gabróides (restritas) e graníticas multifásicas. Dobramento intenso e consistente. <u>Zonas Soerguidas</u> (hemieugeoanticlinais) Seqüências carbonáticas e terrígenas, variações na espessura, muitas discordâncias angulares, e exposições do embasamento.	B) Assembléia 2 ou BVAC Mais diversa, com vulcânicas bi-modais (basalto-riolito), sedimentos clásticos imaturos (arcóseos, conglomerados, quartzitos impuros). Subordinados BIF, carbonatos, "red beds".	II) Bacias Pull-Apart e Bacias Molássicas (internas)
C) Miogeossinclinais Depressões desenvolvidas em crosta continental consolidada. São pouco intensos. Atividade vulcânica, dobramento, metamorfismo e metalogênese (endógena).	C) Assembléia 3 ou "Greenstone" Grauvacas e pelitos, vulcanismo de afinidade toleítica (não komatiítica) e cálcio-alcalina. Rochas vulcanoclásticas, turbiditos.	III) Seqüências predominantemente clásticas, não-turbidíticas. Seqüências predominante carbonáticas.
	D) Assembléia 4 ou "Ofiolitos" Sucessões ofiolíticas (completas e incompletas), de mar profundo, prismas acrescionários.	IV) Seqüências clásticas, dominada por turbiditos. Seqüência vulcano-clástica, turbidítica com vulcanismo: silfício, máfico, bi-modal
	E) Associação Anorogênica Granito-Anortosito. Única do Proterozóica.	V) Seqüência Vulcano-Sedimentar marinha: com cherts e sulfetos e/ou carbonatos associada à crista ou "sea-mount"; ofiolito; melange.
	F) "Dike Swarms" Máficos.	
	G) Granulitos de Alta Pressão Típico de algumas faixas móveis (Grenville, Pan-Africana, Lapland, Arunta, etc.), são indicativos de faixas móveis colisionais	
* Sinonímia reconhecida: Leptogeossinclinal-Trümpy (1960) Criptogeossinclinal-Knipper (1963) "Shale"geossinclinal-Bogdanov (1965) Demieugeossinclinal-Zonenshain, (1969)	Condie (1982) definiu as assembléias lito-estratigráficas típicas para Faixas Móveis Proterozóicas. Condie (1989) atualizou e ampliou suas "associações de rochas proterozóicas" válido para faixas móveis e crátons. Vide Quadro XVII, para detalhe.	Na Legenda do Mapa Geodinâmico de Gondwana, 1/3.000.000 Unrug definiu as seqüências sedimentares das faixas móveis para Gondwana. Modificado, em parte e sintetizada.

das supracrustais é de primeira ordem nesta proposta de classificação, e também foi o motivador de muitos de seus seguidores, no Brasil por exemplo (Almeida, vários trabalhos).

A classificação de Zonenshain (1967/1968) é auto-explicativa no Quadro XVI, e também resulta da incessante procura por alternativas de enquadramento das faixas móveis paleozóicas da Ásia Central (primeiro) e da Europa (em segundo plano), e de suas diversas zonas. Particularmente, os termos de zonas/faixas vulcânicas e terrígenas foram e têm sido muito aplicadas no Brasil. Preside a classificação o contexto supracrustal observado, e o balanço entre os contingentes magmáticos versus sedimentares ocorrentes na faixa. No rodapé da coluna, estão observações/atualizações feitas por Zonenshain, por carta a este autor, dando uma conotação dentro da tectônica moderna àquelas zonas/faixas por ele propostas nos bons e velhos tempos e opção fixistas.

A classificação de Muratov (1949), reproduzida indiretamente de Khain & Scheinmann (1962), é altamente meritória e atual - dentro de certa óptica -, e associa o contexto de supracrustais presentes na faixa ao seu nome/classe, e este com o grau de mobilidade tectônica. Verdadeira apologia a esta classificação e uma ratificação da ênfase aqui aposta, está na forma como ela foi modernamente reiterada por Condie (1982, 1989), altamente insuspeito autor das lides mobilistas do mundo ocidental, o qual não tinha sequer conhecimento prévio de uma sistematização consangüínea feita há mais de quatro décadas (conforme informação verbal do próprio Kent Condie). Na coluna do Quadro XVII, esta forma de apreciação de faixas ou zonas móveis se mostra de caráter auto-explicativo, e qualquer geólogo é capaz de perceber a facilidade com seu trato, sem o envolvimento com complexas teorias de história pré-orogênica.

A classificação de Condie para as assembléias de rochas das faixas móveis proterozóicas (diversos itens do Quadro XVII) é o resultado da observação sistemática e progressiva em cerca de quase duas centenas de exemplares de todo o mundo (Brasil, inclusive), com a pretensão e a vantagem associada de isenção preliminar quanto a modelos e paradigmas usuais da tectônica. Ou seja, o tipo de ambiente e a sua classificação deve ser produto conseqüente à análise do contexto supracrustal (QPC, BVAC, "Greenstone", Ofiolito) e a comparação com ambientes modernos, bem conhecidos.

Faixas QPC, ou calcárias (para enfatizar a semelhança com Muratov) circundam todo o cráton de São Francisco, e toda a margem sudeste do

Quadro XVII - Principais sucessões litostratográficas de supracrustais no Proterozóico, em faixas móveis (e crátons).

ASSEMBLÉIA 1/QPC	ASSEMBLÉIA 2/BVAC	ASSEMBLÉIA 3/"Greenstone"	ASSEMBLÉIA 4/Ofolito
Quartzitos-carbonatos-folhelhos, siltitos; Chertes, BIFs, conglomerados; grauvascas, subgrauvascas.	Vulcânicas bimodais-quartzito-arcóseos, muito diversa: arenitos feldspáticos, arcóseos, folhelhos, conglomerados polimíctos. Carbonatos.	Grauvascas - Vulcanismo toleítico a cálcio-alcalino. Variadas suítes e diferenciados toleíticos e cálcio-alcalinos, grauvascas, argilitos, clásticos diversos, BIFs, turbiditos. Folhelhos e carbonatos mais raramente	Ofolitos e sedimentos de mar profundo.
Grandes espessuras (10 km), são predominantes (60%), grandes extensões (<500 km)	Espessuras relevantes: 5 a 10km. Em número, 20% das analisadas.	Poucas e bem documentadas seqüências. < 20% do total.	Poucas bem preservadas e completas. Espessuras de até 8km, a maioria inferior a 5km.
Vulcanismo infrequente.	Vulcanismo bimodal, basalto-riolito, com raras rochas intermediárias. Básicas toleíticas ácidas de fusão crustal. Vulcanoclásticas. Tufos.	Vulcanismo importante, não komatiítico. Vulcanismo bimodal. Sucessões diferentes daquelas dos "greenstones" arqueanos.	Seqüências raramente completas. Falta geralmente os diques alimentadores e os harburgitos tectonizados.
Várias idades no Proterozóico Inferior, Médio, Superior	Mais frequentes após 1,7 G.a., mas há exemplos mais antigos.	Entre 1,7 a 2,0 G.a., mais frequentes. Há outros.	Numerosas ocorrências entre 1000-600 Ma. Há alguns raros mais antigos do Paleoproterozóico.
Grau de deformação e metamorfismo variável, de baixo a médio grau.	Variáveis, desde não deformadas até intensamente deformadas, em diferentes graus de metamorfismo.	Baixo grau em geral, boa preservação das estruturas.	Variação destacada no grau de metamorfismo e deformação, muitos preservam texturas e estruturas primárias.
Variações laterais e latero-verticais de fácies comuns, e com as assembleias 2 e 3.	Comuns variações grandes nas litologias e passagens para 1 e para a 3.	Combinações comuns com outras assembleias. Lembra greenstones, mas são especiais.	
Ambientes cratônicos estáveis (meta-estáveis) e margens continentais. Lado do continente de bacias de retroarco. Pelas variações acima, aspectos poli-históricos são detectados.	Riftes de litosfera ativada, riftes de manto ativado, abortados.	Difícil diagnóstico de ambiente. Prováveis "back arc" basins em riftes, ou riftes cratônicos sobre plumas.	Crosta oceânica "arc-related" de bacias retroarco e intra-arco.
-----	Plutonismo granítico, sintectónico (tonalítico) e tardio (granitos, etc).	Plutões tonalito-trondhjemitos.	Plutões plagiogranitos raros (throndjemitos).

Obs.: No seu livro de 1989, Condie acrescentou as associações "Granito-Anortosito", "Enxames de Diques Máficos", "Intrusões máfico-ultramáficas acamadadas" e "Granulitos de Alta Pressão" (Colisionais) como associações litológicas típicas do Proterozóico.

Cráton Amazônico. Faixas BVAC, ou “flysch” são típicas das zonas mais distais destes crátons, na Borborema (Piancó-Alto Brígida), no Tocantins (“Cuiabá”) e na Mantiqueira “São Roque/Perau”). As passagens laterais destas zonas/asmbléias constituem observação procedente e importante de Condie, com vários exemplos no Brasil. E como pode ser percebido aqui, este tipo de classificação vai coincidir com classificações por outros prismas de análise, dantes comentados. Muitas destas faixas/asmbléias QPC constituem parte essencial das zonas “thin skin” dantes analisadas sob a óptica de comportamento do embasamento.

A classificação ex-ofício de Unrug (1992; circulação restrita) é aqui aposta para retratar bem que esta preocupação primordial com o conteúdo supracrustal é um caminho de confiança para as comparações e correlações intra e inter-continentais. Estão tabeladas (Quadro XVI) as principais associações conhecidas, fruto de ampla análise e consulta em todas as frações de Gondwana. As passagens latero-verticais estão aqui subentendidas são conhecidas e costumam ocorrer, e a interpretação do ambiente tectônico-sedimentar fica resguardado para etapa posterior de análise.

D. Compete agora, como fecho deste item, complementar o que foi exposto, reiterando as observações de Hsü (1982), que foi observar os diversos tipos de contextos de supracrustais nos orógenos modernos, meso-cenozóicos, e compará-los objetivamente com ambientes tectônico-sedimentares atuais.

Ou seja, verificar dentro dos princípios de tectônica e sedimentação o significado dos clássicos conteúdos de supracrustais de faixas móveis, procurando a verdade crua dos fatos dentro do atualismo. Primeiramente, Hsü chegou a dois pontos básicos já comentados :

a. As cadeias de montanhas são formadas como resultado de tectônica compressional, ligada a interação de placas, envolvendo sedimentos depositados tanto nas margens dos continentes como no seu interior (“plataformas”, na concepção americana de coberturas cratônicas pouco espessas, e áreas de escudo entre elas). Isto é primário, mas extremamente verdadeiro, embora desconhecido de muitos geólogos.

b. Os sedimentos ditos geossinclinais não são pois precursores naturais e inexoráveis de faixas orogênicas. Em outras palavras, nem todo pacote espesso e marginal (ou não) de sedimentos vai ser transformado em faixa móvel. Como dados adicionais, Hsü mostrou qual a natureza real das chamadas faixas/zonas geossinclinais (“eu” e “mio”) das cadeias modernas, reservando algumas

surpresas e outras observações já relativamente usuais, a saber:

c. Sedimentos/faixas/zonas eugeossinclinais - são aqueles formadas em margens de subducção, constituindo uma mistura caótica (melanges). Na América do Norte, na Ásia e na Austrália, estas zonas são frações da crosta oceânica (parte sedimentar inclusive) e do manto litosférico de oceanos passados. Não são nem "sinclinal" nem são "seqüências" de fato, nem constituíram sulcos profundos (não necessariamente) e estreitos com vulcanismo submarino. O espessamento é tectônico e não graças a condições excepcionais de subsidência.

d. Sedimentos/faixas/zonas miogeossinclinais são hoje identificados como espessas seqüências de margens passivas. Parte da subsidência se deveu ao ajustamento isostático, parte foi devida a processos tectônicos extensionais (diversos modelos).

No caso de recorrência de plataformas carbonáticas, com níveis de folhelhos hemipelágicos, e grandes espessuras, tratam-se de casos onde a margem passiva foi convertida em margem ativa, e o processo de subducção é que acelerou a subsidência.

Dos dois casos acima há inúmeros exemplos modernos conhecidos.

e. Sedimentos/faixas/zonas de "flysch" são acumulados em vários tipos de ambientes, principalmente bacias de retroarco (contribuição vulcânica importante), e fossas, quando estas estão em processo oblíquo de convergência, para que a taxa de subducção seja mínima e o embaciamento profundo possa perdurar por dezenas de milhões de anos. Em ambientes continentais depósitos de "flysch" importantes podem também ser formados em bacias "pull-apart" e assemelhadas ao longo de zonas transcorrentes e transformantes (porções transtracionais, com afinamento crustal e estiramento).

Estas observações são desmitificadoras e mostram porque **"geossinclinal" (sentido amplo) e seus derivados devem ser conceitos arquivados**, assim como as tentativas de conciliação entre "placas" e "geosinclinal" devem ser relegadas. Mas também servem de alerta para as interpretações do ambiente tectônico-sedimentar a partir de análises pouco aprofundadas do contexto de supracrustais, de forma que a abordagem de Condie (Quadro XVII) é boa, mas como sempre, imprescindível de muita cautela.

5.6. Critérios descritivistas mistos

Muitas vezes os critérios acima discutidos aparecem em conjunto para classificar ou discriminar a uma zona de uma faixa móvel, ou elas próprias. Assim sendo, é comum encontrar designações do tipo “faixa (zona) vestigial ensialica proterozóica”, “faixa miogeossinclinal marginal”, “faixa distal vulcânica”, “faixa terrígena interior”, etc.

No Brasil, principalmente, nos últimos anos, devido à situação de país importador de terminologias (e “modas”), muita gente optou por estes critérios meramente descritivistas, com o intuito de ficar distanciado do debate de escolas (mobilistas versus fixistas, neomobilistas, etc.) e tentar uma aproximação/abordagem auto-explicativa não comprometida.

Muitos outros termos descritivistas (ocasionais, livres) têm sido veiculados no Brasil, como “faixas vulcano-plutônicas”, “faixas ferríferas”, “faixas/zonas de cisalhamento”, etc. Neste último caso, alguns autores tentam utilizar termos estruturais (mesmo que interfiram em mais de uma faixa móvel) como termos globais, de escala geotectônica (o que não parece correto), e em assim fazendo por não conhecer a hierarquia convencional, onde a Geologia Estrutural é apenas um dos ramos da Geotectônica.

Será visto no capítulo de fecho do tema de faixas móveis, mas é necessário deixar claro desde aqui, antes do capítulo seguinte (onde as classificações mais divulgadas e com maior espaço na “mídia” da geotectônica serão consideradas) que hoje se reconhece dentro da Tectônica Global dois grupos maiores de orogenias:

a. Aquelas no qual se tem uma seqüência completa de aquecimento-estiramento-rifte-evolução de bacia oceânica-processos de subducção-colisão, ou partes bem registradas destes processos. Para estes, a síntese de Sengör (1990), na Figura 5.2 e Quadro XVIII, é excelente retrato do estado d’arte.

b. Aquelas onde o estiramento crustal e litosférico foi pequeno, com pouca, esparsa, ou nenhuma formação de assoalho oceânico, advindo posteriormente o fechamento da bacia e a formação da faixa móvel. Entre o tipo acima e este tipo, várias gradações são naturais e esperáveis, e os registros geológicos vão sendo acumulados gradativamente. Kröner (1981; modelo teórico) e Etheridge et al. (1987; modelo para as orogenias Barramundi da Austrália) são pioneiros na discussão destes modelos alternativos, sem grande expressão de

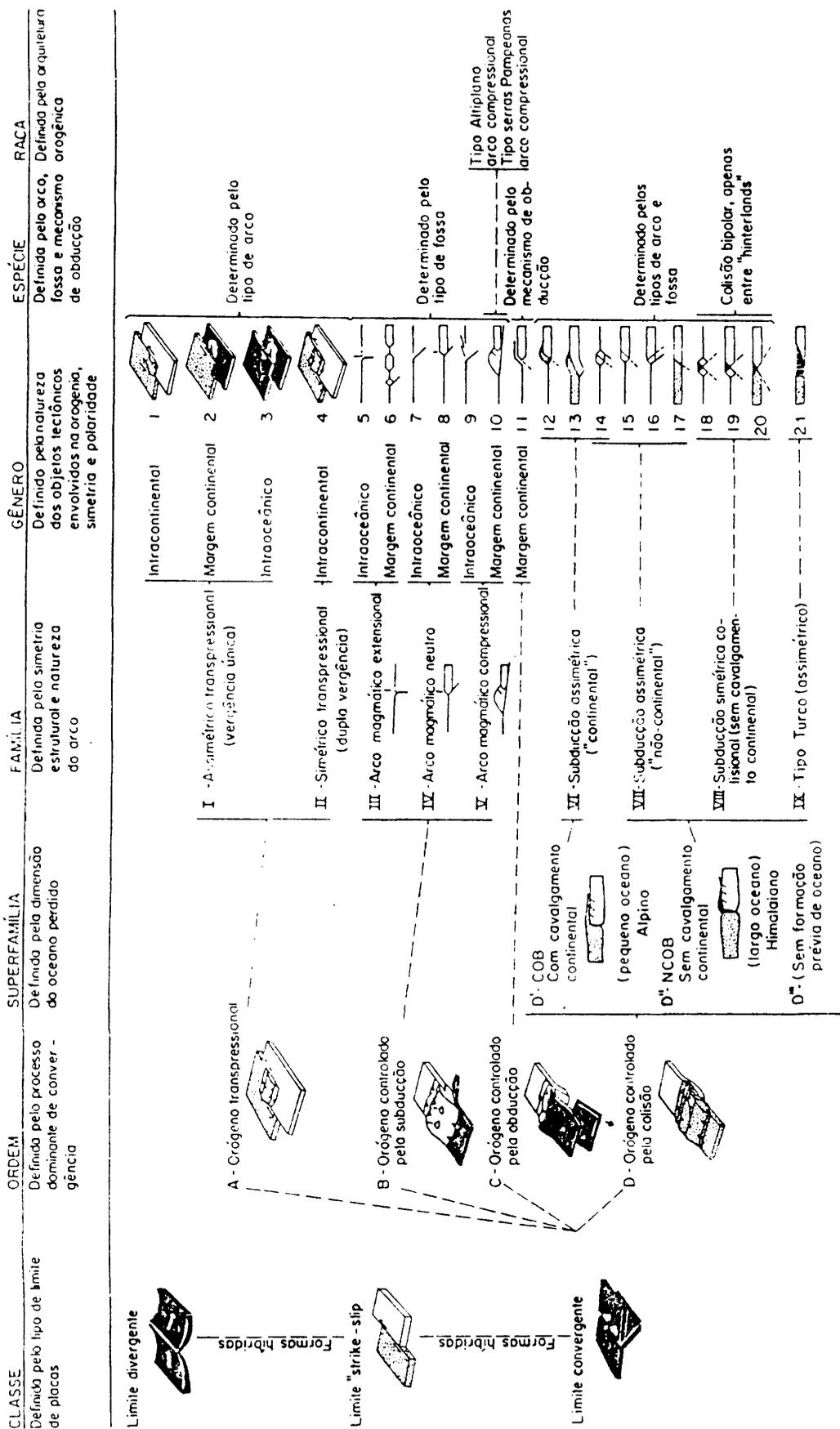


Figura 5.2 - Tipos de faixas orogênicas. A organização taxonômica proposta por Sengör (1990), com modificação por Sengör (1991), para facilitar o entendimento

Quadro XVIII - Observações complementares da classificação de Sengör (1990) -
Espécies de Faixas Móveis.

- | | | | |
|-------|---|--------|----------------------------|
| 1- | Geralmente sem metamorfismo e sem magmatismo | | |
| 2- | Sempre incluem processos e subducção subordinados | | |
| 3- | Sempre incluem processos e subducção subordinados | | |
| 4- | Estruturas "Pop Up" gigantes | | |
| 5- | Extensional "ensimático" | | |
| 6- | Extensional "ensiático" | | |
| 7/8- | Nem extensão, nem compressão importantes. Instância dentro de longo desenvolvimento | | |
| 9/10- | Compressão extensiva à região do retroarco | | |
| 11- | Conceito discutível, ou muito particular do autor (pela raridade dos casos) | | |
| 12- | Margem Passiva | versus | Arco |
| 13- | Continente | versus | Continente |
| 14- | Arco | versus | Arco |
| 15- | Margem Passiva | versus | Arco |
| 16- | Margem Ativa | versus | Arco |
| 17- | Continente | versus | Continente (prototípico) |
| 18- | Arco | versus | Arco |
| 19- | Arco | versus | Continente |
| 20- | Continente | versus | Continente ("hinterlands") |
| 21- | Exorbitância do complexo de subducção-acresção, tipo himalaiano especial. | | |

Obs: No tocante aos orógenos colisionais, uma melhor classificação abrangeria: grandes oceanos (himalaiana), pequenos oceanos (alpino) e sem formação prévia de oceanos, para os casos de fechamentos de riftes, sistemas de riftes, aulacógenos, etc. Estas possibilidades reais (modelos ditos ensiáticos de Kröner (1981) e Etheridge et al., (1987) e alternativas constituem uma defecção notória no brilhante esquema classificatório de Sengör.

processos de natureza oceânica.

A aplicação de termos descritivistas, é muitas vezes para contornar o problema, ou por desconhecimento puro e simples destes casos/fatos, sem ficar tropeçando em critérios que possam ser considerados "mobilistas" ou "fixistas", e outros gerais de nomenclatura "atualizada" ou "não atualizada", etc. Principalmente no segundo caso (mas também algumas vezes no primeiro) a utilização de nomenclaturas híbridas, descritivistas é uma forma de se fugir de discussões desgastantes de escolas de tectônica.

É preciso deixar claro que, em ambos os grupos, a palavra de ordem é interação de placas, o domínio é da Tectônica Global (ou de placas, como alguns preferem, mas que no entender do autor não se justifica mais esta designação).

5.8. Interação de Placas Litosféricas e ambientes atuais

Todos os esforços e contribuições de várias fontes neste sentido até o final da década de 60 estão relativamente bem sintetizados por Mitchell & Reading (1969) (vide Quadro X) e por Dewey & Bird (1970b) (vide Fig. 4.1), conforme anteriormente já mencionado.

A identificação da relação entre orogenias e movimento das placas, com destruição e transformação da litosfera oceânica numa margem ativa (ortotectônica), de forma parcial ou total, levando a colisão (paratectônica) foi desde então consignada concretamente. Aos modelos embrionários de Dewey & Bird podem ser apontados dezenas de imperfeições (hoje, apenas), entre reais e potenciais, omissões, etc., mas não se pode negar a condição de pilares de todo o desenvolvimento científico posterior. De observações paralelas, dedutivas e outras daí emanadas adveio todo o progresso da geotectônica nestas décadas subseqüentes.

Este progresso e as fronteiras de investigação posteriores nesta seara estão de certa forma cobertos, enriquecidos e condensados por Sengör (1990), que será devidamente focalizado nos itens seguintes.

A observação tridimensional (inclui secções transversais) é por si só tema rico e complexo. Há muitos outros aspectos a considerar, entre corolários e aditivos (Capítulo 7) do processo de interação, e ligados à física do binômio litosfera-

astenosfera, e que serão abordados numa etapa posterior a da visão tridimensional a seguir, mesmo porque o Sengör sequer os pode aludir.

Foram várias e alternadas fontes de contribuição, a partir de diferentes continentes e métodos de abordagem, e que continuam em célere processo de descobertas científicas. Estes fenômenos contabilizados como aditivos e/ou corolários (underplating”, deslaminação, flacas, etc.), cujo processo de consecução e catalogação é incessante constituem os elos das Ciências da Terra com as Ciências Exatas. Certamente com eles conhecidos de forma melhor, a classificação de faixas móveis venha evoluir substancialmente em futuro, deixando o empirismo e o naturalismo tantas vezes evocados.

Esta visão tridimensional e global será o objetivo dos próximos itens.

6. VISÃO TRIDIMENSIONAL DA INTERAÇÃO DE PLACAS

*In the last decade Earth Sciences have changed enormously
Also, our knowledge at the mechanics of the formation of Phanerozoic
orogens has evolved dramatically.*

B. Windley (1995)

Modernamente, todos os autores (e.g. Kearey & Vine, 1990; Rogers, 1993) ao abordarem as faixas móveis o fazem sob o prisma da interação convergente de placas litosféricas.

A. A subducção da litosfera oceânica debaixo da litosfera oceânica (igual natureza e menor densidade relativa) resulta na formação de arcos de ilhas ou de arcos vulcânicos, e das inúmeras feições fisiográficas e tectônicas a estes associadas. Isto ocorre em partes mais ou menos remotas do interior dos oceanos. Esta é a conformação mais elementar (e mais importante) das orogenias em geral, e célula das chamadas construções orogenéticas acrescionárias, e berço primordial da crosta continental.

A'. Se o consumo da litosfera oceânica se fizer embaixo de litosfera continental - exatamente sob esta ou a sua margem próxima - será formada uma cadeia de montanhas na borda do continente, com disposição aproximadamente paralela ao traço da zona de subducção (ou do traço em superfície da zona de Wadati-Benioff). Tais construções orogenéticas são chamadas de arcos magmáticos ou de tipo Andino, em função do seu protótipo mais fiel.

Em ambos os casos, a qualificação de acrescionários (ou marginais de Murphy & Nance, 1992) é cabível pela quantidade substancial de crosta continental que é formada e incorporada à litosfera continental, na proporção da duração do fenômeno (ortotectônica).

B. Como resultado e seqüência dos processos alongados de subducção situados na margem de um continente, materiais de natureza continental (continentes, microcontinentes, arcos magmáticos e outros de densidade equivalente) aportam a fossa e não conseguem entrar em subducção ("hard-to-subduct-materials"). A continuidade da convergência circunstancia a colisão, e a criação de uma cadeia de montanhas, envolvendo compressão dos sedimentos do sistema arco-fossa e empilhamento de frações da crosta (de diferentes idades e naturezas) por falhamentos. Estas cadeias são chamadas de colisionais (ou interiores por Murphy &

Nance, op.cit.), e são caracterizadas mais pela deformação e espessamento da crosta de que pela sua natureza criativa propriamente dita (paratectônica).

Estas cadeias, em geral, são capítulos finais do processo de fechamento de uma bacia oceânica pequena ("small oceanic basin" e/ou bacias de retroarco) ou de grandes proporções, conseqüentes imediatas no tempo, e adjacentes no espaço de processos acrescionários. Após a colisão, os movimentos convergentes podem continuar por tempo considerável, sendo acomodado por deformações adicionais em parte, e em parte por subducção limitada e em condições especiais de materias continentais (subducção A). A superfície marcando "o locus" da colisão (ou superfícies) é chamada sutura colisional, e pode abrigar restos da litosfera oceânica preexistente, consumida na acreção, os quais são conhecidos como ofiolitos.

Nos tipos básicos (há transições entre eles e derivados) de orogenias acima descritos, de modo objetivo, a convergência de placas litosféricas é o processo global responsável, todos os demais casos estão direta ou indiretamente (ou clara ou virtualmente) ligados a estes. Por e para razões descritivas, a partir de uma primeira análise tridimensional, podem ser discutidas três situações geodinâmicas em que resultam na formação de orógenos:

- Convergência através de zonas de subducção, com destruição de litosfera oceânica, e subsidiariamente com zonas de obducção (preservação tectônica de partes consideráveis de litosfera oceânica).

- Convergência através de zonas ativas de colisão.

- Convergência confinada a zonas de interação não paralela de falhas transformantes, nos chamados contextos transpressionais.

No primeiro caso acima, as variantes materiais admitem diferentes dimensões para o oceano consumido. Neste aspecto cabe acrescentar e reiterar os modelos ditos alternativos (Etheridge et al., 1987; Kröner, 1981), nos quais o "embaciamento" a ser fechado não logrou a formação de oceano, mas tão somente depressões intracontinentais.

Em todos os casos de processos de convergência são muitas as variáveis em cena, como dimensões do fenômeno, tipos de placas interagindo e suas anisotropias e idades, formas de suas margens, modos e taxas de aproximação, presença ou ausência de frações litosféricas outras entre as unidades em convergência, tempo e estágios de tempo, etc., com muitos outros detalhes das

circunstâncias fisiográficas e tectônicas caso a caso, que serão lembrados em várias outras oportunidades. Ainda, como a tectônica é um processo global por definição, **estes processos de convergência nunca são exclusivos, nunca ocorrem sem conexão**. Não há ocorrências isoladas, perto uma unidade/exemplar ou longe dela, sempre haverá outra que lhe é conexas de alguma forma.

Ou seja, a diversidade e a trama de conexão das orogenias faz com que todos os exercícios de descrição dificilmente possam escapar do reducionismo dos analistas. Embora preexistam grande quantidade de aforismos batidos e repetidos do passado (“não há dois geossinclinais iguais...”) e do presente (“cada orógeno é único), esta diversidade deve ser reiterada.

Como complexidade não é evidência de desordem, nem grande variedade é impedimento à sistematização, Sengör (1990) procurou analogia do “reino das faixas móveis” com o reino animal, fazendo uma abordagem taxonômica (Fig. 5.2). Elegeu inicialmente a classe (dominante) como interação convergente e quatro ordens fundamentais (A,B,C,D). As superfamílias, famílias, gêneros espécies daí derivadas ficam por conta daquelas variáveis circunstanciais supra-mencionadas e as estruturas adquiridas durante o processo orogenético.

A árvore taxonômica armada por Sengör têm muitos méritos, e serve como referencial muito bom para o início da década, mas não é irretocável, e o próprio proponente (Sengör, 1991) já começou a operação de aprimoramento. Estão incluídos todos os tipos conhecidos e, mesmo algumas possibilidades de ocorrência (reais e virtuais), que constituem elos entre os tipos mais suficientemente conhecidos (a paleontologia também faz isto).

As situações intermediárias entre os tipos esquematizados ocorrem, e no tempo (antecedendo ou sucedendo) e no espaço (longitudinalmente ou lateralmente), um tipo pode passar para outro. Muitas especificações e casos particulares podem ser extraídos da tabela, que deve ser um guia, jamais uma lei científica. Há forte dose de ousadia na abordagem, e um respaldo de conhecimento da bibliografia - de dissensões e consenso - altamente elogiável .

Em outras palavras, a tabela/figura é referencial de sistematização bom, e de utilidade, com todos os méritos e muito pouco dos deméritos (e.g. a não inclusão dos processos de interação sem significativa participação de litosfera oceânica, já comentada) que soem caracterizar iniciativa arrojada e de riscos como esta.

6.1. Orógenos transpressionais

Os orógenos transpressionais são formados pela interação compressional de falhas transformantes, estando confinados às margens irregulares - não retilíneas - do deslocamento lateral de placas litosféricas. No deslocamento lateral, as curvaturas e irregularidades das superfícies destas falhas podem dar origem a zonas alternadas de divergência (“releasing bends”: bacias “sag pounds” e /ou “pull-apart”) e de convergência (“restraining bends”), e nestas a processos de encurtamento crustal, com falhas inversas e de empurrão, e conseqüente espessamento crustal. Estes processos de transpressão podem ocorrer em qualquer escala de análise, em termos de estruturas (de paráclases a transformantes) e de unidades (rocha, crosta, litosfera).

Os orógenos deste tipo podem constituir a feição dominante, exclusiva, primária, marcada francamente pela ação de falhas transformantes, que balizam placas litosféricas dos tipos continente-continente (intracontinental), continente-oceano (margem continental, aqui sempre com algum componente de subducção) e oceano-oceano. Este será o conceito aqui defendido.

Mas, na grande maioria das vezes, o processo de transpressão é subsidiário, surgindo localmente ou lateralmente com a obliquidade da convergência (condição mais freqüente de todas as convergências), ao longo ou no interior delimitado de uma construção orogênica de maior amplitude, de tipos colisionais e acrecionários. Nestes casos, na visão bidimensional de superfície são tratados como oroclíneos ou “oroclinotaths”, só mais raramente discriminados como transpressionais. Algumas vezes a adjetivação de transpressional tem sido utilizada para feições de fases tardias da deformação, nos processos associados com a tectônica de extrusão, de histórias colisionais (caso do Ganos Dag, na Ásia, e de Sierras Australes, na Argentina). Por outro lado, há casos que mesmo em desenvolvimentos de transpressão associada a falhas transcorrentes tardias (caso do Seridó, na Borborema), a designação de transpressional tem sido evocada.

Em geral, as deformações produzidas nas zonas de transpressão vão depender de vários fatores, como a natureza e idade termal das rochas, a velocidade e a quantidade do deslocamento longitudinal, a geometria da superfície da falha (e rede de falhas associadas), as condições de P-T, etc., de acordo com Mercier & Vegely (1992) (Fig. 6.1). E estas deformações podem ser muito importantes, não só nas zonas de convergência (“pressure ridge”, “push up”.

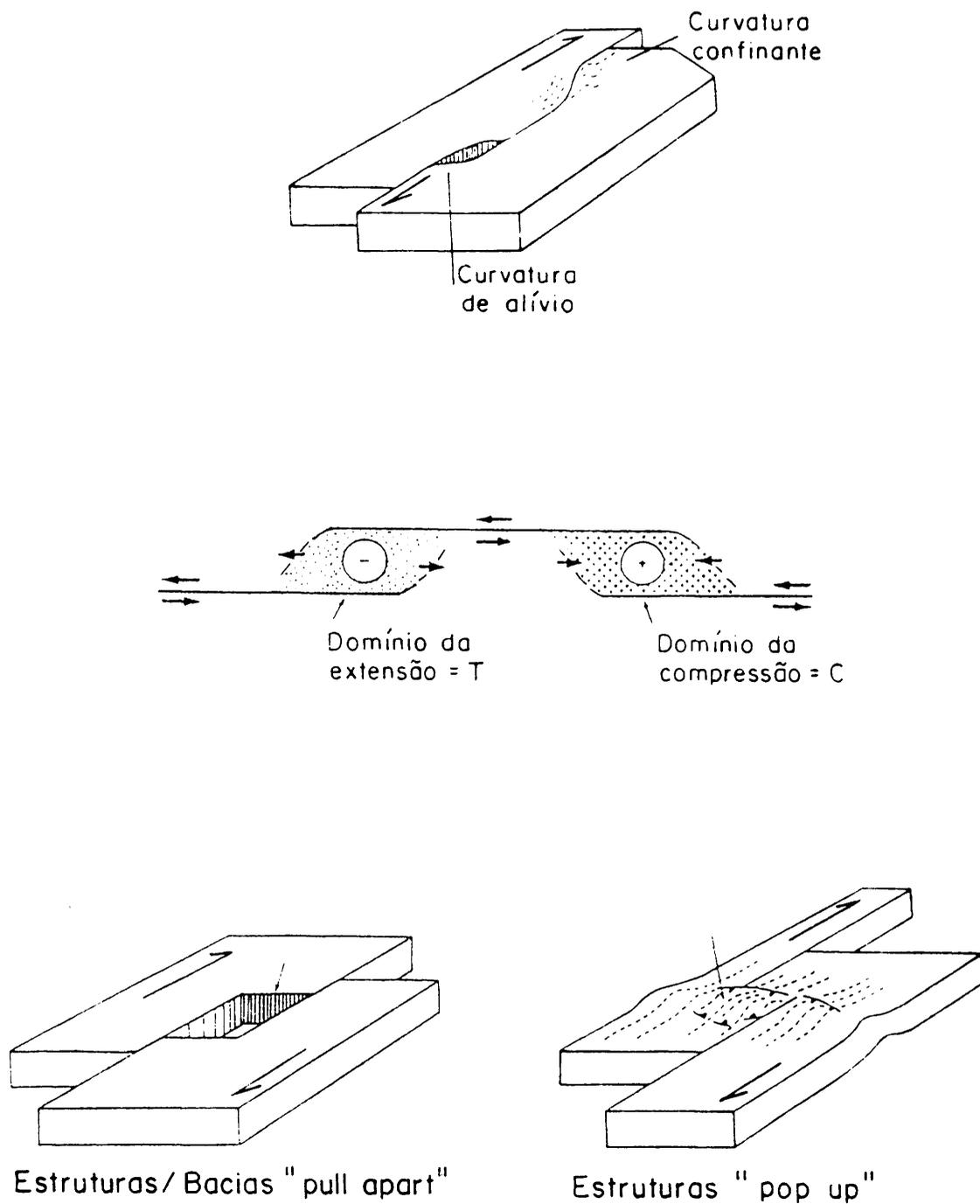


Figura 6.1 - Esquemas para mostrar os domínios de alívio (extensão) e confinamento (compressão) gerados pelos deslocamentos laterais, longitudinais de blocos, válido para diferentes escalas, inclusive dos orógenos. Fonte: Mercier & Vergely (1992).

deformação e sobreposição, gerando orógenos), como nas zonas de divergência (extensão e subsidência, formando bacias sedimentares profundas). Na verdade, as definições pretéritas de falhas transformantes no sentido de interação conservativa (nem destruição, nem construção...) está obsoleta, ou devem ficar restritas aos segmentos que interceptam a crista meso-oceânica. Particularmente, no caso das zonas de transpressão intracontinental há muita complexidade envolvida, e a formação de rede intrincada de outros falhamentos e de campos de tensão, tudo isto como reflexo das diferenças de resistências, heterogeneidades e anisotropia comuns da litosfera continental, idade termal, etc., cujo detalhamento e compreensão só recentemente começam a ser equacionados. Extensas e importantes zonas de cisalhamento horizontal têm sido identificadas nos blocos litosféricos adjacentes, rotações de blocos com eixos próximos da vertical e outras características especiais, sem falar no poder destrutivo de tanta repercussão hoje (na Califórnia e na Turquia).

As características estruturais da edificação orogênica resultante da transpressão, como vergência e simetria, foram utilizados por Sengör (1990), para definir as "famílias" destes orógenos, enquanto que os "gêneros" são definidos pela natureza das placas (intracontinental, margem continental, intraoceânico) envolvidas.

Os exemplos modernos de orógeno transpressional intracontinental (Norte Anatólia, "Transverse Ranges" da Califórnia, Fig. 6.2), de margem continental (limbos norte e sul da placa do Caribe, crista norte da placa de Scotia), e oceano-oceano (crista sul da placa de Scotia) têm constituído laboratório fecundo de investigação científica recente (Burke et al., 1984; Dalziel, 1984; etc.) Não só no tocante aos mecanismos intrínsecos do processo, como a repercussão destes no interior das placas interagente, posto que hoje se sabe que são polos irradiadores da deformação muito além dos traços das falhas. Mesmo porque, nas instâncias de feição subsidiária ou de fase tardia de orógenos de outros tipos de interação principal, e nas colagens orogênicas, são muitos os fatores restritivos da análise adequada e da compreensão melhor destes processos.

Os orógenos intracontinentais se caracterizam por regimes termais mais brandos, magmatismo e metamorfismo podem não ocorrer, pelo fato de estarem confinados entre paredes "frias" das transformantes. Como já mencionados, rotações de blocos crustais e/ou litosféricos são possíveis, consoante o sentido da falha. Os continentais simétricos constituem, na verdade, exemplares agigantados de estruturas "pop up", e podem desenvolver nas adjacências destas bacias do tipo antepaís.

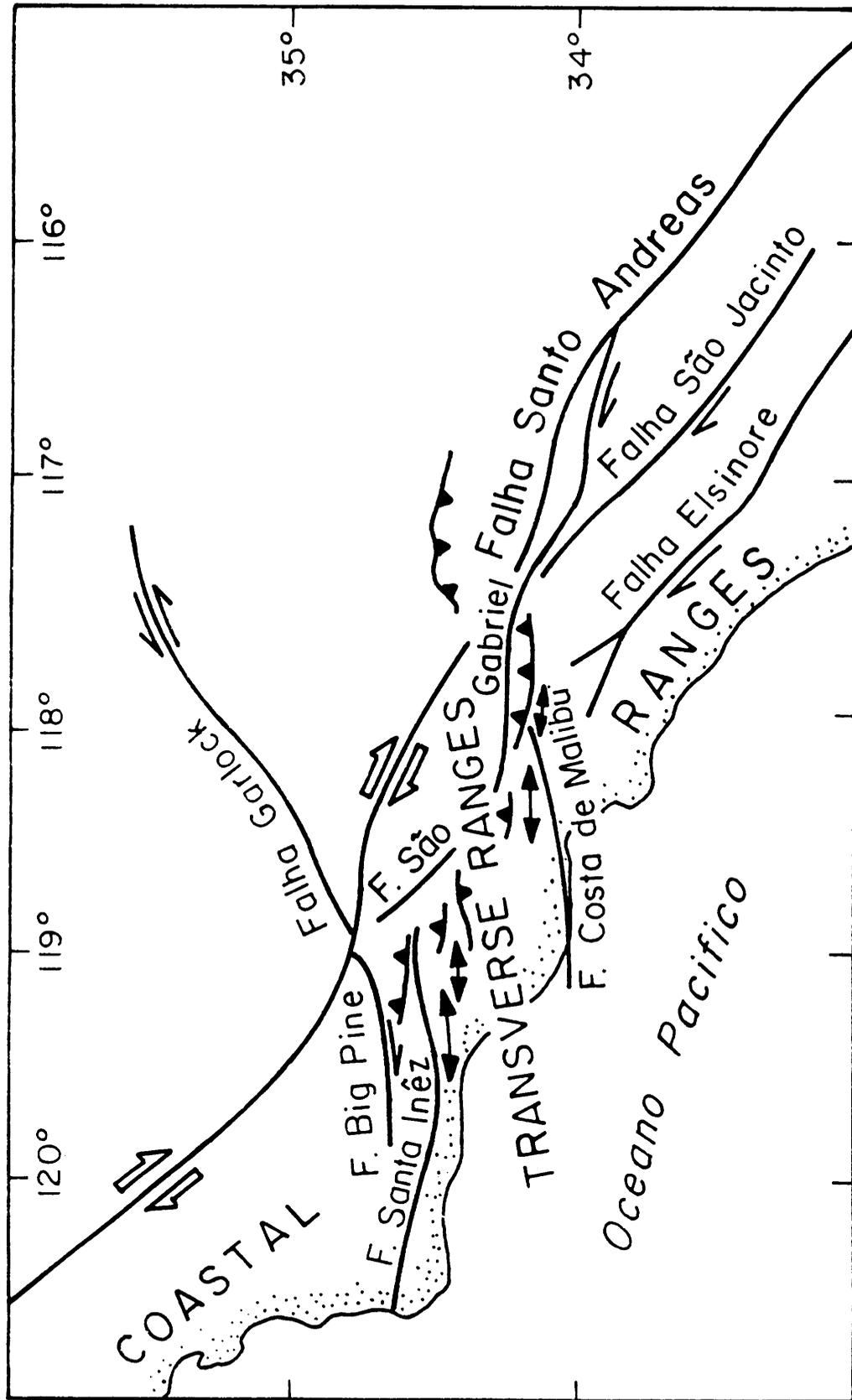


Figura 6.2 - Os "Transverse Ranges" da Califórnia, associado com falhas de transformância como exemplo de deformação e orogénia do tipo transpressional
 Fonte: Mercier & Vergely (1992)

Os orógenos que envolvem placa oceânica na interação (vide Caribe versus América do Norte e versus América do Sul, parte da crista norte de Scotia, crista sul de Scotia) geralmente desenvolvem componentes de subducção e assim apresentam magmatismo cálcio-alcálico e metamorfismo.

6.2. Orógenos acrescionários

6.2.1. Arcos de Ilhas e Arcos Magmáticos (Ortotectônica)

Os arcos de ilhas e arcos magmáticos constituem a mais abundante e extensa espécie de orógeno ativo hoje (extensão linear conhecida hoje na ordem de 37000 km), e em todos os tempos parece ter constituído o laboratório fundamental e berço principal da crosta continental. A esta característica marcante somam-se outras importantes, como os zoneamentos que a presença do arco insere na paisagem, de ambientes tectono-sedimentares, magmatismo e geoquímica de magmas, metamorfismo e metalogenético (previsional, pelo menos), conferindo a estes tipos crustais papel importante no campo da pesquisa científica e da exploração mineral.

Muitas são as abordagens possíveis sobre estes tipos crustais, havendo inclusive um periódico com artigos exclusivos (Island Arcs) e na síntese aqui tentada serão enfatizados rapidamente apenas os aspectos que levem a compreendê-los como feições orogênicas. É necessário deixar claro de início que a abordagem dos arcos transcende ao potencial de um livro-texto, e é um tema rico, com descobertas novas diuturnamente, à medida que as tecnologias de análise progredem.

A primeira aproximação no trato com arcos diz respeito a sua localização no espaço geográfico-geológico e a natureza das placas que estão interagindo para formá-los (Fig. 6.3):

- posição intraoceânica - placas litosféricas oceânicas
- posição perioceânica - placas oceânicas, uma delas próximo de uma margem continental.
- posição intracontinental - placa litosférica oceânica em subducção debaixo de uma placa continental, arco magmático p.d.

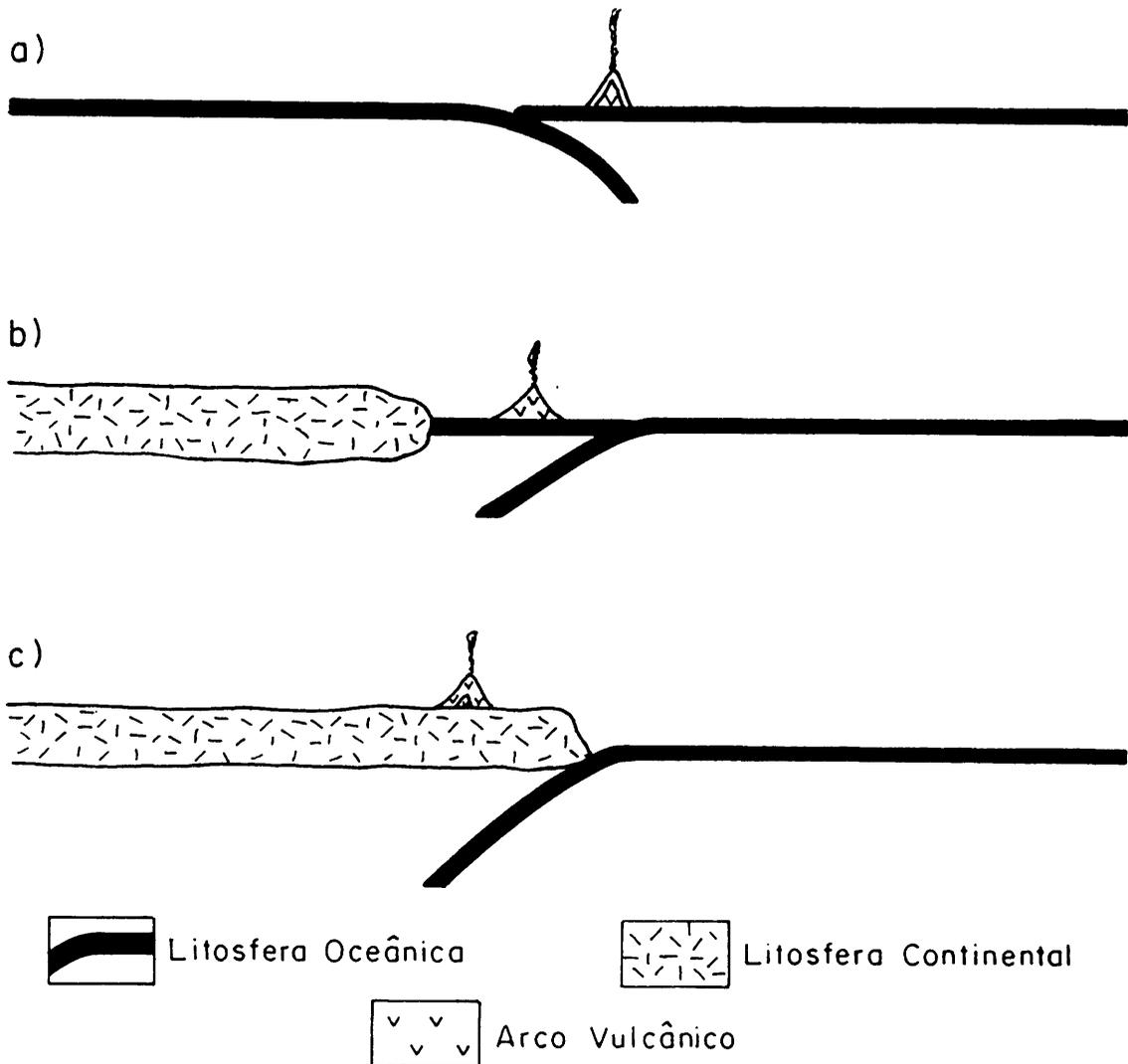


Figura 6.3 - A classificação preliminar, geográfico-geológica dos orógenos acrescionários: a) intraoceânico; b) perioceânico; c) intracontinental ou arco magmático. Posições intermediárias e simultâneas entre os tipos acima são comuns.

Entre estas há certamente outras posições intermediárias, mas foi este tipo de classificação escolhido por Sengör (1990), para se referir/classificar os gêneros.

A abordagem seguinte diz respeito, em última análise, ao perfil da zona de subducção Benioff-Wadati e a distribuição de regimes tectônicos ao longo das diversas zonas do arco. As prováveis causas (trata-se de tema controverso) e as conseqüências desta estruturação são temas adicionais desta classificação. Este foi o critério escolhido por Sengör para se referir às famílias, a partir de um trabalho

de revisão de Dewey (1988), baseado em numerosos outros ensaios, a saber:

- arcos extensionais - campos de extensão na zona do retroarco, formação de bacias de retroarco (ângulo alto de subducção). Também chamado de "tipo Marianas".
- arcos neutros - instâncias sem extensão ou compressão importantes, intermediárias entre as demais. Também chamado de "tipo Oregon".
- arcos compressoriais - compressão importante, extensiva à zona de retroarco, com desenvolvimento de "thrust-and-fold belts" (ângulos baixos do plano de subducção). Também conhecido como "tipo Chileno".

Estas classificações, aparentemente simples, enfrentam muitas controvérsias, que serão aqui evitadas. Não é um fato científico de reconhecimento unânime e tácito, sempre acarreta discussões e/ou injunções. Inclusive, tem havido questionamento da consideração de sítios orogênicos para os arcos, quando as expressões dos campos extensionais gerados são muito preponderantes (tipo Guatemala). Ou seja, questiona-se se alguns arcos extensionais merecem mesmo figurar como categoria de orógenos.

Na história dos arcos é reconhecida a alternância no tempo de fases extensionais (afinamento crustal no retroarco, formação de bacias sedimentares espessas e importantes, evidências de instalação de pequenas bacias oceânicas), fases neutras e fase compressoriais (deformação importante, no arco e atrás dele, espessamento crustal, sobreposição tectônica do arco e da faixa dobrada à borda da plataforma ou crosta oceânica que o contém). Assim como, ao longo de um mesmo arco há contextos francamente compressoriais (e.g. Andes Centrais) passando longitudinalmente para contextos extensionais (Andes Patagônicos). De forma que no trato com gêneros e famílias, estas condições e estes exemplos de arcos atuais e do passado não podem jamais serem desconsiderados. A dinâmica do processo orogênico via subducção é muito rica de feições e estas considerações básicas devem sempre ser ponderadas.

A variedade dos regimes tectônicos ao longo das diferentes zonas dos arcos foi recentemente também resumida por Victor Ramos (1994; notas de aulas), baseado em vários autores, como Uyeda (1986), etc., discriminando tipos

representativos, tendo como extremos o tipo Chileno (mais alta compressão em todas as zonas) e o tipo Guatemala (extensão em todas as zonas, sistemas de grábens e horstes), na seguinte tabela:

Regimes Tectôn.	Antearco	Arco Vulcânico	Retroarco
Chileno ("high stress")	Compressão	Compressão	Compressão
Oregon	Compressão	Neutro	Neutro
Marianas	Compressão	Extensão	Extensão
Guatemala	Extensão	Extensão	Extensão
Transicional	Compressão	Extensão	Extensão

Os fatores que são modernamente apontados como responsáveis ou como as variáveis mais importantes na geometria da zona de subducção e na distribuição dos regimes tectônicos nas diferentes zonas do arco são:

a) o movimento da placa superior com relação à linha da fossa (avanço e recuo)

b) o movimento da charneira da subducção, em relação a astenosfera

c) a idade da placa oceânica em subducção, idade primária ou idade imposta por rejuvenescimento (atuação de plumas, pontos quentes, etc.) e sua densidade.

d) taxa de convergência

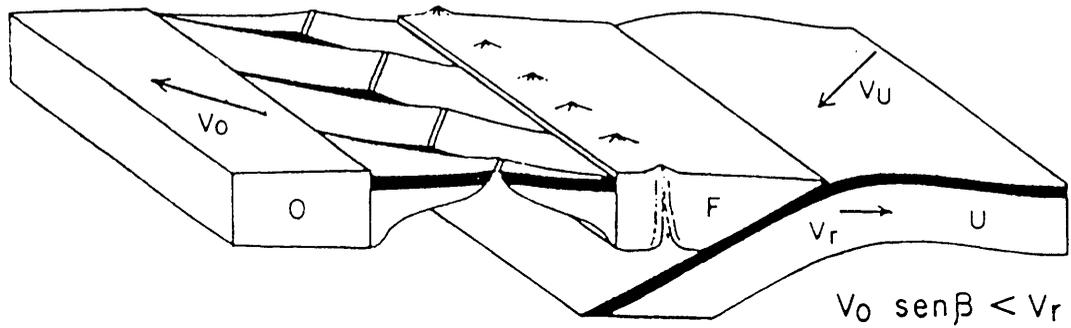
e) presença na crosta oceânica em subducção de elementos/tipos crustais de densidades menores ("hard-to-subduct"), como cristas assísmicas, platôs, ilhas vulcânicas, "seamounts", espessos cones sedimentares, etc. Nestes casos, fenômenos de microcolisões passam a ser importantes também.

f) a morfologia das bordas das placas em interação, saliências e reentrâncias

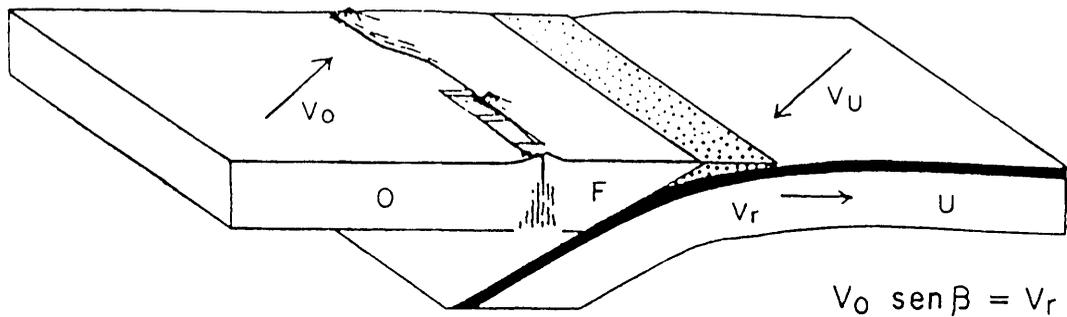
g) duração da subducção e idade do arco

Há mais de uma escola de pensamentos neste sentido, dando pesos diferentes a cada desses fatores. A síntese de Dewey (1988), aqui adotada e representada sinteticamente na Figura 6.4 parece de aceitação mais ampla, com contestações nos detalhes.

A) Extensional



B) Neutro (Alaska/Aleuta)



C) Compressional

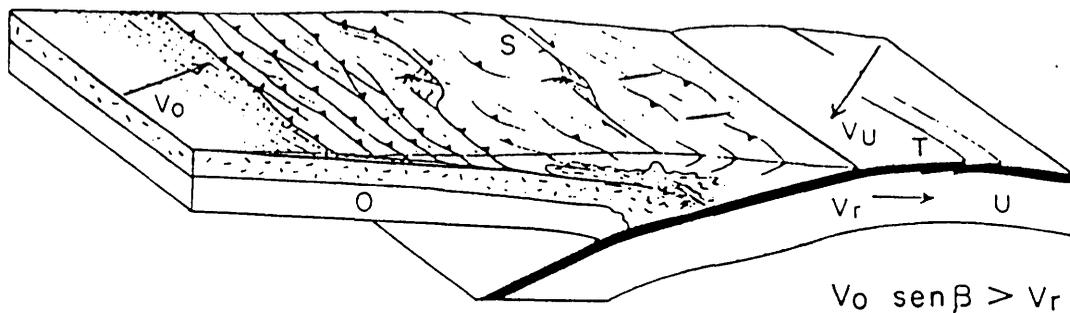


Figura 6.4. - A classificação dos orógenos acrescionários mediante a geometria e a cinemática da subducção. Versão simplificada do original de Dewey (1980).

V_o = Velocidade da placa de cima (placa O)

V_u = Velocidade da placa de baixo, em subducção (placa U)

V_r = Velocidade de retração da charneira da subducção

β = ângulo do vetor V_o com a direção da fossa

F = porção frontal do arco

Os principais exemplos modernos dos de arcos estão no Pacífico Oriental, nas cordilheiras americanas, e nos segmentos litosféricos que as interceptam, no Caribe e em Scotia. Os exemplos atuais de arcos compressoriais são raros, estando entre os protótipos os arcos andinos, do Perú a Argentina.

Além do problema real de alternância de fases compressoriais e extensionais, passando por fases neutras, ao longo do tempo geológico, e ao longo da expressão longitudinal do arco, outro aspecto a considerar é que raros arcos do passado permaneceram como entidades isoladas. A maioria tem sido incorporada em estruturas mais complexas de colagens orogênicas. O futuro natural e esperado de um processo de subducção é o de uma colisão, no mínimo; e no máximo de uma colagem orogênica. Assim sendo o reconhecimento de gêneros (localização preliminar no espaço) e família (perfil da subducção e comportamento dos campos de tensão), bem como a discriminação das diferentes zonas (tectônico sedimentares, magmáticas, etc.) configuradas com a inserção do arco no cenário geográfico-geológico) são metas de pesquisa e de resgate indispensáveis. Mas, na prática, principalmente em regiões pré-cambrianas, estas metas têm sido muitas vezes menosprezadas ou subjugadas a versões apressadas, extraídas de algumas análises geoquímicas e estruturais expeditas, o que é procedimento incorreto, e de alto risco.

6.2.2. Zoneamento

Como mencionado antes, a inserção de uma zona de subducção na paisagem é acontecimento rico de repercussões fisiográficas, geológicas e tectônicas. Aqui, necessariamente estes elementos e sua repercussão serão abordados de forma sucinta, atendendo ao mínimo considerado necessário (Figs. 6.5 e 6.6).

A interação por subducção é notável criadora (e posteriormente transformadora) de zonas e ambientes tectônico sedimentares: a fossa e suas diferentes vertentes, o prisma acrescionário ou complexo de subducção-acresção, a bacia de antearco, o arco ou arcos magmáticos (diferentes fase de subducção, mudanças no lugar geométrico da fossa), bacias de intra-arco, e a zona de retroarco, onde podem ocorrer bacias de retroarco ou marginais - caso dos arcos ou fases francamente extensionais -, ou de frentes/faixas mais externas compressoriais de dobramento voltadas contra a borda da placa de cima (continental ou oceânica) - caso dos arcos ou fases francamente compressoriais, e dos chamados "thrust-and-

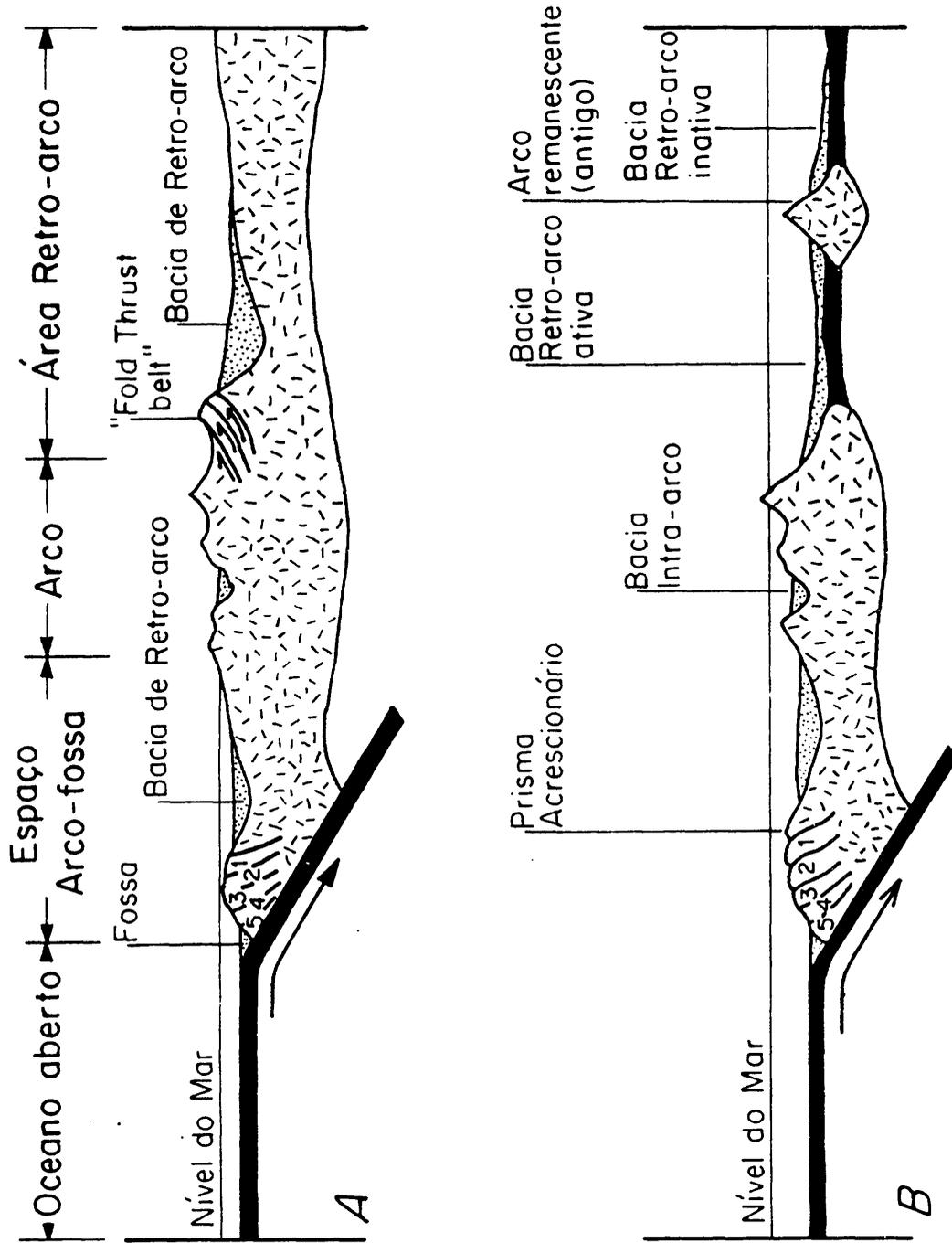


Figura 6.5 - A) Zoneamento simplificado de um arco magmático. Bacia de retroarco tendendo para bacia de antepais, na vanguarda do "fold-and-thrust belt". B) Idem, em arcos de ilhas, mostrando bacias de retroarco ativa e inativa, atrás do arco remanescente. Fonte: Condie (1989). Em ambos os casos, os números no prisma acrescionário se referem às idades relativas das frações de "slabs" empilhados.

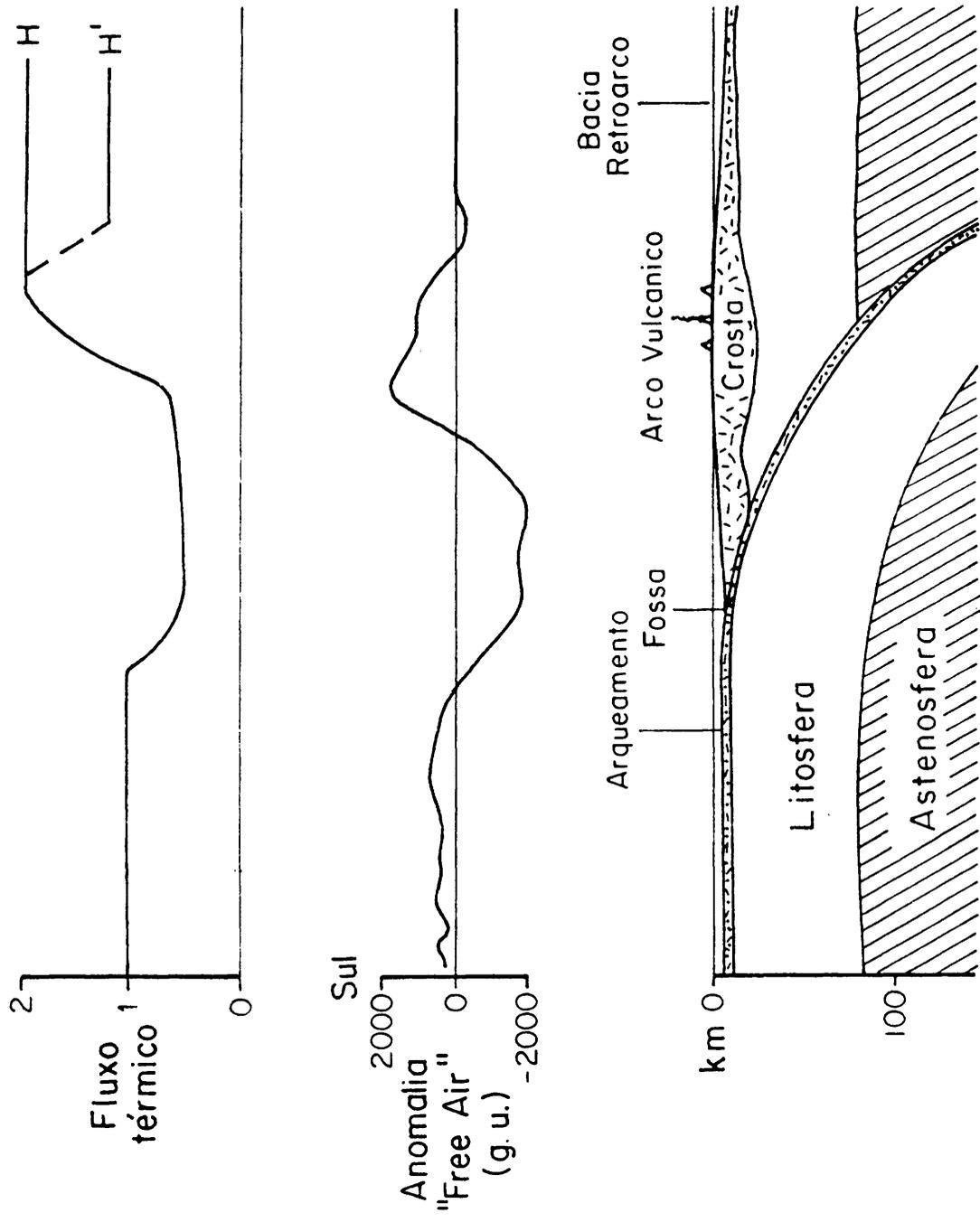


Figura 6.6 - Os arcos de ilhas e os perfis geofísicos esperáveis, mais frequentes. O trend H (fluxo térmico) será seguido nas bacias de retroarco ativas. Fonte: Windley (1984)

fold-belts”.

Cada destes ambientes tem ampla riqueza de feições, fisográficas, geológicas e tectono-metamórficas, aqui relegadas por força de síntese.

Consoante esta ordenação, no sentido da placa de baixo para a placa de cima, ocorre a polaridade do magmatismo, com a alcalinidade crescente gradativamente, e com ela a diversificação de seus produtos vulcânico-plutônicos, da geoquímica e a decorrente metalogenia.

A este quadro está associado ainda o zoneamento metamórfico clássico, com a definição de domínios de altas pressões e baixas temperaturas (glaucofana, lawsonita, jadeita) nas zonas mais frontais de interação de placas e máxima deformação; e, os domínios de pressões baixas e elevadas temperaturas (cordierita) no sítio dos arcos propriamente ditos, como será esquematizado na Figura 6.8, à frente.

Estas configurações (Fig. 6.9, à frente) primárias e ideais raramente estão preservadas em plenitude, pela dinâmica e evolução delongada dos arcos, variando instâncias extensionais e compressionais, e pela sobreposição eventual de outras orogenias, geradas por novas subducções e/ou colisões, na composição final de colagens orogênicas.

De forma que os arcos atuais do Pacífico e do Atlântico, de desenvolvimento ainda singelos (nem por isto menos variados), são laboratórios essenciais de observação. Mas, de certa forma limitados para a compreensão das complexas colagens orogênicas desenvolvidas mesmo nas cordilheiras do passado recente. Uma breve revisão nesses ambientes tectônico-sedimentares da paisagem geológica acima dissertada é necessária e será feita na brevidade possível, a seguir, deixando claro que abordagens mais completas devem ser consultadas.

Fossas Oceânicas e Prismas Acrescionários

Os sedimentos da fossa variam muito em quantidade, desde fossas praticamente vazias (famintas) até exemplares com intensa sedimentação. Alguns apresentam nítida contribuição continental, com sedimentação de níveis conglomeráticos, arenosos e argilosos (as de mais espessa sedimentação), mas são predominantes os sedimentos pelágicos e hemipelágicos, no geral, com alguns turbiditos e depósitos de escorregamento.

As vertentes da fossa podem variar bastante em morfologia, lisa.

rugosa, etc., na dependência da rigidez (idade) da crosta oceânica), no caso da vertente externa, e da natureza (continental ou oceânica) da placa de cima, no caso da vertente interna. Devem ser destacadas aquelas fossas cujas vertentes externas são marcadas por uma série de horstes e grâbens, estes preenchidos por sedimentos, acompanhando a curvatura do “slab oceânico” muito rígido em subducção, e portanto com maior curvatura e quebramento.

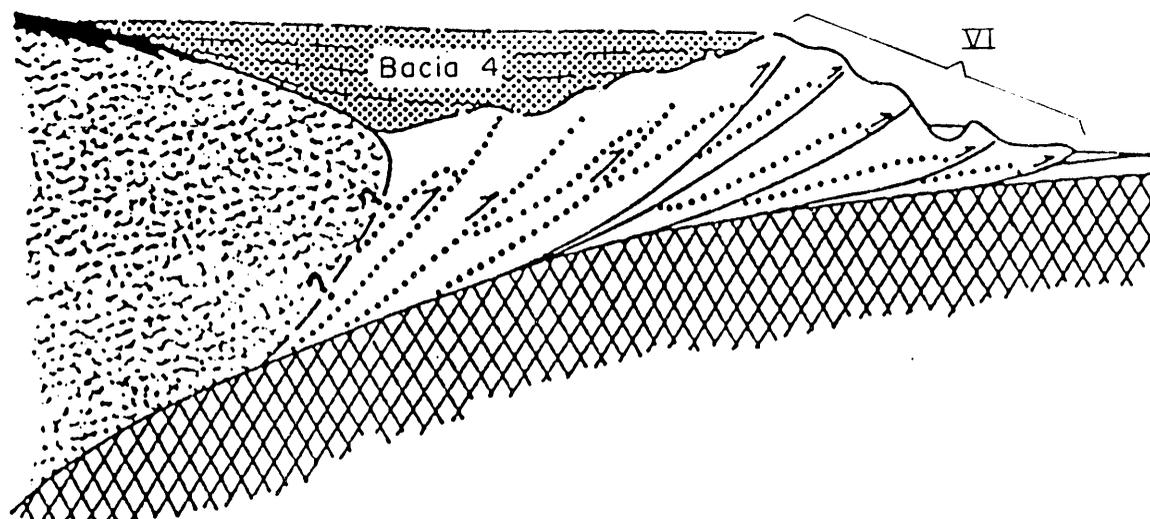
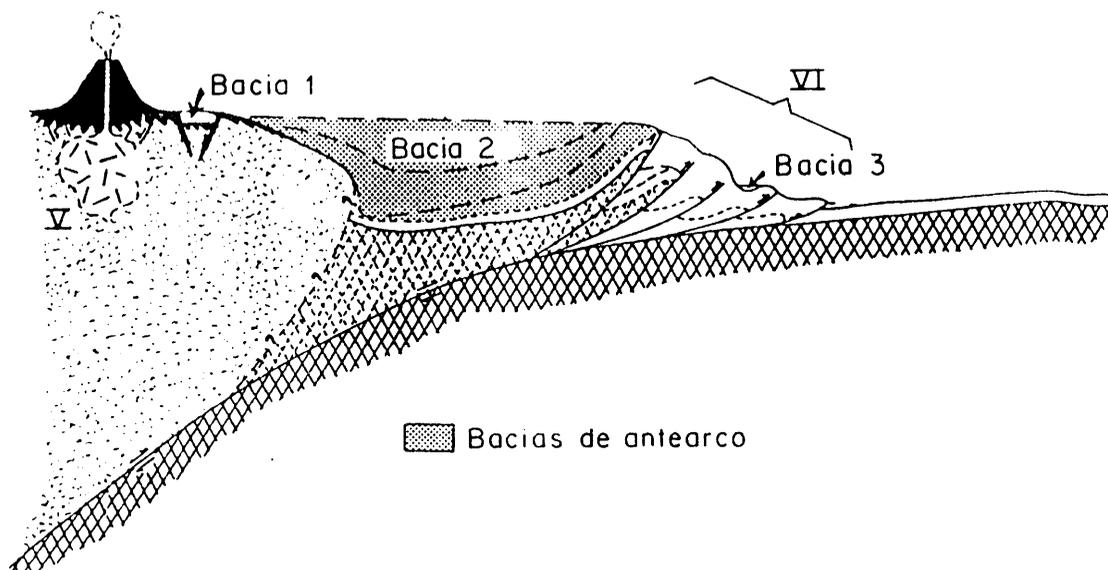
O prisma acrescionário, também chamado de primeiro arco (pode aflorar) e complexo de subducção se forma pela raspagem violenta (“offscraping accretion”) da superfície da placa de baixo, ocasionando uma estrutura interna complexa de cunhas imbricadas subparalelas, limitadas por falhas de empurrão, incluindo dobramento drástico. Com o desenvolvimento do processo de subducção, estas falhas vão sendo gradativamente rotacionadas de posições sub-horizontais, ou paralelas ao plano de subducção, para posições subverticais (vide Fig. 6.7)

Nestes sítios tectônico-deposicionais, além da raspagem dos materiais da crosta oceânica, sedimentares e magmáticos, são incorporadas porções da crosta subjacente (“subaccretion”) e da bacia de antearco sobrejacente, e aí não são vigentes os princípios básicos da estratigrafia (superposição e continuidade, conforme Hsü (1982)). Estas rochas são encontradas como tectonitos fortemente bandados, melanges ofiolíticas (com matriz cisalhada característica), submetidos às condições metamórficas de alta pressão sob baixas temperaturas.

O papel dos prismas é fundamental na composição dos orógenos, e como será visto, este é o domínio onde a compressão e o encurtamento crustal são mais significativos, havendo hoje enorme interesse nos estudos de prismas modernos, e em alguns aflorantes de orógenos mais antigos (como é o caso do Upland da Escócia de idade ordoviciana). Os prismas podem crescer até centenas de quilômetros, alguns deles podendo a se interpor entre dois continentes em convergência, barrando a colisão (tipo “turco” de Sengör, 1991).

Bacia de Antearco

As bacias de antearco têm várias configurações fisiográficas (Fig. 6.7) e de outras características de acordo com sua posição no contexto do espaço arco-fossa (diferentes tipos de substrato), com o tempo de evolução, e história deposicional (evoluem de condições marinhas relativamente profundas para até exposições sub-aéreas).



Bacia 1 = Intra-macijo

Bacia 3 = Acrescionária

V = Arco-macijo

Bacia 2 = Residual

Bacia 4 = Construcional

VI = Prisma acrescionário

Figura 6.7 - Esquema dos tipos e possibilidades de bacias de antearco e do prisma acrescionário.
Fonte: Dickinson & Seely (1979).

Os tipos mais comuns são:

- a. Intramaciço - posicionadas em depressões locais do arco-maciço.
- b. Residual - dispostas sobre partes residuais do oceano, entre o arco maciço e o prisma acrescionário.
- c. Construcional - colocadas entre o arco-maciço e o prisma, sem restos de oceano
- d. Acrescionária - ocorrente nas irregularidades sobre o prisma acrescionário
- e. Composta - evolução mais complexa, com passagem nos estágios acima

Ordinariamente elas contêm turbiditos como depósitos mais importantes, sedimentos hemipelágicos e folhelhos negros, passando para fluviais deltaicos costeiros, e importante contribuição vulcano-sedimentar do arco adjacente. A vida destas bacias pode ser curta, por preenchimento sedimentar sobrepujante, por incorporação tectônica ao contexto do prisma sotoposto, e ainda por deformação pelo processo da colisão, havendo porém alguns casos de preservação delongada.

Bacias de Intra-arco

Neste tipo de bacias predominam sedimentos de derivação vulcânica, com focos centrais de piroclásticas, alguns turbiditos, tufos subaquáticos e fluxos de cinzas. Mais restritamente aparecem fácies de clásticos não vulcanogênicos, e mesmo de origem lacustrina. Elas podem ser interarco, numa primeira instância, por ocorrência local de fases subsidentes no arco-maciço, mas podem evoluir para fases mais importantes por crescimento da extensão, se transformando em bacias marinhas e isolando um dos arcos como "remanente".

Bacias de retroarco

Há duas formas de compreender a formação das bacias atrás dos arcos magmáticos: por razões termiais (arcos extensionais em geral), ou retroarco s.s.; e por razões da carga compressional exercida pelo "thrust-fold belt" contra o antepaís (caso dos arcos compressionais), gerando as chamadas bacias de antepaís, antifossa ou "foredeep", como no caso da Figura 6.5A.

Os modelos para a formação de bacias atrás do arco por problemas temais envolvem muitas hipóteses, diapirismo ativo direto a zona de Benioff-Wadati, diapirismo passivo condicionado por esforços tracionais regionais, circulação onvectiva subsidiária atrás do arco, recuos bruscos da zona de subducção, etc.,

conforme exposto na Figura 6.11 (à frente).

A formação de bacias sedimentares por transmissão lateral de carga pela frente orogênica (caso das antefossas) tem explicação mais simples, com a subsidência sendo alimentada gradativamente pelos empurrões e o peso dos sedimentos.

A sedimentação destas bacias varia bastante com a fisiografia, as zonas de limite, a extensão atingida e a tectônica (regime termal versus regime de carga), e não é possível definir padrão médio de comportamento.

Em geral, do lado do arco, e nas bacias entre dois arcos predominam espessos pacotes de vulcanoclásticas proximais passando lateralmente para até sedimentos pelágicos (argilosos, biogênicos). No lado do continente, no caso de bacias marginais a um continente, há o desenvolvimento de sedimentação similar ao das margens passivas, com depósitos marinhos e deltaicos, passando até para fluviatís (seqüência tipo "miogeossinclinal"). Do lado da frente orogênica, algumas vezes, os sedimentos são envolvidos na tectogênese, dando caráter canibalístico ao processo de avanço do "thrust belt".

6.2.3. Magmatismo

Esta característica adjetivante dos arcos apresenta feições muito diversas, e por si só com exigências em várias disciplinas das geociências. Interessa aqui falar na reconhecida relação estreita entre a descida de placa em subducção e o vulcanismo concomitante ativo. Os grandes arcos sugerem francamente que houve crescimento progressivo por adição e acumulação de magma, de e em sucessivos estágios evolutivos.

O fronte vulcânico costuma se estabelecer inicialmente em paralelo à fossa, a cerca de 200-300 km desta, quando se inicia a intersecção do "slab" com a cunha astenosférica, e o volume dos produtos de erupção decresce e se modifica composicionalmente no sentido do mergulho da fossa. As rochas mais comuns e divulgadas são basaltos andesíticos (arcos oceânicos imaturos) ou andesitos (arcos continentais maduros). A contribuição de explosivos, cinzas, tufos e piroclásticas é deveras importante, podendo chegar a 90% em volume, na parte superior. Nos núcleos dos arcos predominam batólitos polidiapíricos, com ampla variação de tipos e predomínio de termos granodioríticos.

Os estudos petrológicos, geoquímicos e isotópicos mostram

evolução do magmatismo nos arcos, no sentido do mergulho da placa em subducção (no espaço geográfico-geológico), e no decorrer do tempo geológico. De sorte que nos arcos é possível constatar/retratar a polaridade do magmatismo consoante o seguinte esquema clássico (vide síntese de Windley, 1984):

a. Série toleítica - Basaltos toleíticos, andesito e dacito predominantes.

Arcos imaturos (jovens), zonas de alta atividade tectônica.

b. Série Cálcio-Alcalina - Andesitos e Dacitos abundantes, com basaltos ricos em alumina, subsidiariamente riolitos.

Arcos maduros, zonas com espessuras crustais de >20 km.

c. Série Alcalina

Grupo Sódico - Álcali-olivina basaltos, álcali-andesitos, álcali-riolitos

Grupo Shoshonítico - Rochas sub-saturadas em sílica, com álcali-feldspato e feldspatóides, onde a razão K_2O/Na_2O é próxima de 1.

Além deste quadro, o seguinte perfil geoquímico tem sido apontado, e deve ser esperado com as reservas necessárias:

Continente

Oceano

Fe, REE pes., Y k/Rb, Na/K, Sr 87/Sr86, FeO/MgO, SiO₂

Oceano

Continente

La/Yb, Rb/Sr, Th/U, REE lev., Th, U, Pb, P, Cs, Ba, Sr, Rb, K.

Somente nos desenvolvimentos mais completos (tempo e espaço) e regulares é possível encontrar a progressão completa dos esquemas delineados acima (vide Fig 6.8). Como os processos apresentam recuos e mudanças, e variações importantes ocorrem com frequência, não se deve esperar sempre estes esquemas livrescos.

Adicionalmente a estes tipos de comportamentos variáveis, outro problema controverso e interessante é o da fonte destes magmas, no decorrer do processo de subducção, o que tem sido tema de muita investigação, e mais ainda de debates de ordem acadêmica. São apontadas como fontes, geralmente, e cada delas com sua parcela no debate: fusão parcial de fonte mantélica, cristalização fracionada, fusão dos sedimentos em subducção, contaminação pela crosta continental, derivação da crosta continental, mistura de magmas félsicos e basálticos (Condie, 1989).

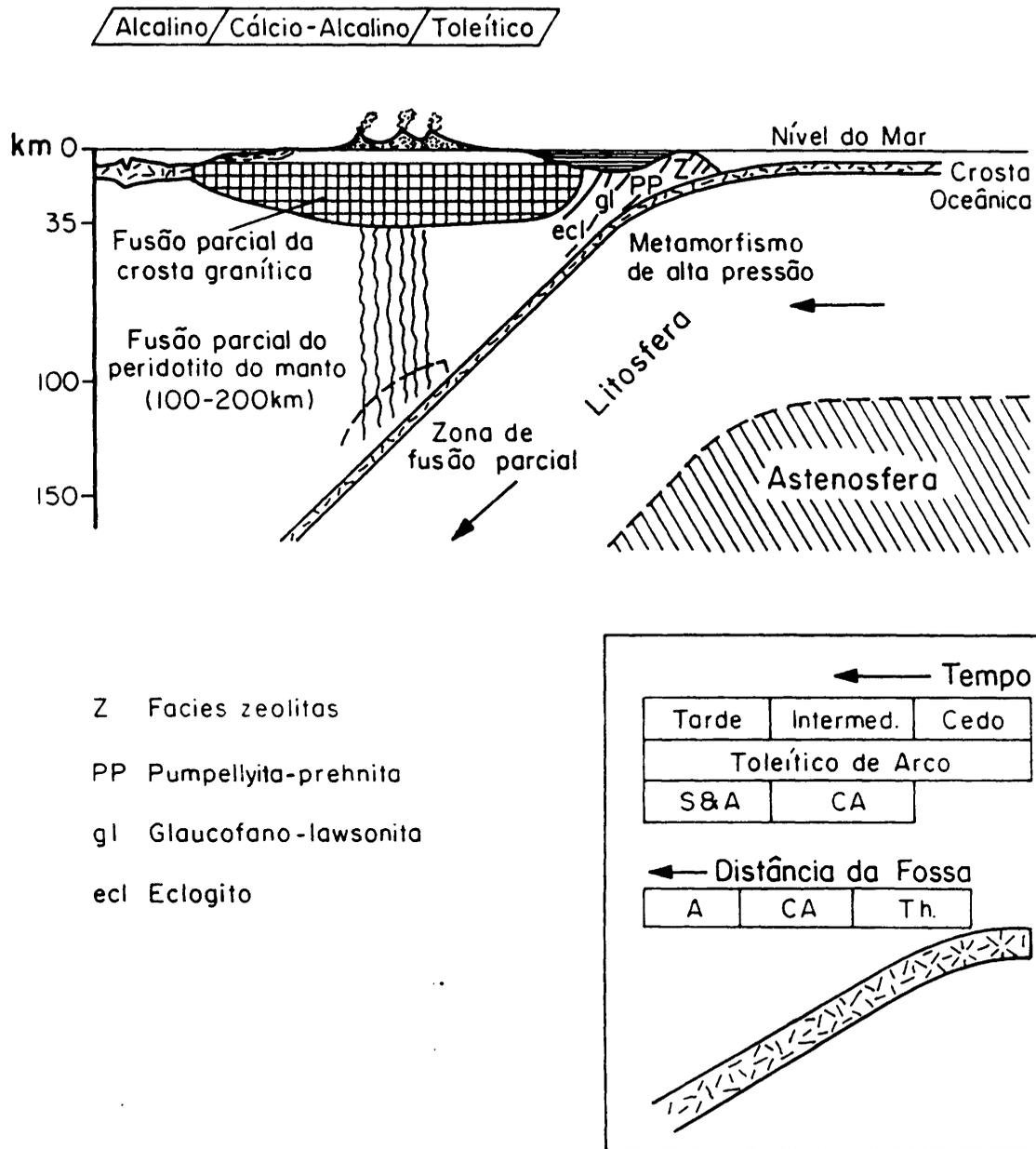


Figura 6.8 - O zoneamento magmático e o metamórfico teóricos usuais dos arcos de ilhas, em versão simplificada. Fonte: Kearey & Vine (1990).

No esquema da Figura 6.9, de V.Ramos (1994), podem ser vistas as várias fontes possíveis para o magmatismo do arco andino, em três grupos distintos: da crosta superior, da crosta inferior, do manto litosférico, de erosão crustal na vertente da fossa (litosfera continental, placa de cima), do frente de desidratação, da

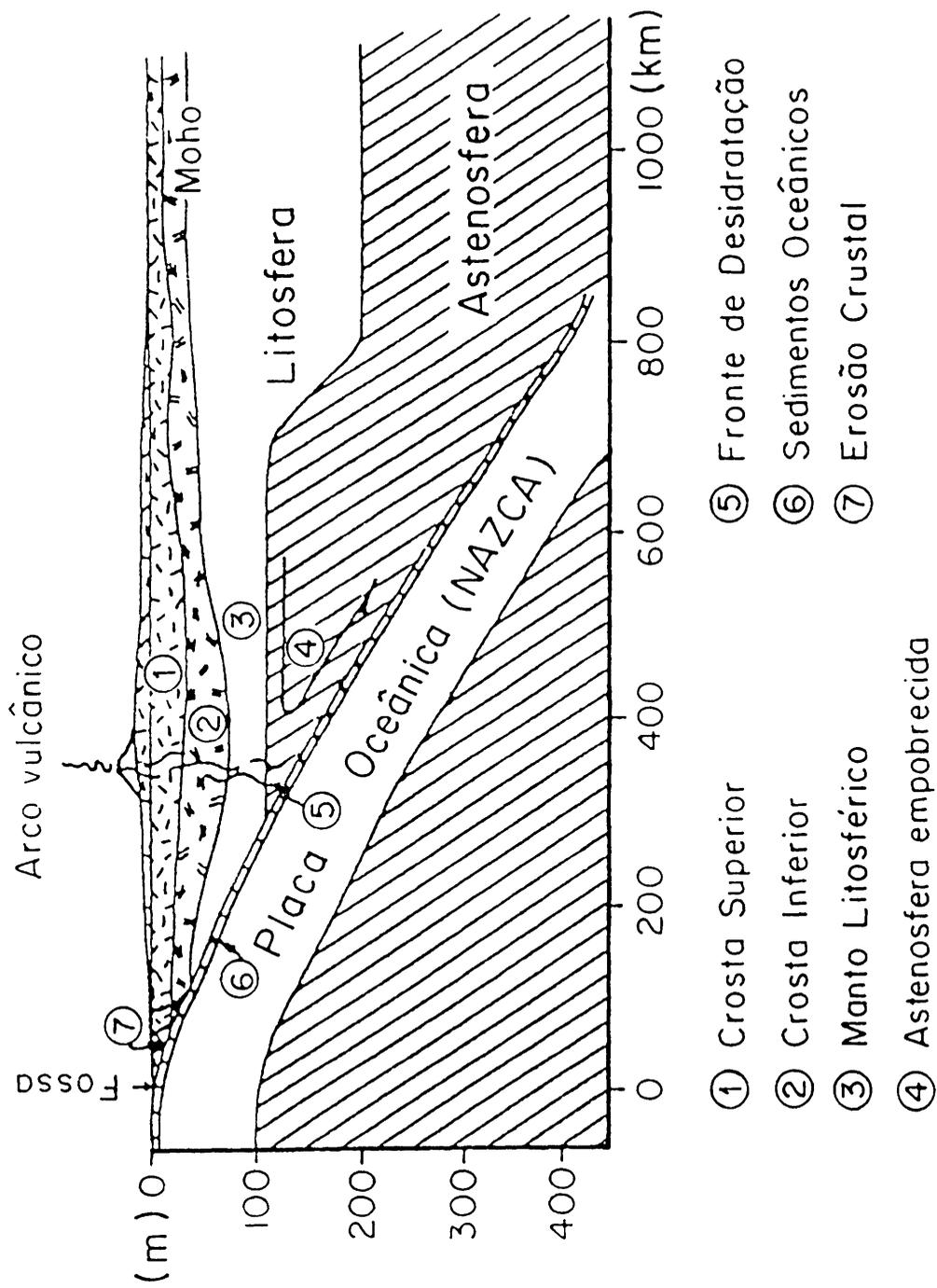


Figura 6.9 - As diferentes fontes possíveis (7 possibilidades) do magmatismo do arco andino, visão de V. Ramos (1994).

crosta oceânica e de seus sedimentos (litosfera oceânica, placa de baixo) e da astenosfera empobrecida. Os processos envolvendo erosão crustal e sedimentos do fundo oceânico são contabilizados por alguns autores como exemplos de subducção A (A de Ampferer) associada à subducção B (de Benioff).

Independente dos desacordos, debates e problemas não resolvidos do magmatismo e de sua polaridade, interessa neste texto considerar o papel desempenhado pelos corpos magmáticos no processo orogenético: na composição direta ou indireta (clásticos vulcanogênicos) destes orógenos, na deformação (compressão causada pela quantidade de magma introduzida), no espessamento crustal (coalescência vertical e lateral de materiais) (como ilustrado no Quadro XIX), que voltará a ser discutido mais à frente.

Quadro XIX - Taxa de crescimento crustal mesozóico-cenozóico.

ADIÇÃO	VALORES
Taxa de acreção por arcos	$30\text{Km}^3 \text{Km}^{-1} \text{Ma}^{-1}$ $37.000\text{Km}^3 \text{ano}^{-1}$
Embasamento do arco acrescido	0,05
Ofiolitos	0,07
Vulcanismo intraplaca, oceânico	0,2
Vulcanismo intraplaca, continental	0,1
"Under" e "Overplating"	0,18
ADIÇÃO TOTAL	1,7
SUBTRAÇÃO: Material continental em subducção	0,6
CRESCIMENTO = ADIÇÃO - SUBTRAÇÃO	$1,1 \text{km}^3 \text{ano}^{-1}$

6.2.4. Metamorfismo

As condições desenvolvidas de pressão e temperatura ao longo das zonas de subducção são responsáveis por suites clássicas de rochas metamórficas, definidas por Miyashiro (1973), a saber (Fig. 6.8):

a. Altas pressões e baixas temperaturas - gradientes inferiores a 10°C/km - nas zonas do prisma acrescionário, com glaucofana e jadeita, fácies dos

xistos azuis (fácies zeolita, pumpellyita-prehnita, glaucofano-lawsonita e eclogito, de cima para baixo)

b. Pressões médias e gradientes geotermiais intermediários - gradientes entre 20 e 30 °C/km - com cianita e sillimanita.

c. Pressões baixas gradientes geotermiais altos - acima de 40 °C/km - com andaluzita e sillimanita, na zona do arco propriamente dita, co-magmático com a assembléia de rochas vulcânicas.

Na zona da fossa, os gradientes de temperatura são baixos, fazendo com que as isotermas se encurvem para baixo com a passagem e entrada do "slab" frio. As altas pressões (zona de maior taxa de deformação nas imediações da interação direta) e as baixas temperaturas neste ambiente caracterizam a fácies dos xistos azuis (a jadeita e glaucofana), muito comuns em associações de suites ofiolíticas, e em partes mais profundas em associações com fácies eclogito (com ultramáficas, serpentinitos, dunitos).

Na zona dos arcos, os fatores que condicionam o magmatismo dão lugar a gradientes geotérmicos elevados, acima de 25 °C/km, e até mesmo acima de 50°C/km, sendo caracterizado por rochas metamórficas mesozonais.

Estas associações são definidas mais em base de gradiente geotermal que em valores das pressões presentes, segundo Miyashiro (1973). As dos extremos (a e c) são conhecidas como "cinturões metamórficos emparelhados", e nos casos mais típicos estão situadas a cerca de 100-250 km uma da outra. Estas associações, primeiramente descritas por Miyashiro (1963), no arco do Japão, são hoje reconhecidas em vários arcos de ilhas do Pacífico. Modernamente, vários trabalhos estão discutindo o sincronismo (negando-a em parte) destas suites clássicas de rochas metamórficas dos arcos.

Ainda, em muitos orógenos, os dois cinturões não são bem desenvolvidos, ou o contraste entre ambos não é bem claro. As condições para o desenvolvimento da faixa de xistos azuis são muito especiais, e há muitas variáveis a considerar (taxa de subducção, idade da placa, etc.). Além disto, a preservação de tais rochas, após sua continentalização, é problemática e difícil, devido às variações de pressão e temperatura com o decorrer do tempo e do ambiente tectônico. O fato é que elas são associações raras em faixas paleozóicas e mais antigas (pré-cambrianas) e mesmo em arcos modernos da região atlântica (vide Miyashiro, 1982).

Este esquema clássico dos arcos magmáticos tem sempre que ser referido, tendo em vista seu caráter de clássico, e o referencial para a abordagem do

problema metamorfismo. Com a propalada variação e riqueza de feições dos arcos magmáticos, certamente as condições de pressão e temperatura vão variar bastante no contexto geográfico-geológico (da fossa para o retroarco), e ao longo do desenvolvimento, e esta observação deve ser devidamente balizada sempre com os referenciais descritos.

O fato é que este esquema existe, mas nem todos os cinturões metamórficos foram formados só por subducção. Acredita-se que primariamente este é o esquema geral a ser seguido, mas que com certa facilidade é modificado pelas colisões subseqüentes (arco-continente, continente-continente), e esta é a explicação para o caso dos hercinides europeus e faixas pré-cambrianas em geral. Há ainda outras alusões de que as características primárias do metamorfismo pode sofrer "mudança secular", ou seja, com o tempo geológico, para o que são apontadas e discutidas várias evidências petrológicas (in Miyashiro, 1982).

6.2.5. A deformação nas Zonas de Subducção

Na análise das cadeias de montanhas geradas por subducção, como já mencionado, há aspectos controversos de abordagem. Desde autores que menosprezam a capacidade de deformação (quando somente crosta oceânica está em subducção, e sem a incidência intensa de microcolisões associadas), como Ben Avraham et al. (1981), até autores que exaltam estes processos como os mais importantes e ativos de orogenia hoje, como Sengör (1990).

O conhecimento dos Andes, onde a presença de fenômenos de microcolisão no mesoceno-zóico é rara, faz com que esta cadeia de montanha passe a ser protótipo para os orógenos gerados por subducção (área típica para os orógenos ditos cordilheiranos, em substituição às cadeias norte-americanas, onde reconhecidamente os fenômenos de microcolisão são freqüentes e variados). Adicionalmente, os Andes servem para dirimir quaisquer dúvidas sobre a capacidade da subducção de gerar orogenias. E, desta parte do texto estarão afastados naturalmente os casos de arcos extensionais, principalmente aqueles onde a distensão e a formação de estruturas meramente extensionais são dominantes desde o antearco.

Há pelo menos três diferentes frentes de esforços e deformações a serem consideradas como determinadoras principais da estruturação da cadeia orogênica como um todo, que podem ficar obscurecidas na esquematização geral de

Dewey (1986), utilizada para classificar estes orógenos, como sejam:

- a. A zona de antearco
- b. A zona do arco p.d.
- c. A zona atrás do arco (retroarco ou "back arc").

Estas frentes e os processos a elas conjugados de deformação e espessamento crustal têm muitas variáveis gerais e circunstanciais, considerando o arco em secção e no aspecto longitudinal, além de outras decorrentes da condição termal do "slab" em subducção, forma e mergulhos da zona de Benioff-Wadati, taxas e formas de convergência, etc.

a. As zonas de antearco são o lugar geométrico preferencial da deformação relacionada com a convergência de placas, com muitas variações em geometria, composição litológica e resposta mecânica dos materiais envolvidos. A maior parte do controle está fundamentada em fatores/condicionadores rasos, que afetam as propriedades mecânicas da parte superior da placa que desce. A deformação tectônica se concentra pois próximo à base do declive da fossa, podendo, sob certas condições se estender para áreas mais internas do arco e retroarco.

Há grande abundância de dados demonstrando esta concentração da deformação resultante da convergência está concentrada na zona do antearco (Karig, 1982; entre outros), refletindo as condições máximas de encurtamento crustal, sem semelhantes nas demais zonas contíguas do arco. Conseqüentemente, os fatores geradores de esforços mais profundos vão ser mais efetivos na deformação das zonas de interarcos e retroarcos, como voltará a ser comentado, sendo menos efetivos na zona de antearco.

As coberturas sedimentares desta zona antearco constituem as mais importantes fontes de informação concernente ao desenvolvimento da deformação. E, em todos os casos, observa-se rápido decréscimo na intensidade da deformação da base para o topo da secção sedimentar considerada (prisma acrescionário ou bacia de antearco), ou seja, existe uma concentração natural de esforços na direção da base do declive da fossa.

Geralmente, falhamentos são predecessores de dobramento (estes podem até faltar), ou apenas poucas dobras precedem ou acompanham as fases principais os *thrusts* iniciais. A tendência mais comum é a de desenvolvimento de vergências estruturais para o lado do mar, devido aos processos de "raspagem" tectônica na base da fossa (mas, há alguns casos especiais de vergência no sentido

do arco, envolvendo questões complexas, discutíveis).

Estilos mais complexos e menos coerentes nesta zona de acreção são conhecidos, produzindo *fabrics* complexos, disruptos, com inclusão de fragmentos importantes de rochas ígneas das placas em subducção, as chamadas melanges tectônicas, caracteristicamente com matriz cisalhada, além da presença maior ou menor de componentes sedimentares. Localmente, em alguns complexos de acreção-subducção conhecidos, as melanges podem ser o componente predominante. Descolamento e inclusões de porções grandes da crosta (e do manto) oceânica em subducção é bem documentada (no sistema Peru-Chile, por exemplo), mas é possível que parte destas frações deslocadas ("detachment") entrem em subducção em fases posteriores do desenvolvimento (Fig. 6.10).

Há varios modelos de interpretação para os processos de deformação em diferentes zonas de antearco, em diferentes circunstâncias estruturais e litológicas, e há consciência que o processo é muito complexo para ser sumariado a contento. Estes desenvolvimentos são normalmente complexos e de características heterogêneas de uma localidade a outra, de uma instância a outra da observação. De forma que é procedente a afirmativa de Karig (1982): "a história de interpretações de cadeias de montanhas mostra que a geologia de afloramentos não tem tido muito sucesso na elucidação dos processos que formam os antearcos e as estruturas de antearco".

b. O arco vulcânico se desenvolve inicialmente com erupções de basaltos e andesitos, e subsidiariamente os primeiros componentes do plutonismo granítico.

Em fases posteriores do desenvolvimento a atividade batolítica é acrescida (em várias fases), advindo de fontes mantélicas, ocasionando esforços compressionais durante sua colocação na crosta, e por conseguinte deformação com dobramentos inclusive de toda a porção externa do arco.

Geralmente, estas fases de intrusão de grandes quantidades de materiais graníticos são feitas consoante distintos intervalos - as chamadas "fases orogenéticas". Nos Andes várias destas fases são reconhecidas (triássico-jurássico, cretáceo superior-terciário inferior, plioceno-pleistoceno, etc.), e consoante cada uma delas, empuxos deformacionais têm sido registrados. Com o decréscimo ou a cessação da atividade plutônica, os esforços compressionais diminuem, e algumas fase de relaxamento e deformação extensional podem aparecer, em decorrência de ajustamentos isostáticos, resfriamento, ou mesmo derivado de esforços de sucção da

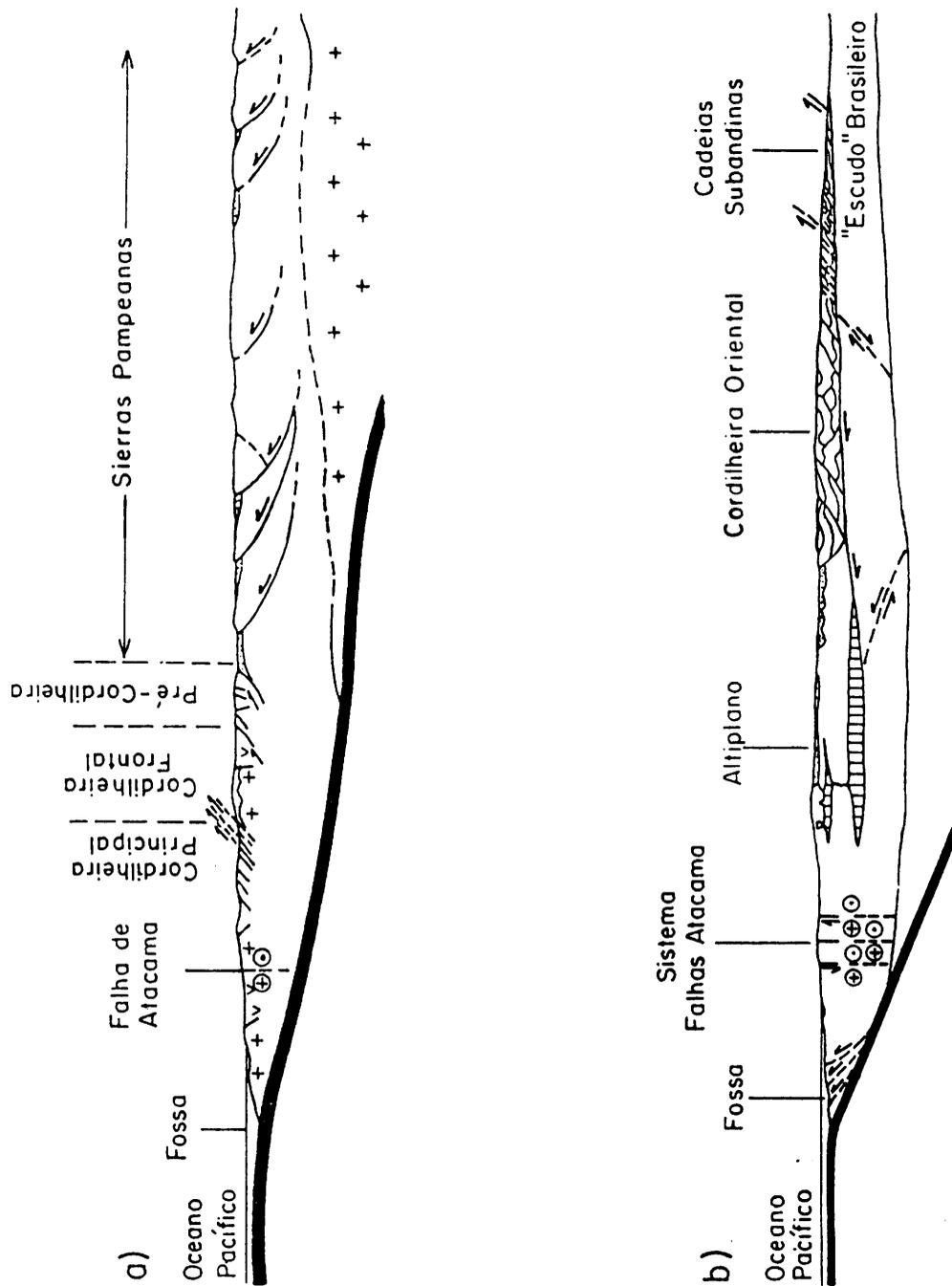


Figura 6.10 - Exemplo esquemático de "taças" de arcos magmáticos compressionais (gênero 10 da classificação de Sengör, 1990) nos Andes centrais. Fonte Sengör (1990).

a) Tipo Sierras Pampeanas. Vergência estrutural dirigida para o lado do arco ("thick skin tectonics")

b) Tipo Altiplano. Vergência estrutural voltada para o lado do continente, com deslocamentos situados acima de um plano determinado ("thin skin").

fossa.

Assim sendo, ao mesmo tempo que ocorre o espessamento crustal e litosférico há registro de fenômenos de encurtamento crustal, que pode eventualmente se propagar para além da zona central, para a zona de retroarco e de antearco (como expressão do soerguimento e crescimento lateral do chamado "mobile core" de Dewey & Bird, 1970b). Estes processos não são uniformes nem coevos ao longo de uma arco magmático, havendo em cada secção feições próprias de sua história evolutiva.

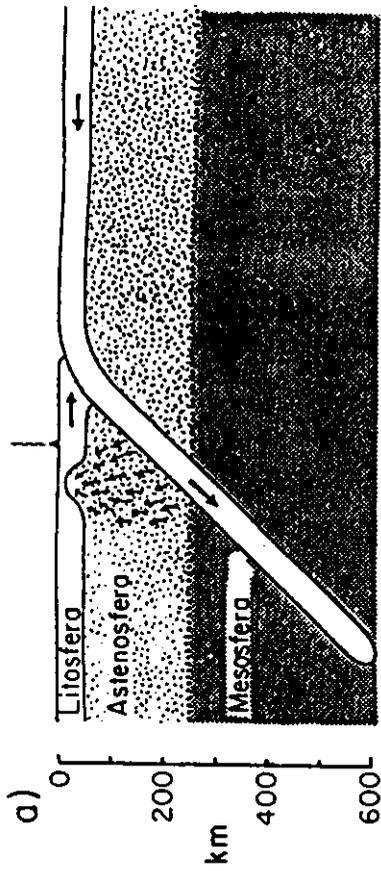
c. Nas zonas atrás do arco, dependendo da natureza deste (gêneros de Sengör, 1990; seguindo a classificação anterior de Dewey, 1988), vão ocorrer processos deformacionais extensionais e compressionais. Os arcos neutros são aqueles com ausência considerável de quaisquer destes tipos de deformação, e esta neutralidade é considerada uma fase temporariamente interposta entre dois tipos outros de comportamento, e esta pode ser uma fase que pode passar completamente despercebida no registro geológico.

Nas ilustrações da Figura 6.10 estão representados dois casos típicos de deformação atrás do arco (gêneros de Sengör, op. cit.). No primeiro caso(a), o sentido do deslocamento é para o lado do arco, correspondendo a uma geometria de baixo ângulo de subducção. No segundo caso, tem-se toda a deformação vergente para fora do arco, para o continente, correspondendo a uma geometria de forte ângulo de subducção.

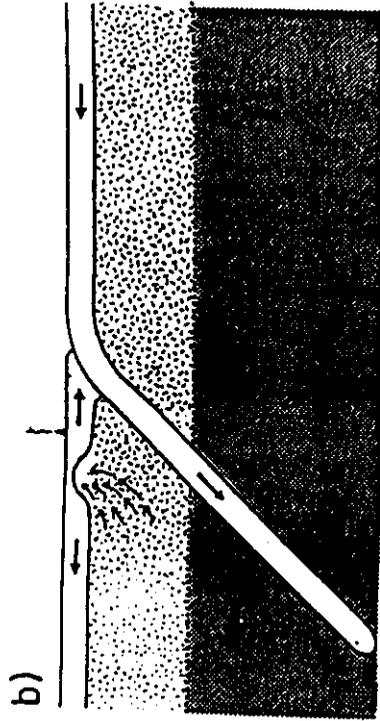
A designação de arco extensional (melhor seria fase extensional do arco), e o equacionamento proposto por Dewey (1988) para a sua formação é aqui preliminarmente adotada, mas demanda observações complementares.

Vários tipos de bacias marginais podem ocorrer atrás de um arco, e elas têm sido classificadas pela natureza de seu embasamento ("ensialicas", "ensimáticas"), pelo seu fluxo térmico (ativas, inativas com alto fluxo térmico, inativas com fluxo térmico normal) e pelas condições tectônicas de sua formação, para as quais há muitas alternativas em discussão. A natureza oceânica da maioria das crostas presentes nas bacias marginais (com algumas diferenças de espessura, lineações magnéticas difusas, etc.) faz com que vários autores não adotem a designação de "ensialicas", e evoquem apenas condições especiais para a sua formação.

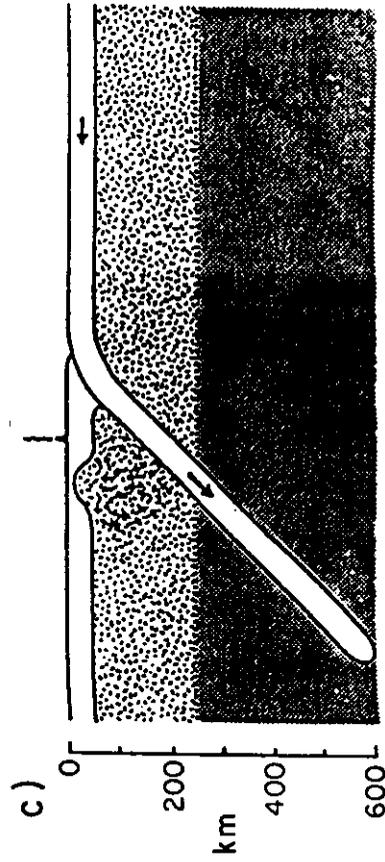
Diversos mecanismos têm sido apontados para a formação destas bacias marginais, desencadeadores locais de processos de extensão (vide Fig. 6.11).



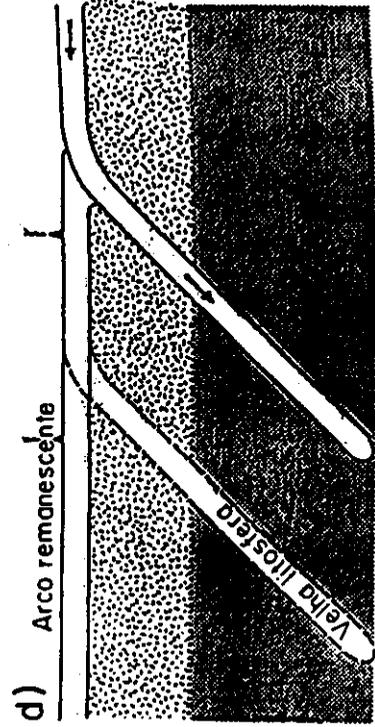
Diapirismo ativo da zona Benioff



Diapirismo passivo, esforços tracionais regionais



Circulação convectiva subsidiária



"Step-back" da zona de subducção

Figura 6.11 - Os diversos modelos de mecanismos prováveis na formação de bacias de retroarco. Modificado de Kearey & Vine (1990).

- Diápiros ativos gerados por fusão parcial, advindos do topo do "slab" em subducção, ou seja, relacionado ainda muito diretamente com a subducção, zonas mais profundas.

- Diápiros passivos gerados por esforços extensionais regionais, advindo de várias diferentes causas (como força de sucção da fossa, recuos da zona de fossa, etc.)

- Formação de zonas de circulação convectiva subsidiária na cunha do manto sobreposta a zona de Benioff-Wadati, o que é fisicamente viável

- Mudanças radicais na zona da fossa, deixando isolado um fragmento de litosfera oceânica, e começando nova subducção mais atrás ("step-back")

- Evolução em resposta a configurações específicas de limites de placas nas vizinhanças, inclusive como desenvolvimento extensional de falhas transformantes.

Já as chamadas bacias de antepaís, elas vão se situar em função da progressão do fronte orogênico, pelo mecanismo de transferência de carga, lateralmente a estas zonas de empurrão. O termo deve ser reservado para aquelas bacias situadas no continente, à frente e em consequência do empuxo deformacional advindo da zona atrás do arco. Elas podem, num extremo, serem afetadas e incorporadas pelo "thrust belt" (canibalismo, já discutido), ou serem apenas parcialmente afetadas pelas fases de deformação advindas do "thrust belt", ou ainda, restarem sobre o antepaís sem evidências de tectônica deformadora sobreposta.

6.3. Orógenos relacionados com obducção

6.3.1. Aspectos preliminares

Os processos usuais de subducção de litosfera oceânica não podem explicar o deslocamento de frações ofiolíticas ("detachment") e seus cavalgamentos importantes sobre margens continentais, e se sabe que estes cavalgamentos ocorrem quer advenha colisão subsequente ou não.

A presença destas frações de litosfera oceânica, não metamórficas ou de muito baixo grau de transformação, sobre margens continentais, acobertando embasamento ou bacias sedimentares preexistentes é a prova mais evidente de que

- sob determinadas circunstâncias - a crosta/litosfera oceânica pode **de alguma forma escapar da subducção, e mesmo formar relevos orogênicos**. Para estes casos especiais, Sengör (1990) reservou um de seus gêneros (gênero 11), que pode ser aplicado em alguns casos bem conhecidos (Nova Caledônia, Nova Guiné, Oman, etc.), onde não adveio eventos transformadores colisionais posteriores a colocação portentosa dos ofiolitos. Esta discriminação parece realmente exclusiva de Sengör, não tendo sido observada em outros esquemas e classificações, estando em quase todos eles incluída entre os orógenos colisionais, ou caso específico da subducção B.

O reconhecimento desta colocação de nappes ofiolíticas nas margens continentais convergentes mostra que pode haver acidentes de percurso importantes no "moto contínuo" esperado para a subducção da litosfera oceânica. O termo **obducção** foi criado por Coleman (1971), para discriminar estas ocorrências, para as quais reconheceu que podem ser conduzidas mediante diferentes e complexas situações tectônicas. Embora sejam várias estas possibilidades (a maioria inferidas de fato), os exemplos modernos e ativos são poucos.

No geral, as espessuras esperadas para as placas litosféricas oceânicas estão na ordem de 60-120 km, mas até o presente os "slabs" oceânicos mais espessos reconhecidos nas zonas de obducção são inferiores a 15 km. Isto implica que antes da colocação tectônica tem de haver algum tipo de "detachment" do topo da litosfera oceânica em consumo.

Em geral a obducção é pré-colisional, e este é o pensamento dominante, devido à maioria dos exemplos no registro geológico (em cadeias nitidamente colisionais). Mas devem ser enfatizados os vários casos onde a obducção é uma variante do processo de subducção, e as nappes ofiolíticas sobrepostas por empurrão às margens continentais formam relevos de vulto e merecem serem enquadradas como tipos especiais de faixas móveis. Os eventos de colocação destas nappes ofiolíticas são complexos e polifásicos, e não podem ficar subordinados aos muitos esquemas gráficos usuais de livros-texto, principalmente aqueles simplistas do início da década de 70.

Muitos autores têm restringido os modelos ao fechamento de bacias de retroarco, associações com evolução de arcos vulcânicos, etc. Os dados disponíveis atualmente mostram que o processo de obducção se desenvolve precocemente, em litosfera oceânica relativamente jovem (pouco tempo após sua formação) e pouco tempo antes do desenvolvimento dos arcos vulcânicos.

Condie (1989) procedeu uma síntese das três circunstâncias mais favoráveis à formação e preservação dos ofiolitos (Fig. 6.12), duas delas com processos de obducção envolvidos. Na Figura 6.13 está uma visão mais ampliada (de Gass, 1990) das circunstâncias que somam para que a fração ofiolítica escape da subducção.

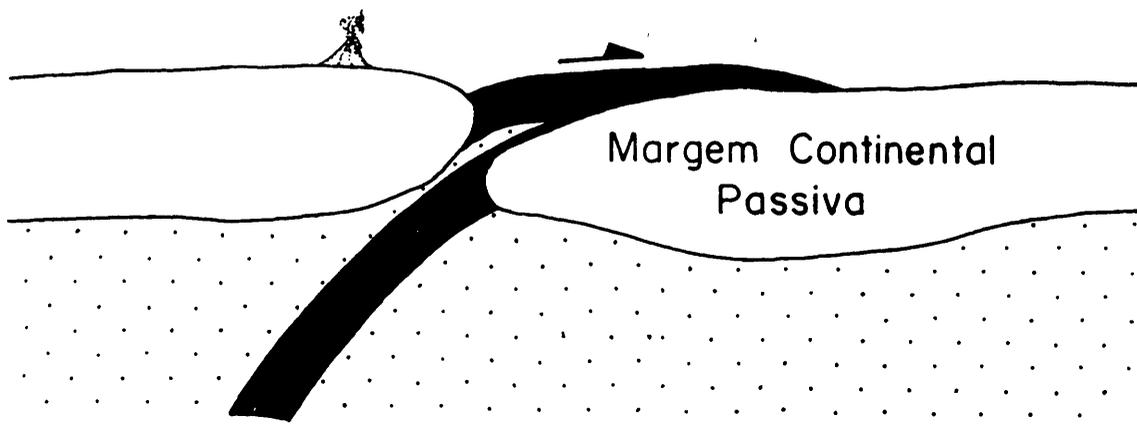
Brookfield (1977) fez uma ampla análise sobre os exemplos meso-cenozóicos de nappes ofiolíticas gigantes (pré-colisionais e não), de suas diferentes fases evolutivas, apontando as principais características lito-estruturais e as circunstâncias geotectônicas das mesmas. Sengör (1990) sintetizou os modelos mais prováveis para o fenômeno da obducção e a conseqüente formação de orogenia.

6.3.2. Características geológicas e modelos de colocação

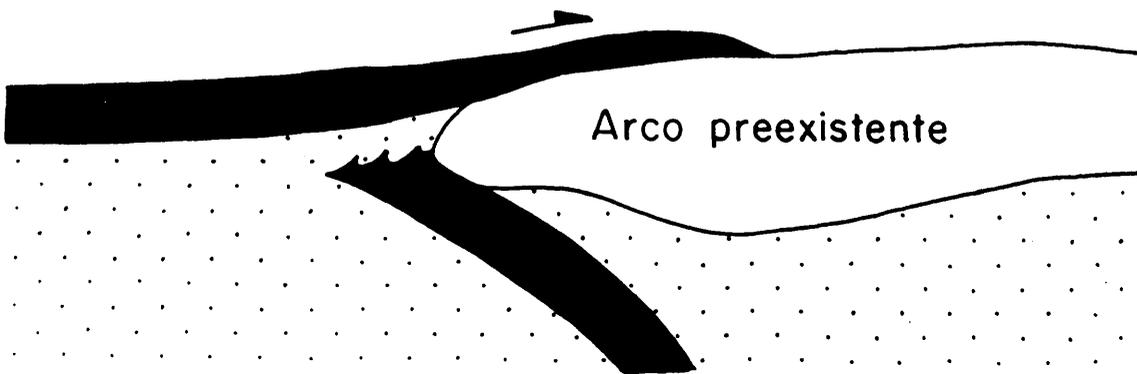
As nappes ofiolíticas consistem de litosfera oceânica formada em tempo relativamente próximo da sua colocação tectônica, a qual ocorre durante significativa (e ampla) mudança no movimento das placas litosféricas. Os ofiolitos consistem de crosta/litosfera oceânica "normal", não representando nenhum subtipo especial do zoneamento comum às zonas de subducção, e geralmente não mostram nenhum ou muito pouco sinal de atividade vulcânica de arco ou de bacias de retroarco. Para enfatizar, costuma-se dizer que são eventos "sem arco", ou anteriores ao desenvolvimento de arcos. Os sedimentos são do tipo marinho profundo em geral e são raros os depósitos de natureza vulcanogênica, com poucas exceções (caso de Oman). A colocação dos ofiolitos parece acontecer durante mudanças amplas no movimento das placas, e em muitos casos, falhamentos transcorrentes constituem uma das feições importantes de áreas com nappes ofiolíticas gigantes.

Do ponto de vista geoquímico é possível caracterizar as nappes ofiolíticas (tipo SSZ, ou "supra subduction zone"), e assim baseado nas assinaturas dos exemplos recentes procurar equivalentes naquelas mais antigas e envolvidas em processos posteriores de colisão continente-continente.

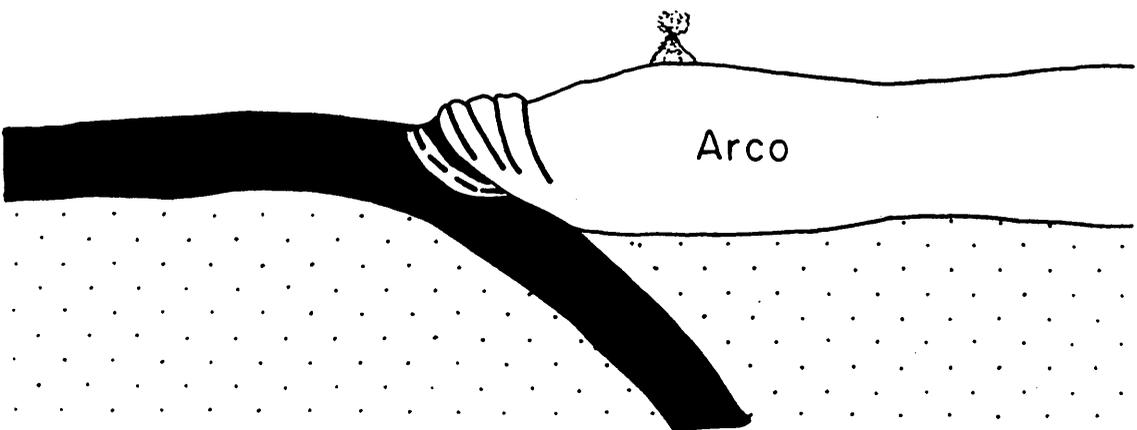
Os mecanismos que explicam o processo de formação dos orógenos gerados por obducção têm como causa inicial a subducção de frações continentais, puxados para baixo pela força da subducção B ("slab pull") até cerca de 20-25 km, de forma que chega a ficar completamente acobertado por litosfera oceânica da chamada placa de cima. Isto ocorre até que por força da "flutuação negativa" (devido à densidade menor da litosfera continental), o fragmento litosférico



A) Obducção em margem passiva por cavalgamento



B) Obducção de "flaca" de litosfera oceânica ("Splitting")



C) Adição de ofiolito em prisma acrescionário

Figura 6.12 - Visão simplificada dos mecanismos mais usuais de colocação de ofiolitos. A e B, por aloctonismo na margem continental e do arco preexistente (acidente de percurso no processo de subducção), e C) alocação tectônica no prisma acrescionário ou complexo de subducção pela raspagem para fora na vertente da fossa. Fonte: Condie (1989).

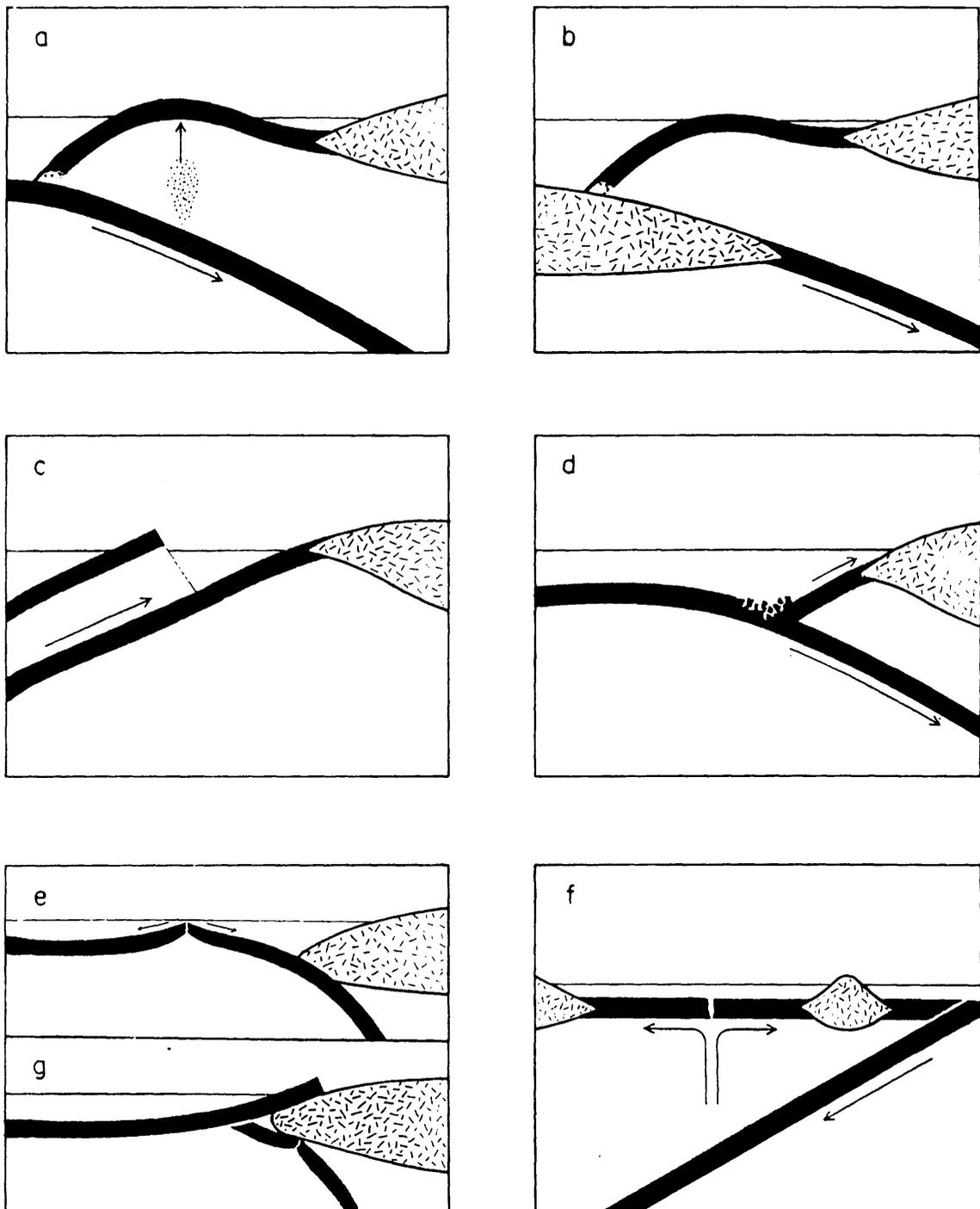


Figura 6.13 - Diversas possibilidades e mecanismos de colocação de ofiolitos, na visão de I.G.Gass (1990):

- a) Serpentinização do manto acima da zona de subducção.
- b) e c) Colisão de margem continental associado com uma falha reversa que se estenda ao manto e que então representa uma incipiente ou mais madura zona de subducção (estes tipos costumam condicionar os mais extensos complexos).
- d) Fragmentação na zona de subducção.
- e) Obducção de crosta fina-jovem- durante a subducção de uma crista.
- f) Colocação a partir do fechamento de uma região de retroarco.

"reage" e se impõe, desarticulando-se da porção oceânica da litosfera e subindo por compensação isostática, levando no seu bojo um pedaço da placa de cima como nappe ofiolítica, conforme tenta mostra a Figura 6.14, anexa, expondo a evolução da Nova Caledônia, de acordo com a simplificação esboçada por Sengör (1990).

Em Oman, outra localidade evocada como exemplo para estes tipos de orógenos, o processo de subducção (de crosta oceânica recém-formada) conseguiu envolver parte da litosfera continental da plataforma arábica, permitindo assim avanço considerável de litosfera oceânica sobre ela, inclusive sobre depósitos da bacia costeira ali preexistente, conforme esquema da Figura 6.15, extraída de Lippard et al. (1986). Da mesma forma como no exemplo anterior, houve a desarticulação da parte oceânica em subducção (tipo B) da parte continental (subducção tipo A), e a posterior guinada isostática de baixo para cima da porção continental, retendo no seu topo uma série de nappes ofiolíticas. As nappes ofiolíticas ocupam uma área de cerca de 20.000 km², e contam com espessuras de até 20 km (espessados por nappismo) de litosfera oceânica (inclusive partes do manto superior), sobrepostas a faixas de peridotitos milonitizados. Alguns eventos de dobramento pós-colocação das nappes, soerguimento e erosão são conhecidos, mas no geral esta região foi relativamente poupada dos eventos colisionais dos Montês Zagros.

É preciso fechar esta parte do texto, enfatizando, como fez Sengör (1990), que a obducção é resultante de processos de subducção abortivos, e que **nem todos os processos de obducção levam à formação de orógenos**. Muitas vezes, o evento de obducção é singelo ou apenas soma espessamento aos complexos de subducção-acresção ou prismas acrescionários (Fig. 6.12 e 6.13). E também que nem todos os ofiolitos e nappes ofiolíticas são necessariamente acontecimentos precursores de orógenos colisionais.

6.4. Orógenos colisionais

"The Hymalaiaes are the youngest mountains on Earth, and must represent our analogue for ancient continental collisions".
Kearey & Vine (1990)

Os orógenos gerados pela interação do tipo colisão constituem de longe a mais rica das variedades dentre todas as construções montanhosas/

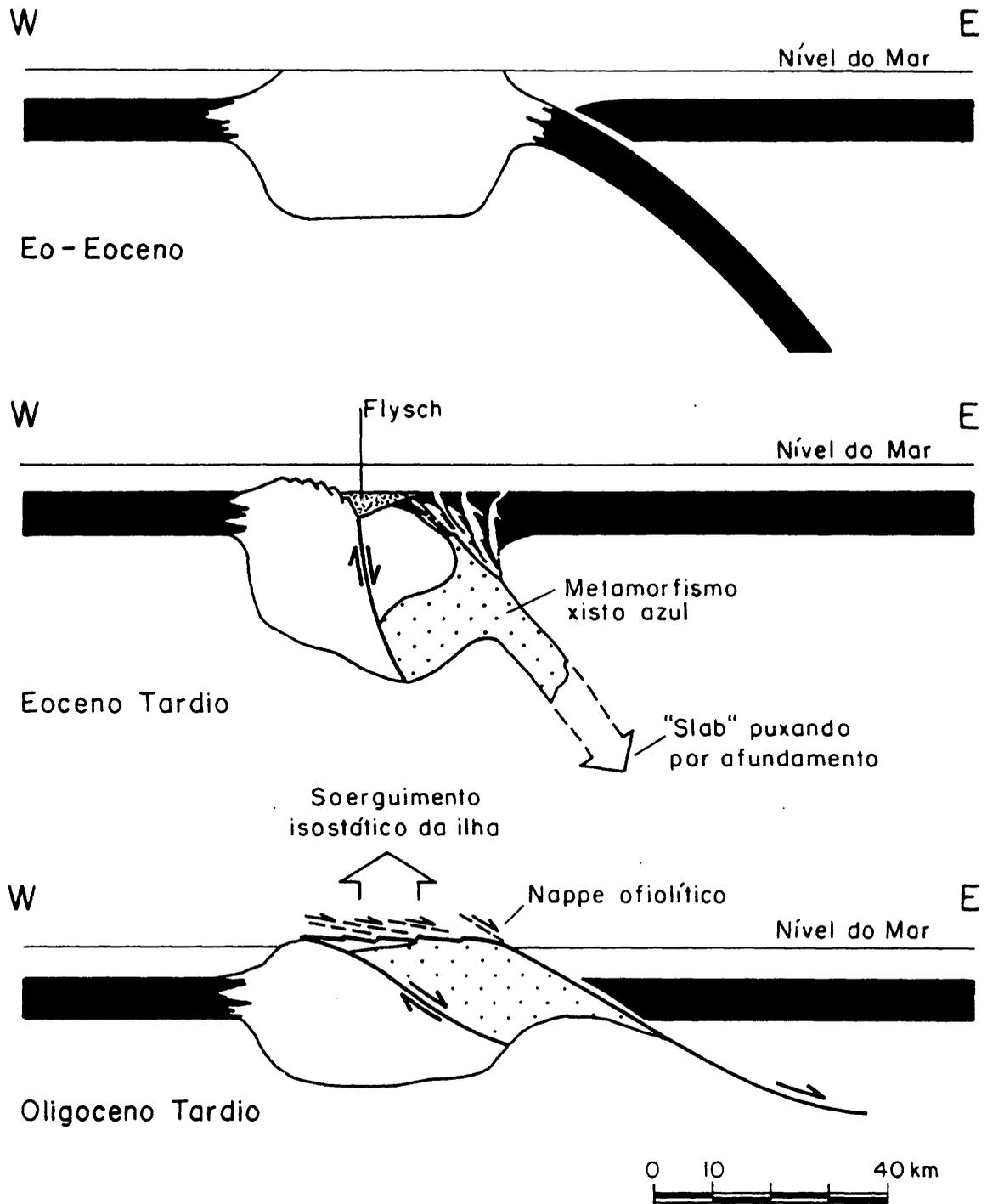


Figura 6.14 - Evolução da obdução ofiolítica da Nova Caledônia (gênero 11 de Sengör, 1990). Após a tentativa frustrada de subducção de um pedaço do arco e por sua volta isostática à superfície, levando consigo a nappe ofiolítica. Fonte: Sengör (1990).

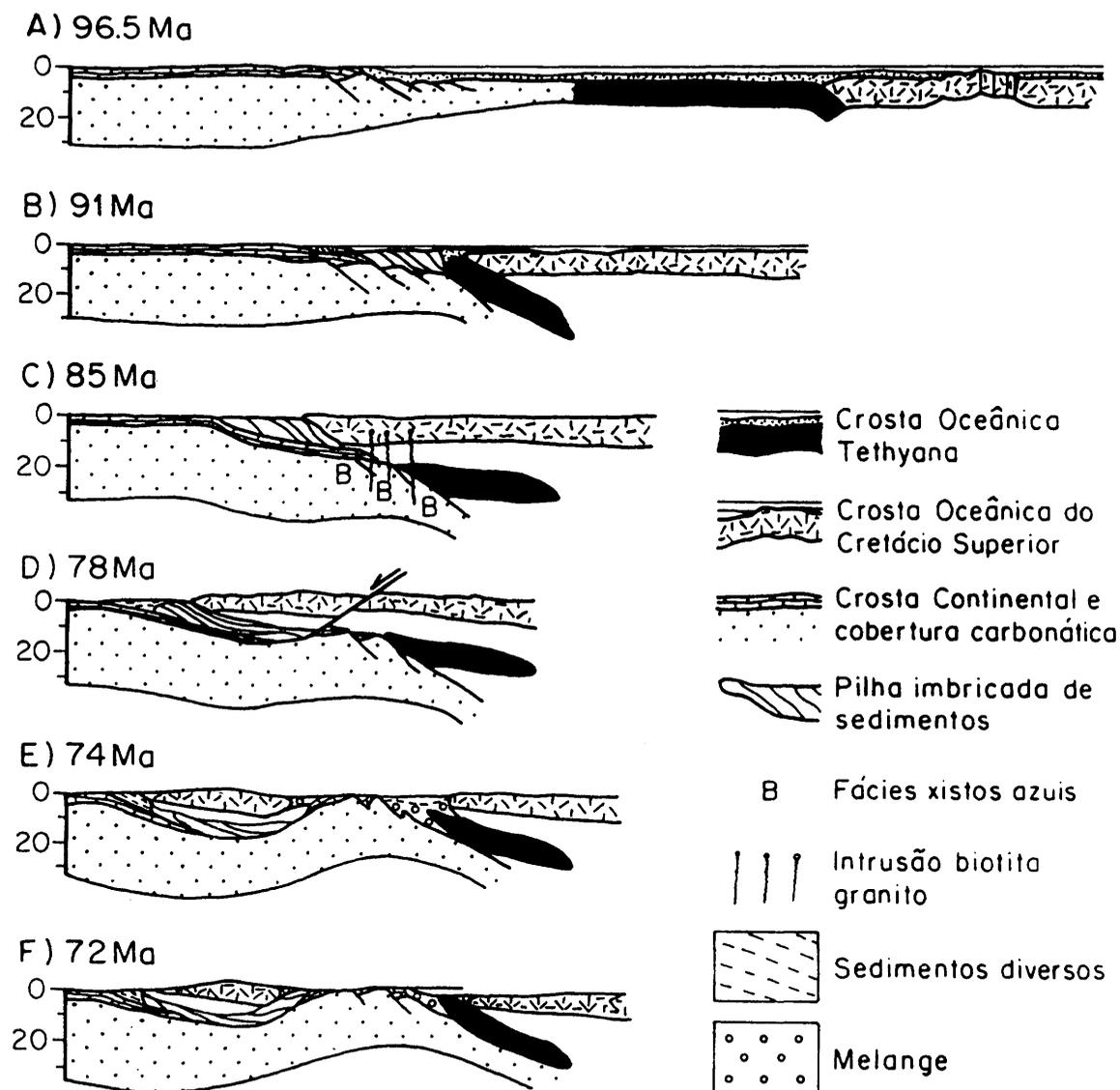


Figura 6.15 - A evolução delongada das montanhas de Oman, com a preservação (Cretáceo Superior) de nappes ofiolíticas. Modificado e simplificado de Lippard et al. (1986).

orogênicas da face da Terra. As variáveis em jogo nestas circunstâncias de colisão são muitas, entre discrimináveis e outras não definidas ainda, e todas elas dependentes de grande soma de fatores. A síntese destas feições é aferida e procurada junto aos análogos modernos, principalmente a extensa faixa alpino-himalaiana, e também com algumas outras faixas paleozóicas melhor conhecidas. A expressão de Kearey & Vine acima foi escolhida, por sua procedência, e como um alerta.

Em primeiro lugar, a justaposição de massas continentais em colisão é sempre capítulo de seqüência a eventos anteriores de subducção (o “day after” da subducção). Da mesma forma que o capítulo de colisão nem sempre encerra a história de movimentos interativos de frações litosféricas em convergência. Há sempre uma série subsequente de movimentos variados e derivados, pós colisão, podendo gerar outros tipos de interação (transformância, subducção, acresção), nas proximidades do sítio colisional ou alhures. E, por último, a colisão e estes processos pós-colisionais são sempre parte de uma história e de um desfecho de colagem, como já foi visto.

Analiticamente, a colisão é o resultado da convergência e da dificuldade de subducção dos segmentos de litosfera continental (“positive buoyancy” ou flutuação positiva) que chegam na retaguarda de litosfera oceânica consumida por subducção. O edifício orogênico é formado devido aos encurtamento e espessamento crustais/litosféricos então condicionados, no confronto de duas porções refratárias à subducção; e por conta dos importantes processos de deformação nas pilhas sedimentares e seus substratos contidos entre estas duas porções mencionadas. O traço (plano, área) da colisão é chamado de sutura, a qual pode preservar contextos importantes da litosfera oceânica que preexistiu e desapareceu gradativamente por subducção para que as massas litosféricas chegassem até ao confronto e colisão.

Como vimos acima, os paradigmas e os modelos procurados para estudo e aferimento destes tipos crustais costumam ser do fanerozóico. Mas, é justo e necessário consignar que a mais extensa amostragem de orógenos desta ordem está nas faixas móveis pré-cambrianas. No Paleozóico (Apalaches, Caledonides, Urais, Mauritanides) e no Meso-Cenozóico (Alpes, Himalaias) estão realmente os exemplos mais citados, e os modelos mais procurados e citados pela maioria dos autores, face ao maior número de dados conhecidos ou exequíveis, acesso, e outras “facilidades” naturais e compreensíveis.

O modelamento e a compreensão dos orógenos colisionais, e as descrições elementares, tiveram vários precursores, sintetizados já por Mitchell & Reading (1969) e Dewey & Bird (1970b), conforme discutidos anteriormente. A partir dos anos 70, aquelas premissas iniciais foram enriquecidas e gradativamente suplantadas. Um dos passos importantes foi dado por autores como Powell & Conaghan (1973) e Toksöz & Bird (1977) (entre outros) que primeiro admitiram e modelaram a possibilidade de subducção em pequenas mais importantes

porcentagens, da litosfera continental - a subducção A - conseqüente ao final do processo de consumo da litosfera oceânica.

O espessamento como resultante do "underthrusting", e ainda a possibilidade de descasamento crosta-manto superior litosférico (deslaminação) durante o processo colisional foram aspectos descobertos posteriormente, adicionais e importantes, que contribuem com a complexidade do fenômeno (vide Toksöz & Bird, 1977 e Bird, 1978; por exemplo) e que relegam muitas das assunções e dogmas dos primeiros dias da chamada "tectônica de placas".

Em verdade, as forças responsáveis pela colisão continental são ainda insuficientemente conhecidas. A força de puxada do "slab" ("slab pull") é ativa enquanto a porção oceânica está em processo de subducção, e deve cessar quando todo o consumo desta porção for completado. Mas, em geral, como as margens continentais nunca são retilíneas, a colisão numa determinada área (promontório) está sendo sempre acompanhada por subducção em outras áreas (reentrâncias). Quando nova interação é produzida alhures, como processo de acreção oceânica por exemplo, uma componente adicional das forças de colisão deve advir do empurrão da crista ("ridge push").

Estas forças, em última análise resultantes do padrão de convecção do manto, apresentam problemas de equacionamento. E a elas se soma contingente expressivo de forças tardias ao processo colisional (compensação isostática, colapso gravitacional, extrusão, etc., a serem comentadas posteriormente), e que passam a agir após a construção orogenética.

6.4.1. Tipologia e complexidade

A complexidade, ou melhor dizendo, a riqueza de possibilidades das zonas orogenéticas colisionais, carece de preâmbulo. O fato é que a maioria dos autores e dos textos recorrem, com razões de didatismo e menor esforço para modelos gráficos ou analógicos muito simples, ou para extrema simplificação dos edificios orogenéticos mais divulgados, do fanerozóico, isolando-os do contexto regional mais amplo, e dos aspectos seqüenciais anteriores (subducção) e posteriores (colagens) de amplo processo.

Antes de falar das tipologias mais comuns, é preciso saber as razões gerais porque os orógenos colisionais são convertidos em complexos e variados sistemas de deformação e mosaico de blocos. Nominalmente, aponta-se os

aspectos mais destacáveis a serem considerados:

a. Natureza dos colidentes. Há pelo menos uma dezena de tipos diferentes de arranjos possíveis para os protagonistas (continente-arco, continente-continente, arco-arco, etc.) habituais de colisão.

b. A geometria das margens em colisão é geralmente não retilínea, e há muitas possibilidades fisiográficas e geológicas envolvidas. Parafraçando Ernst (1986): "... a natureza e o desenvolvimento da orogenia são uma função da disposição geográfica das placas interagindo."

c. A colisão se processa consoante diferentes estágios pré, sin, tardi e pós-colisionais ("Tibetano", "Zagros", "Himalaias", "Alpino", de Toksöz & Bird, 1977). E assim, dependendo de fatores fisiográficos dos continentes e bacias oceânicas envolvidos, estes estágios costumam ocorrer em paralelo e até mesmo em série.

d. É grande a influência de idade termal, estruturação prévia, descontinuidades geotectônicas preexistentes, etc., no quadro final de deformação do sítio orogenético para o interior dos antepaíses e além-países. Ou seja, mais jovens e mais estruturadas estas zonas marginais, mais intensa e extensiva a escalada intracontinental da deformação.

e. A "fraqueza" ou baixa resistência em geral, natural, da crosta continental, por suas composição, anisotropias e heterogeneidades vértico-laterais, é responsável pelo caráter complicado e difuso da deformação nas zonas colisionais (vide Dewey et al., 1986).

f. A obliquidade comum aos processos de convergência, com a conseqüente conversão de direções de deslocamentos em esforços e taxas de deformação. As placas sempre se aproximam mediante movimento angular, e a colisão retilínea é apenas uma limitação da representação gráfica que aparece na maioria dos modelos.

g. Dimensão, fisiografia, formas, estágio de evolução e duração do tipo litosférico oceânico a ser consumido (na antecipação da colisão).

h. Tipo de subducção e arco anterior ao fechamento oceânico, perfil da zona de subducção, estágios evolutivos, extensionais, compressionais, etc. Espessamento crustal e litosférico atingido, presença de subducção A, deslaminacão e fenômenos de "underplating".

j. Componentes tectônicos e/ou zoneamento tectônico concebido: "thrust Belt", platô, flexuras litosféricas, "stacked flakes", aloctonismo de massas e

natureza das entidades (continentais, oceânicas, etc.).

I. Intensidade dos processos de ajustamento pós-colisionais, na crosta ou no manto (isostasia), e longitudinalmente (extrusão ou “escape”).

Reitera-se novamente a proposta de que esta visão global deve estar de plantão no subconsciente dos observadores e dos usuários dos clássicos modelos himalaiano e alpino e suas famílias e gêneros. Isto sem acrescentar o fator tempo, ou seja, que estes modelos clássicos refletem a dinâmica do globo no Mesoceno, e as generalizações devem ser cautelosas e jamais esquecendo que as condições de cada orógeno devem ser referidas ao seu tempo. Nem por isto, estes modelos clássicos deixam de ter serventia e utilidade, e merecem ser exaustivamente examinados.

6.4.2. Modelos clássicos/Superfamílias

Segundo alguns autores mais arrojados, a grande diferença entre as clássicas superfamílias de orógenos colisionais vai estar situada na natureza e extensão do contexto oceânico consumido por subducção. Não deixa de ser uma simplificação do problema (de acordo com os itens comentados acima), mas bastante arrazoada e feliz (no atacado). Mas alguns outros aspectos devem ser acrescentados, os quais justificam em vários aspectos (no varejo) a dualidade dos paradigmas, conforme a absoluta maioria dos autores reconhece, e a que Sengör chamou de superfamílias, Figura 6.16 e Figura 6.17.

Tipo Alpino:

Caracterizam-se por importante sobreposição de um continente ou massa continental por outra, em níveis estruturais rasos (< 15 km), e por distâncias consideráveis (> 100 km), resultando suturas com traço bastante irregular em superfície, refletindo os baixos mergulhos. Estes traços de sutura são caracterizados por extensivo desenvolvimento de sedimentos tipo flysch (“flysch nappes”). Nos orógenos de geometria simétrica são reconhecidos três subtipos ou gêneros fundamentais, a saber:

Colisão Arco de Ilhas-Margem Continental Passiva. Ex: Alpes Suíços

Colisão Continente-Continente. Ex: Antepaís África-Além-país

Europa

Colisão Arco de Ilhas-Arco de Ilhas. Ex: Intra-Pontide.

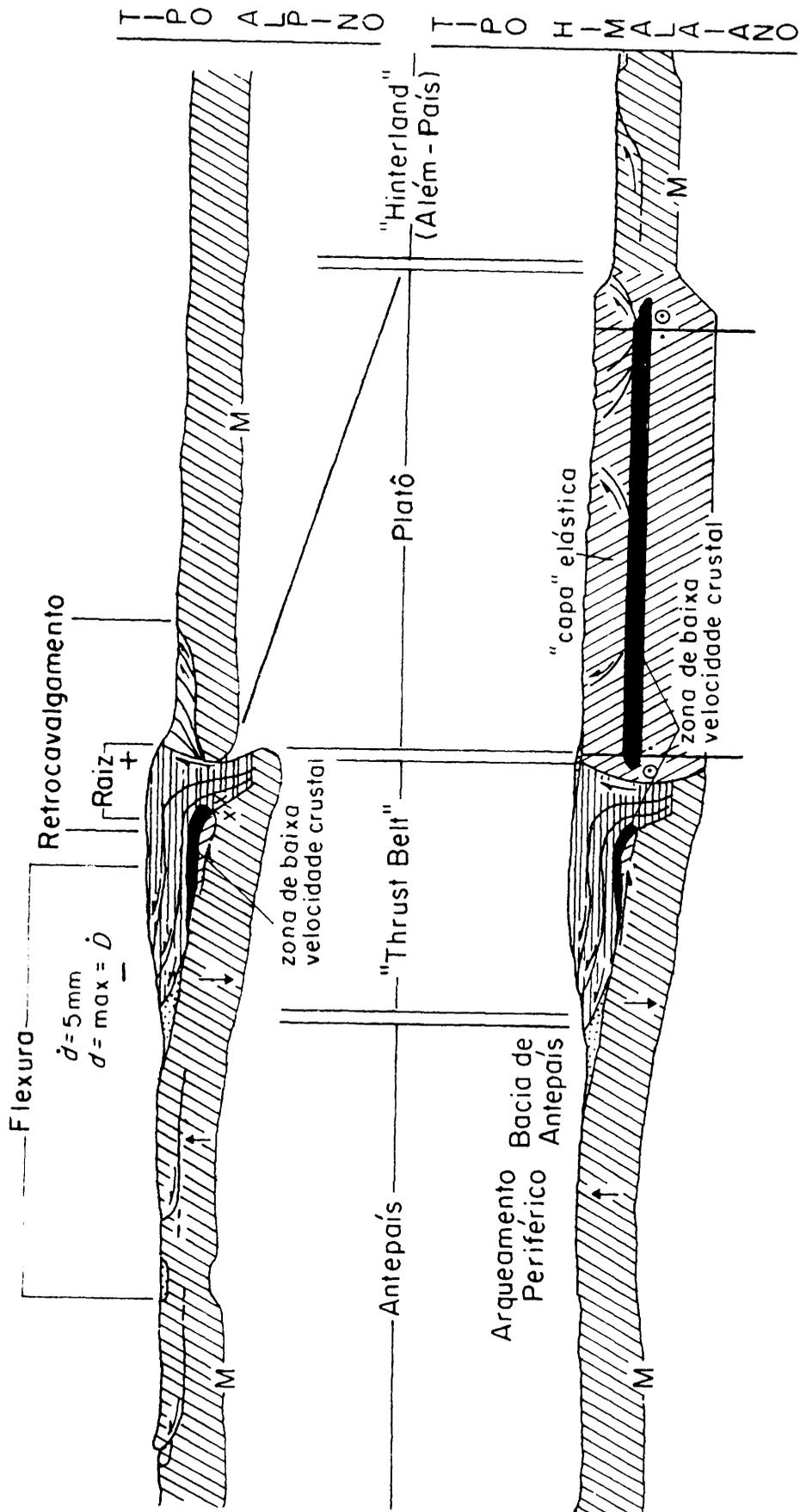


Figura 6.16 - Secções esquemáticas dos orógenos tipo alpino e himalaiano (superfamílias), e o zoneamento transversal esperado.

M = Moho

Linhas obliquas = crosta

Linhas horizontais = "thrust sheets"

+ e - = Anomalias gravimétricas

Observar as zonas de baixa velocidade crustal sob a capa elástica ("elastic lid"), no platô e na parte central da faixa móvel, onde há o maior espessamento crustal.

Fonte: Dewey et al. (1986)

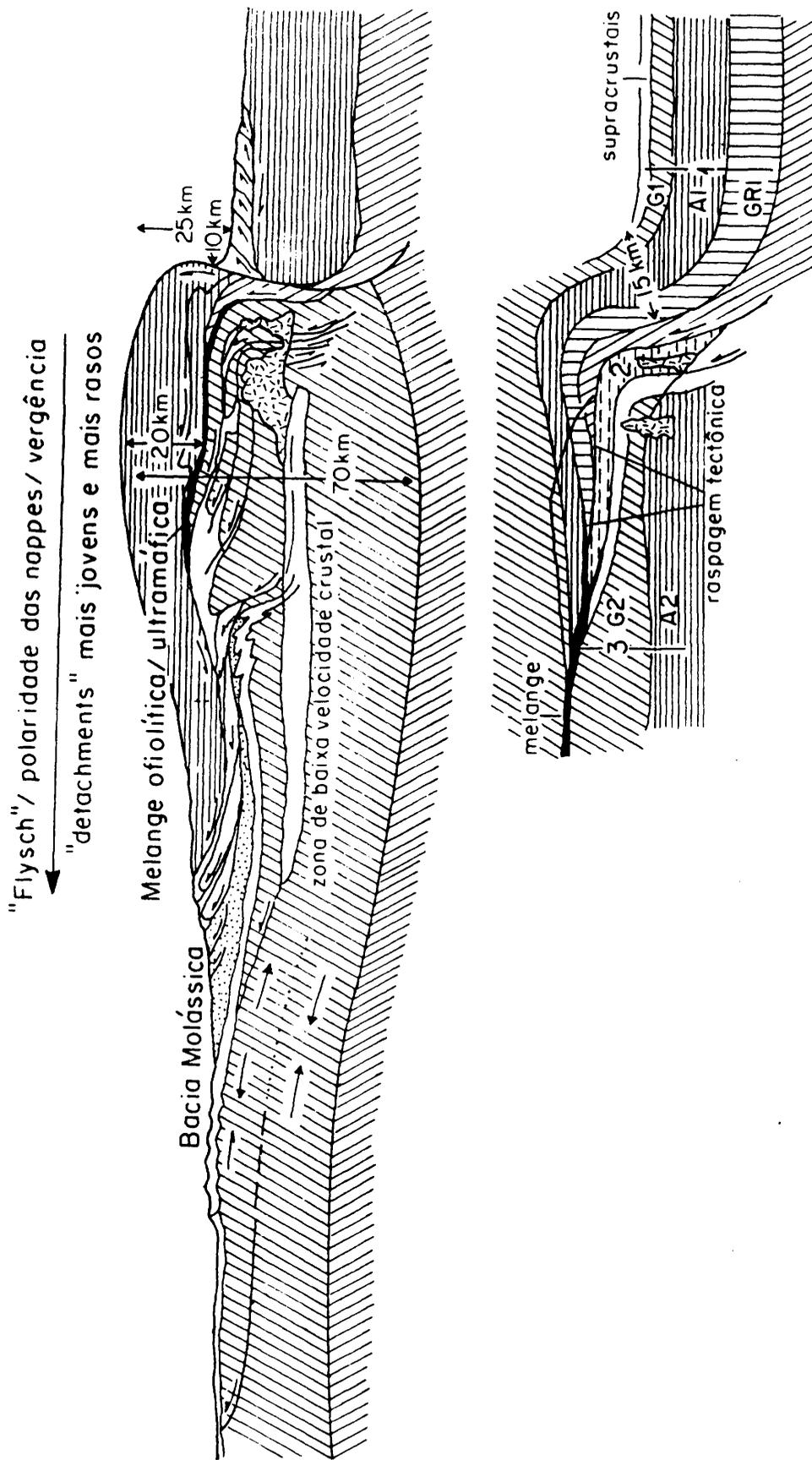


Figura 6.17 - Esquema das secções dos alpes suíço-italianos. Destaque para a polaridade estrutural e metamórfica, as zonas de baixa velocidade e a posição da frações de melanges ofiolíticas.

1. GR=granulito, A = Anfibolito, G = Xistos verdes - Seq metamórfica original
2. Sobreposição da facies dos xistos azuis
3. Sobreposição de metamorfismo termal

Fonte Dewey et al (1986)

Outras características assinaláveis para viabilizar a distinção de outros tipos, são as seguintes:

a. As rochas sedimentares oceânicas, associadas diretamente com ofiolitos ou não, são geralmente deformadas e metamorizadas a grau médio e alto, impeditivos do reconhecimento de feições paleoambientais, e de estruturas primárias muitas vezes.

b. Os complexos de núcleos metamórficos de alto grau ("core complexes") são formados pelos protólitos dos materiais ígneos e sedimentares do sopé continental e oceânico, e, muitas das rochas sedimentares da plataforma continental foram raspadas de seu substrato e se encontram empilhadas nas zonas mais externas do orógeno.

c. O magmatismo pré-orogênico de arco magmático é pouco desenvolvido, não ocorre às vezes, ou ainda aparece como evento tardio da história da subducção.

d. Por seu turno também, o magmatismo pós-colisional é esparsos, embora nem sempre se possa distingui-lo com clareza de outras ocorrências magmáticas de eventos subordinados tardios.

e. O principal sistema de retrocavalgamento que aparece nestes orógenos é tardio, de natureza pós-colisional. Localmente, há ocorrências menores de retrocavalgamento por reativação compressional de falhas. No caso dos Alpes, o sistema principal de retrocavalgamentos é bastante tardio, do Oligoceno.

Tipo Himalaiano:

Caracterizam-se pela ausência importante de sobreposição de tratos/massas continentais, e os mais elevados sistemas de aloctonismos são desenvolvidos por contextos ofiolíticos e prismas acrecionários. Os traços das suturas são portanto retilíneos ou pouco encurvados, em acordo com seus mergulhos acentuados. Ofiolitos e melanges ofiolíticas afloram ao longo e nas imediações das suturas quase que continuamente e formam zonas de raízes de ofiolitos de alto nível e nappes de melanges.

As nappes são comumente pré-colisionais, e são ordinariamente muito portentosas, apresentando idades isotópicas - como será comentado - mais velhas do que a de sua colocação. Algumas raras exceções deste tipo de napismo são conhecidas (Alpes Escandinavos, Urais, etc.), enquanto que em termos de idade são conhecidas algumas poucas de caráter sincolisional (mesmo nos Himalaias). Ao

contrário dos orógenos tipo Alpino, as nappes ofiolíticas do tipo himalaiano comumente não exibem metamorfismo de soterramento.

Os orógenos deste tipo apresentam grande número de variedades possíveis, enquadradas por Sengör (1990), em duas famílias e sete gêneros, baseado na simetria estrutural ou na natureza do arco envolvido em colisão, e estes gêneros apresentam diversas espécies (Obs. o gênero 18, por exemplo, pode apresentar cerca de 27 espécies!).

As principais características adicionais que servem para distingui-los daqueles do tipo alpino são as seguintes:

a. As rochas sedimentares oceânicas preservadas nos ofiolitos, não metamórficas ou de grau muito baixo de metamorfismo, representam entidades de diferentes zonas climáticas e diferentes proveniências, ou seja, de espalhada gama de paleolatitudes, de acordo com dados paleomagnéticos disponíveis.

b. Os complexos de núcleos metamórficos de alto grau são formados dos protólitos sedimentares da plataforma continental e do continente e de seus substratos ígneos e metamórficos, sotopostos a nappes de proveniência mais remota ainda (materiais do talude, sopé e planície abissal), segundo Sengör (1991).

c. O magmatismo pré-colisional de sistema de arcos é invariavelmente muito importante, os quais são áreas fontes por excelência de detritos vulcano-plutônicos sedimentares para as fossas, e contribuem para a formação de amplos sistemas de subducção-acresção.

d. Igualmente, o magmatismo pós-colisional é abundante e extensivo. Isto é visto em várias áreas dos Himalaias hoje, e tem excelente registro em cadeias hercínicas da Europa e Ásia Central.

Em trabalho publicado em 1992, e aqui integrado à Figura 5.2, Sengör adicionou mais uma variedade ao tipo himalaiano, onde o complexo de subducção acresção é muito desenvolvido (>100 km; 30 km de espessura), pelo que causaria a retração, no sentido do oceano da zona de subducção, e a tendência deste complexo de ser incorporado ao embasamento do arco magmático (ou "arco-maciço"). Se o processo de subducção se estender por centenas de milhões de anos, a quase totalidade do orógeno será composta pelo complexo de acresção-subducção, este parcialmente invadido por intrusões do arco. Resulta um orógeno assimétrico, onde não chega a haver justaposição continental (suturas ditas não justapositionais), que é muito comum na Ásia Central, e que foi designado de

“Turkic-type”, em homenagem ao povo turco daquelas paragens.

6.4.3. Componentes/zonaamento tectônico convencional

Diante da riqueza de possibilidades acima discutidas, o tema zoneamento tectônico fica naturalmente restrito a condições especiais, ou traduz uma média da tendência geral de organização, tendo os paradigmas meso-cenozóicos mais uma vez em foco. Nestes termos, deve-se assinalar a expectativa dos cinco componentes básicos usuais de um orógeno colisional (na verdade o gênero continente versus continente é o mais configurado) conforme Dewey et al. (1986) e como esboçado na Fig.6.16, anexa, a saber:

a. O “Thrust Belt”, ou o cinturão principal de empurrões e cavalgamentos, comum à maioria dos orógenos colisionais (não necessariamente uma só), compreende a zona de margem continental progressivamente empilhada e espessada na direção do antepaís, por falhas inversas, muitas destas reaproveitando antigas falhas lístricas, do estágio paleogeográfico extensional. As nappes mais internas, nucleadas com o embasamento, são geralmente descontínuas, enquanto que aquelas mais recentes costumam ter maior continuidade.

Nas partes mais internas, geralmente adjacentes à zona de sutura, a movimentação tectônica costuma verticalizar-se (com transcorrências, às vezes) e mesmo desenvolver sistemas de retrocavalgamentos, com falhas inversas e empurrões no sentido do além-país ou zona de platô, e desta forma configura a chamada vergência centrífuga.

As zonas mais superiores da crosta continental formam uma capa de maior resistência (5 a 15 km de espessura) que pode ser deslocada por dezenas de quilômetros (e/ou rotacionada substancialmente) como uma fina placa ou flaca através de uma série de flacas interempilhadas no sentido do antepaís, distinguindo assim por sob elas níveis importantes de *decollement* intracrustal, que constituem horizontes sísmicos rasos. Esta segmentação destas camadas superiores, como foi visto na Fig. 6.16, é devido a fatores reológicos, ligados à resistência do quartzo e à temperatura.

b. Flexuras de Antepaís correspondem ao abatimento da litosfera do lado do antepaís (não exclusivamente) devido à carga do avanço do sistema de empurrões e nappes advindos dos “thrust belts”. Comumente forma-se uma

depressão na borda do antepaís, chamada de antefossa, para qual no Brasil há exemplos dignos de registro como em Itajaí (Faixa Tijucas) e Lagarto-Tobias Barreto (Faixa Sergipana). A amplitude e profundidade destas bacias vão depender de características físicas (idade termal do substrato, rigidez) e geológicas (descontinuidades estruturais, espessamento da litosfera), havendo um limite exterior, por vezes acentuado, chamado de “arco externo” ou “arqueamento periférico”.

c. A Zona do Antepaís é por definição (ou por definição de Dewey et al., op.cit.) aquela para a qual a vergência da faixa móvel se dirige. Deve-se reiterar aqui que, sem desmerecer a restrição imposta ao termo por Dewey et al. (op. cit.), o termo antepaís pode receber esta conotação, mas modernamente ele se aplica a toda zona da borda cratônica re-estruturada de alguma forma pela frente colisional. A deformação pode exceder em muito a delimitação da bacia de antefossa, em alguns casos chegando a milhares de quilômetros, com expressão resultante na dependência das condições geológicas gerais da borda continental, sendo muito importantes idade termal (mais jovens, mais variadas, maior será a deformação) e a preexistência de descontinuidades estruturais (quanto mais estruturada previamente, maior a deformação). Em outras palavras, se a constituição do antepaís for de áreas cratônicas, de substrato pré-Cambriano antigo, com poucas descontinuidades estruturais recentes, etc., a deformação tende a ser minimizada em importância e extensão; se, a estrutura do antepaís for de faixas móveis precocemente consolidadas, muito estruturadas, a deformação do antepaís tende a ser de alta monta (“montanhas rejuvenescidas”) e de muito grande extensão. Clássico é o exemplo da Índia, pouco estruturada e com idade termal antiga, quando da colisão com a Eurásia, sendo esta relativamente bem mais retrabalhada.

d. A Zona do Além-País ou “hinterland” é aquela do outro lado do “thrust belt”, de onde partem os empurrões e cavalgamentos principais, e situada adjacente aos retro-empurrões. Os esforços gerados nesta zona são penetrativos, e também neste caso, a importância e extensividade da deformação depende das condições prévias físicas e geológicas do substrato. No caso himalaiano (enquanto a deformação do antepaís indiano foi modesto), a Eurásia com estruturação tectônica intensa e jovem foi sítio excepcional de deformações (“montanhas rejuvenescidas”), as quais avançaram milhares de quilômetros continente a dentro, com variada gama de expressões geológicas.

e. O Platô no lado do além-país, com grande expressão do

espessamento crustal, ocorre com pouca frequência, em alguns orógenos, como no caso himalaiano (Tibete). Sua importância está acima de debates, mas a explicação para o seu desenvolvimento implica em muitas controvérsias, não se aceitando placidamente sempre que ele é o resultado de espessamento crustal e litosférico, na borda do além-país. Em conferência sobre platôs, em Flagstaff, no Arizona, 1978 (vide *Tectonophysics*, v.61, n.1-3) foram discutidas várias possibilidades para os platôs ligados à colisão continental, como subducção A, subducção de cristas meso-oceânicas seguidas de expansão termal, subducção mediante ângulos muito baixos (colisão sucedendo arcos compressoriais), deslaminagem crosta-manto litosférico com importante fluxo de materiais astenosféricos na base da crosta, re-equilíbrio termal e reações metamórficas conduzindo a expansão, etc. (vide *Bol.IG-USP, Série Didática*, n. 4, 1992, p.77-80).

f. Zonas de Colapso Extensional são identificadas sucedendo os orógenos colisionais e seus platôs (e também em alguns orógenos gerados por subducção), e isto representa uma consequência da baixa resistência integrada vertical da litosfera continental, especialmente quando ela é espessada. Estas zonas mais espessadas geram esforços compressivos verticais devido à compensação isostática, que pode ser realizada na crosta (compressão vertical é então confinada à crosta) ou na litosfera continental. Com o espessamento crustal persistindo, após cessarem os esforços de convergência ou antes disto, estes esforços verticais podem ser sobrepujantes, e como assinalou Dewey (1988) de forma bastante prática e figurativa, as elevações (platôs e faixas orogênicas) começam a colapsar quando elas são elevadas acima de cerca de 3 km.

No trabalho de 1988 acima citado, Dewey identificou diversas causas para o colapso natural das zonas soergidas associadas à compensação isostática por forças de campo internas, como a fraqueza natural da faixa espessada em relação às zonas limitrofes menos ou não espessadas, menor resistência relativa da crosta espessada (muitas anisotropias e heterogeneidades acrescidas por espessamento), erosão convectiva do TBCL, ou seja da camada basal da litosfera continental, etc. etc. Vários exemplos desta tendência ao colapso foram assinalados, no Tibete, Taurides, Transilvânia, Bacia Alborana, Bacia do Tirreno, e assim por diante.

Este fenômeno persiste por longo tempo, até que a litosfera restitua sua resistência por afinamento crustal (horstes, grábens, erosão) e resfriamento termal, ou seja, volte às condições "normais" anteriores ao fenômeno colisional.

6.4.4. Magmatismo

As faixas móveis colisionais são produtoras principalmente de plutões graníticos cálcio-alcálicos, porque devido ao predomínio de forças compressivas, a maioria dos magmas não consegue atingir zonas superficiais antes da cristalização.

Quatro grupos de intrusões têm sido distinguidos, cada deles associado a um particular estágio de evolução, de acordo com trabalhos de síntese de vários pesquisadores (principalmente da Open University, Inglaterra) nos orógenos colisionais fanerozóicos clássicos da Europa e Ásia. Aliás, uma classificação muito próxima daquelas convencionais "fixistas" (pré, sin, tardi, pós-orogênicos) do passado, mas que tem se mostrado útil, com pequenas adaptações e peculiaridades, em muitas áreas pré-cambrianas onde testadas (Pearce et al., 1984 e Harris et al., 1986), conforme esquema da Figura 6.18.

Grupo I - Magmatismo anterior à colisão, tipo arco vulcânico, de margem continental ativa, com dioritos, tonalitos e granodioritos como rochas predominantes. Corresponde ao "andintipo" de Pitcher (1987), e já foram considerados no tema da subducção. Segundo Condie (1989), estas rochas são formadas por cristalização fracionada de magmas máficos produzidos no manto, antes da colisão.

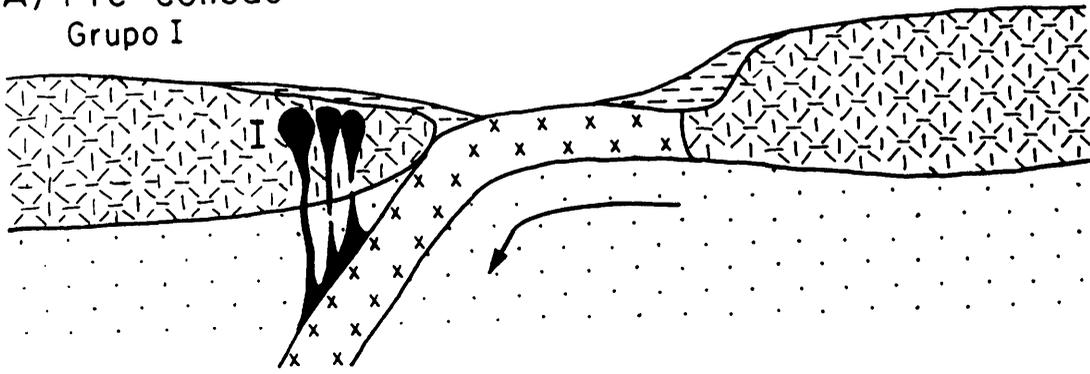
Grupo II - Constituídos pelos leucogranitos sinorogênicos, a muscovita, com ou sem biotita, caracterizado pela presença de encraves metassedimentares, geralmente associados a terrenos migmatíticos (correspondem aos tipo S de Chapell & White, 1974), e em parte aos "hercinótipos" de Pitcher, 1987).

Estas rochas tem caráter peraluminoso, com sílica acima de 70% em peso, são enriquecidas em Rb e Ta e empobrecidas em terras raras pesadas, e apresentam valores elevados de Cs, F e B (turmalina muito freqüente), e de razões isotópicas de Sr. Elementos traços e dados isotópicos são indicativos de fusão crustal na sua formação, e em algumas instâncias de fonte metassedimentar.

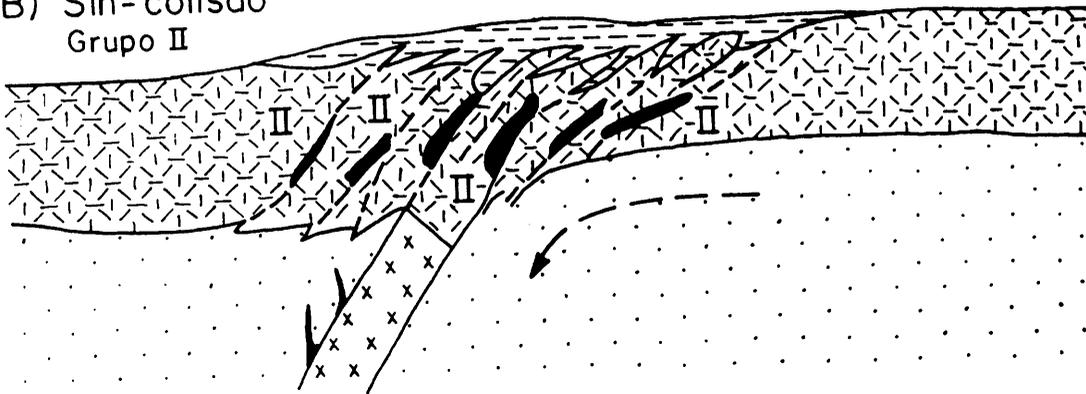
A ausência destes corpos magmáticos em alguns orógenos tem sido atribuído ao fechamento de oceanos relativamente pequenos (Alpes e Hercínides).

Grupo III - Constituído por intrusões tardi a pós-colisionais, de derivação mantélica mas com forte contribuição/contaminação crustal, compreendendo rochas cálcio-alcálicas, variando de gabro a biotita-hornblenda

A) Pré-colisão
Grupo I



B) Sin-colisão
Grupo II



C) Pós-colisão a Tardi-colisão
Grupos III e IV

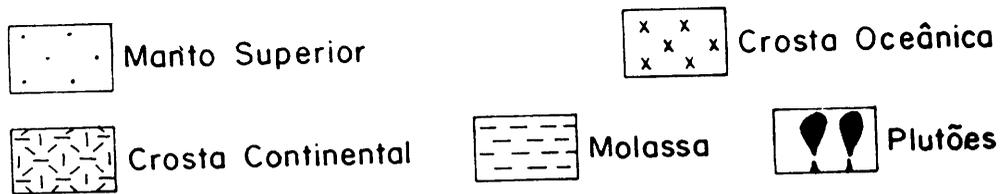
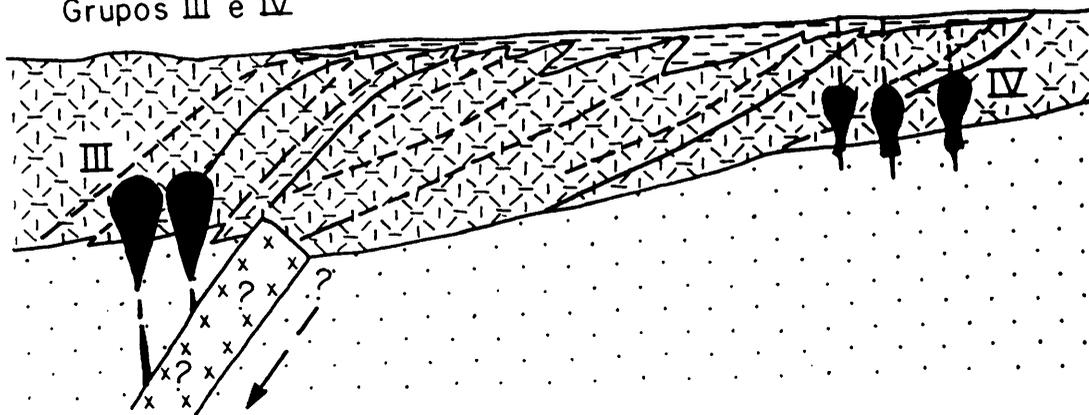


Figura 6.18 - Os grupos de magmatismo dos orógenos colisionais. Fonte: Harris et al. (1986).

tonalitos e granodioritos (muito semelhante àqueles do grupo I). São corpos geralmente colocados em níveis crustais elevados, com contatos bruscos com as encaixantes, desenvolvendo auréolas de metamorfismo, com freqüentes encraves de rochas plutônicas intermediárias, básicas e até ultrabásicas. Sua distinção dos demais grupos é feita pela conotação estrutural e pelas características geoquímicas (altas razões Ta/Nb e Sr 87/Sr 86 e baixas razões K/Rb. Correspondem aos tipos caledonianos de Pitcher (1987), e na ausência de controle de campo e dados geoquímicos, a distinção daqueles pré-colisionais pode ser problemática.

Grupo IV - Corresponde às intrusões pós-colisionais de caráter alcalino, que incluem suites plutônicas de alto nível crustal até manifestações menores hipoabissais, cuja origem pode estar no manto litosférico abaixo da zona de colisão. Álcali-granitos e álcali-sienitos são as rochas mais comuns.

O magmatismo é alcalino em caráter e com características geoquímicas WPM ("within-plate" magma, com altas concentrações de elementos LIL e HFS), e muito comumente está associado com tectônica de riftes e de zonas de transcorrência. Provavelmente são causados por descompressão adiabática, seguinte a processos de espessamento crustal e erosão.

Muitas das características deste grupo podem ser encaixadas naquelas do tipo A de Pitcher (1982) ou anorogênico de Pitcher (1987).

6.4.5. Metamorfismo

Na complexidade já comentada dos orógenos colisionais, são praticamente ilimitadas as possibilidades de metamorfismo regional (plurifacial), metamorfismo de contato, retrometamorfismo (inversão), desenvolvimento de cinturões cataclásticos, etc. Nos Himalaias é propalado o reconhecimento de zoneamento paralelo, de sul para norte) na sua parte central ou "thrust belt", enquanto que praticamente nenhum metamorfismo ocorre no platô do Tibete.

De acordo com os itens precedentes, são muitas as variáveis em jogo, nos diferentes estágios evolutivos dos diferentes compartimentos, estabelecendo condições diversificadas de pressão, temperatura e tempo, as quais são sobrepostas por condições suplementares nos processos subseqüentes de colagem orogênica. Dentro destas muitas possibilidades, definir fácies e zoneamentos esperáveis, de forma acadêmica, não é viável.

Aqui serão comentados dois tipos importantes (não exclusivos) e

que ocorrem com frequência nas faixas colisionais.

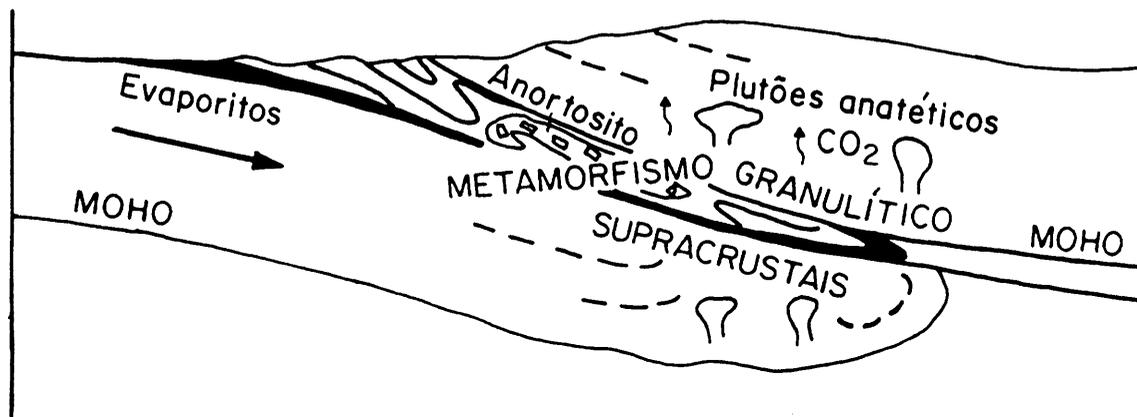
Em primeiro plano, o metamorfismo de altas pressões (a glaucofana, crossita, etc.) que ocorre associado às grandes suturas colisionais, em bandas estreitas e descontínuas, ligado com formações cavalgadas, de melanges ofiolíticas. Estas rochas geralmente apresentam retrometamorfismo sobreposto, e por característica foram formadas enquanto a subducção era ativa (as idades isotópicas são pré-colisionais), e portanto apresentam idades de colocação incisivamente mais jovens. Ou seja, é um tipo de metamorfismo que pertence de fato ao tempo da subducção (obducção), mas que persiste e apresenta-se também nos orógenos colisionais.

O metamorfismo de fácies granulito, caracterizado por altas temperaturas (650 - 900 graus centígrados) aparece de forma ampla sobre terrenos marcados por intensa tectônica tangencial, com mergulhos de foliação subhorizontais a horizontais.

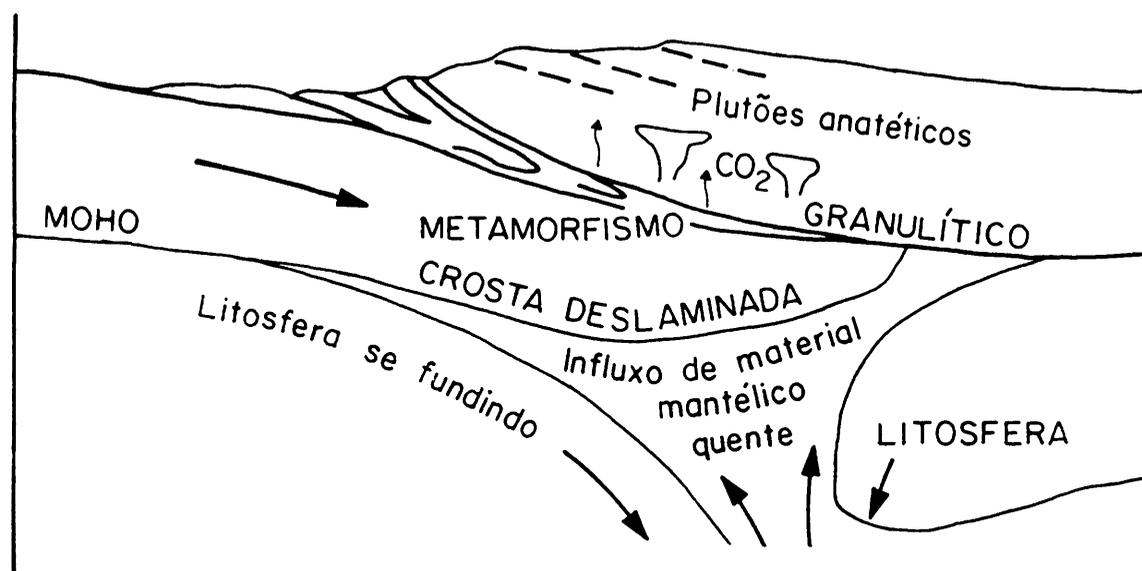
Newton, em 1987, analisou os vários mecanismos possíveis para a formação do fácies de alto grau, destacando os casos de orogenia colisional, ou seja aqueles relacionados com a sobreposição em escala continental de massas continentais, na interface das quais ocorrem sedimentos de plataforma continental (evaporitos em geral, sedimentos de mar raso incluindo depósitos carbonáticos, etc.).

Consoante Newton (Fig. 6.19), nestes casos, as seguintes condições são atingidas ou podem ser atingidas:

- a) importante tectônica horizontal
- b) a energia produzida por radioatividade da crosta duplicada é suficiente para gerar/propiciar temperaturas elevadas na ordem de 700 a 800 graus centígrados.
- c) os fluidos carbônicos - originários dos sedimentos carbonáticos e evaporíticos - podem proteger as rochas crustais soterradas de fusão extensiva; ainda, estes fluidos explicariam a freqüente presença de fluor (micas, anfibólios), boro (sillimanita), sulfatos e carbonatos (em escapolitas) nas rochas.
- d) Os eventos de colisão continental são bem definidos no tempo, sendo considerados do tipo "discretos", ocorrendo sobre um bem definido intervalo de tempo, o que explica bem os dados geocronológicos que são comumente obtidos em rochas granulíticas.
- e) O metamorfismo granulítico tende a ocorrer de forma tardia no tempo, ou seja sucedendo a intensa deformação tangencial, ou seja, dando o



Subducção Continental indiscriminada



Subducção A e Deslaminção (Kröner, 1982)

Figura 6.19 - A formação de rochas na fácies granulito, nos casos de subducção continental indiscriminada (acima) e conseqüente ao processo de deslaminção e afluxo de material astenosférico quente (Kröner, 1981). Fonte: Newton (1987).

intervalo necessário para duplicar a crosta (que possibilita o aquecimento). O crescimento mineral pode localmente obliterar a foliação subhorizontal.

Conforme Newton (op. cit.), em muitos domínios granulíticos há pouca ou nenhuma evidência da preexistência de oceanos, e assim os acontecimentos sedimentares, magmáticos, deformacionais e metamórficos parecem

ter ocorridos inteiramente no meio continental. Newton estabeleceu um primeiro modelo que previa presença anterior de tratos oceânicos. Para a maioria dos casos, o modelo de subducção intracontinental, com deslaminção e afluxo de material astenosférico quente (Kröner, 1981; 1982), da Figura 6.19, abriga com suficiência e vantagens todos os aspectos paleogeográficos e petrológicos acima descritos, sem a necessidade de participação/desenvolvimento de oceanos nos estágios pré-colisionais.

7. COROLÁRIOS E ADITIVOS

As observações feitas no contexto dos itens anteriores carecem de suplementação através de uma série de assertivas, em parte corolários e desdobramentos naturais dos vários temas discutidos (já explícitas algumas, implícitas outras), em parte podem ter algo de caráter adicional, o objetivo é melhor atingir o cerne da moderna Tectônica Global.

Muitos destes chamados aditivos não chegaram ainda à condensação e ao consenso suficiente para figurarem na maioria dos livros-texto de Geotectônica. Aparecem preferencialmente em artigos específicos, traduzindo descobertas e progressos do conhecimento de algumas áreas melhor estudadas, com suficiente respaldo geológico e geofísico, especialmente fora das áreas clássicas do conhecimento e sedes da divulgação.

O enfoque dos corolários procura reforçar os muitos conceitos discutidos, presumindo que são importantes o bastante para serem reiterados, e que podem não terem ficado suficientemente claros e conspicuos como deveriam.

A focalização aqui, em termos de excertos do conhecimento da Tectônica Global que chega aos meados dos anos 90, parece necessária para assentar a "poeira" e modular o "barulho" benquisto decorrente da maneira veloz, e de difícil acompanhamento, do progresso dos conhecimentos. Isto é também forma oportuna de desfazer alguns equívocos usuais (é possível que alguns tenham escapado aos revisores), e adicionalmente servir de fecho adequado para a presente monografia sobre faixas móveis.

1. São muitas as evidências concretas de uma evolução gradativa, contínua e irreversível com o tempo geológico na dinâmica externa (atmosfera-biosfera-hidrosfera, bombardeamento meteorítico, etc.) e interna (decorrente do decréscimo exponencial do fluxo térmico, motor dos processos geodinâmicos) e os seus produtos, em termos geotectônicos e litogenéticos, e ainda, metalogenéticos.

De forma que o atualismo deve ser aceito da forma pragmática pelo seu lado/ângulo metodológico, ou seja, reconhecendo a preservação das leis físicas e químicas do passado ao presente. A Tectônica Global implica no reconhecimento desta evolução irreversível com o tempo geológico, em todos os campos. **O presente é a chave do passado, mas não um espelho.** A evolução irreversível da dinâmica do interior e do exterior do planeta, e suas conseqüências na face da Terra devem ser preâmbulo de qualquer análise.

2. As diferenças entre a crosta e litosfera oceânica e a crosta e litosfera (tectosfera, no caso dos crátons) continental em termos de formação, evolução, estágios de vida, estrutura, composição, características físicas gerais, reciclagem no manto, comportamento reológico, etc. etc. , são uma dualidade que preside ou está no âmago de todos os processos orogenéticos.

Na formação, estruturação, crescimento e desaparecimento de quaisquer delas há sempre um grau de interdependência e estes eventos constituem manifestações da perda de calor do interior da terra.

3. Deste conjunto de diferenças gerais resultam comportamentos com significativa implicação na Tectônica Global e na paisagem de superfície da Terra:

A litosfera continental quanto mais espessa e mais fria mais tende a estabilidade (se preserva), e a impedir sua reciclagem.

A litosfera oceânica quanto mais espessa e mais fria, mais instável e tende a subducção e reciclagem no manto.

4. O caráter não monolítico das placas litosféricas é fato que se caracteriza por diferenças essenciais nas características físicas de suas parcelas (coeficiente de dilatação, densidade, viscosidade, incompressibilidade, heterogeneidades contidas, resistência ao cisalhamento, etc.). Estas diferenças despontam com maiores evidências e conseqüências na litosfera continental.

Fenômenos como deslaminção, "detachment", "desflacamento" ("flake tectonics"), "underplating", não singularidade nem regularidade na formação dos rifteamentos, entre outros, são resultantes naturais e esperados dessas propriedades/características diferentes ao longo dos processos orogenéticos.

5. Dois grupos fundamentais de orógenos - processo de interação de placas litosféricas - são reconhecidos e devem estar mentalizados antes da análise geotectônica regional:

a. Os que estão envolvendo processos completos, com interação dos dois tipos de litosferas, e gerados a partir (da geração) do consumo de litosfera oceânica em plenitude lito-estrutural (tipos usuais, acrescionários, colisionais e transpressionais da maioria dos autores).

b. Os que foram precedidos por condições limitadas de estiramento continental, com participação secundária, esparsa e mesmo ausente de tratos oceânicos (valores limitados do fator beta).

6. É possível estabelecer uma série de gradações na análise da

intensidade da tectônica deformadora das diversas bacias sedimentares, que são geralmente conduzidas por eventos episódicos internos ou adjacentes às bacias (transcorrências, faixas móveis próximas), ou ainda faixas móveis que incorporam e afetam as bacias.

É possível qualificar estes eventos desde muito fracos, fracos, moderados, fortes e muito fortes, nestes dois últimos casos havendo subsídios suficientes para o enquadramento delas como faixas móveis.

7. A litosfera continental classicamente reconhecida pela sua flutuação positiva por causa da sua baixa densidade relativa, em várias circunstâncias pode ser reciclada na astenosfera, em limitadas proporções. Principalmente nos casos de erosão crustal na zona de antearco, ao longo dos processos de subducção B (sedimentos armadilhados na vertente rifteada do “slab” oceânico em subducção, tratos microcontinentais de espessura reduzidas arrastados pela força do “slab” em subducção), e ainda, condicionada e incorporada por processos extensivos de deslaminação (partes importantes do manto litosférico e da crosta inferior) nas margens ou no remoto interior das placas.

Ao seu modo, e sempre em proporções reduzidas, a litosfera continental é destrutível, digerível e submersível. Para o passado geológico, com condições de fluxo térmico mais elevado, esta reciclagem foi mais efetiva. Nos primórdios da “tectônica de placas” estas evidências eram negadas como dogma.

8. Os arcos vulcânicos e magmáticos apresentam variações importantes, no espaço, ao longo de suas extensões, e no decorrer do tempo geológico, passando por fases extensionais, neutras e compressionais, cada uma delas implicando em modificações substanciais no panorama fisiográfico (diferentes zoneamentos), vulcano-sedimentar, sísmico e nos produtos orogenéticos formados.

Esta é uma realidade observada nos exemplares vivos atuais, decorrente da variedade de contextos que chegam à zona de subducção entre outras causas e que, certamente ocorreu ao longo do tempo geológico. Raramente esta possibilidade aparece figurada nos livros-texto e é considerada nos exercícios de regionalização geotectônica dos exemplares fósseis e incorporados em colisões e colagens posteriormente.

9. Ao longo do processo de subducção, vários tratos das heterogeneidades lito-estruturais e fisiográficas da litosfera oceânica aportam a fossa, bem como alguns outros de natureza litosférica discutível e mesmo de litosfera continental (elementos “hard to subduct” = de difícil subducção, em geral). Entre os

principais estão porções de idades diferentes da crosta oceânica, porções rejuvenescidas, guyots, ilhas vulcânicas, platôs, diversos tipos de montes submarinos, cristas assísmicas, cristas meso-oceânicas, pilhas metassedimentares espessas, esparsos microcontinentes, etc.

Cada destes candidatos à subducção vai constituir variável importante e desempenhar papel distinto no processo, com repercussões de várias ordens (na estrutura, magmatismo, etc.) de todo o arco, e até no arcaibouço da faixa móvel a ser formada (microcolisões, terrenos suspeitos). A colisão continental é sempre precedida por estes fatos, e a seu modo é uma espécie de configuração maximizada destes processos.

10. A convergência nunca é paralela (como quase sempre representada graficamente), é sempre angular pelo movimento característico das placas litosféricas. Além das irregularidades naturais das margens continentais (saliências e reentrâncias), sempre haverá, sempre existe entre uma placa e outra que convergem (continentais ou oceânicas) outros blocos e frações litosféricas menores, de diversos tipos ("blocos", microcontinentes, "terrenos", etc.) e natureza. Mesmo porque, a recíproca também é verdadeira, quando se processa a segmentação de uma placa, ela não é regular, nem retilínea, e produz diversos tipos de fragmentos menores.

11. De modo geral, todos os esquemas dos orógenos acrescionários e colisionais são reducionistas, predominando traços retilíneos e paralelismos dos blocos convergentes. É preciso considerar que na maioria das vezes:

a. As zonas extensionais privilegiam descontinuidades preexistentes, e a retilinearidade dificilmente ocorre.

b. A forma é sinuosa das margens continentais, tomando a endentação mais regra que exceção. Lateralmente, subducção (reentrâncias) e colisão (saliências) costuma ocorrer no mesmo trende.

c. O movimento das placas é angular, e isto impede confrontos paralelos mesmo se as margens convergentes forem retilíneas.

d. A convergência oblíqua é um fato predominante na análise do movimento das placas atuais (70% das vezes), e, no passado geológico isto foi mais acentuado.

e. A fissão das placas litosféricas se processa geralmente com irregularidades diversas e produz muitos fragmentos menores intermediários.

12. As faixas orogênicas com a crosta e litosfera continentais espessadas são sítios preferenciais de processos extensionais pós-orogênicos por várias razões atuando conjuntamente: forças de corpo causadas pela compensação isostática (que podem se sobrepor em intensidade às forças de convergência) tendendo para o colapso extensional radial, erosão convectiva da base da TBCL gravitacionalmente instável, acumulação de heterogeneidades estruturais na crosta superior, espessamento da crosta inferior de caráter dúctil, etc.

De forma que a resistência vertical integrada das zonas orogenéticas é inferior à da crosta oceânica, e esta vocação para a distensão oferece boa explicação para o fato porque as faixas orogenéticas costumam se repetir segundo as mesmas linhas, em diferentes ciclos (circunstanciado as colagens ou dinastias).

13. No caso dos orógenos colisionais, cessada a disponibilidade de subdução (B e A), a convergência por vezes continua, e esta aproximação é convertida em movimentos longitudinais, que em alguns orógenos chega a milhares de quilômetros de extensão, com vários estilos estruturais subordinados (grandes transcorrências, bacias "pull apart", "pop up", etc.) e vulcanismo associado.

Estes processos designados sob a égide de "extrusão" ou de "escape tectonics" que têm representação excelente na faixa móvel himalaiana (com estruturas e magmatismo holecênico disponível para seu estudo) são as grandes responsáveis pelo modelado final de muitos orógenos. Nas faixas móveis de Gondwana Ocidental, no limiar do Fanerozóico, o papel desempenhado por estas estruturas de escape foi notável, em termos de "forma final" das faixas orogênicas Brasileiro/Pan Africanas, e sedes de muitas reativações subseqüentes (nos chamados lineamentos ou "shear belts").

14. Todas as construções orogênicas, individuais ou coletivas (colagens), a seus modos e intensidades exercem influências tectônicas, termais e magmáticas nos tipos crustais vizinhos, por dezenas, centenas (arco magmático, transpressão) e mesmo milhares de quilômetros das adjacências da interação (colisão).

A intensividade e a extensividade destes processos de "reativação" ou de "regeneração" depende da magnitude do processo orogênico, mas também das características físicas (preexistência de heterogeneidades crustais e litosféricas, idade cronológica, idade termal, etc.) e estágio evolutivo do tipo crustal adjacente.

De forma que, demarcações regulares e retilíneas são raras,

predominando limites com certo grau de complexidade entre os crátons e as faixas móveis, certamente variáveis consoante a natureza da abordagem e a escala da investigação.

De todos os tipos de interação, a colisão continente-continente é o que tem maior capacidade de penetração placa a dentro (ordem de milhares de quilômetros), com inúmeras repercussões/ativações possíveis para o interior das placas.

15. A percepção do nível crustal em que se está observando a faixa móvel e o conhecimento da evolução geomórfica regional são fatores essenciais para a análise geotectônica, devendo anteceder a utilização de modelos.

Pouco se conhece da infra-estrutura dos orógenos fanerozóicos, ditos paradigmas, e nas regiões mais dissecadas melhor conhecida (15 a 20 km de nível de erosão) o panorama lito-estrutural e metamórfico observado faz lembrar muito aqueles dos orógenos ditos “desfalcados” ou vestigiais do Proterozóico.

As dificuldades de preservar os termos supracrustais mais chamativos (ofiolitos, xistos azuis, sedimentos de mar profundo, cinturões metamórficos emparelhados, etc.) são naturais, até mesmo nos orógenos modernos. E estas supressões vão na decorrência natural das mudanças das condições termodinâmicas, processos de colapso e dissecação erosiva em busca do re-equilíbrio das condições isostáticas que sucedem de imediato às construções orogênicas.

16. O crédito à Tectônica Global e aos seus modelos é na proporção direta do nível do conhecimento geológico (e até mesmo do geográfico inter-continental) e geofísico das faixas móveis. Reversamente, a rejeição ou inaplicabilidade de seus conceitos e modelos decorre dos desconhecimentos de muitas destas premissas, e do conhecimento insuficiente da faixa móvel.

E, nestas, mal conhecidas ainda, quaisquer outros modelos terão problemas de aplicação, a não ser mediante a interposição de dogmas e sofismos anti-científicos. Certamente, o tempo e o aprimoramento do conhecimento geológico/geofísico descartarão naturalmente estas imposições.

17. Trabalhar com hipóteses, teorias e modelos é rotina de todas as ciências e das geológicas também. Mas é preciso insistir que os modelos orogênicos vigentes/atuais no balcão das geociências, veiculados freneticamente pelo mundo ocidental, estão baseados em menos de 15% de toda a superfície do globo (extensão das faixas móveis fanerozóicas) e em cerca de apenas 18 do tempo geológico. A observação de orogenias pré-cambrianas tem ficado de fora na

computação dos modelos mais corriqueiros da bibliografia (vide que Sengör, 1992, tão citado neste texto, só focalizou orogênias fanerozóicas), mesmo porque estes orógenos proterozóicos hoje estão incorporados aos crátons fanerozóicos.

18. Os chamados modelos alternativos, fundados em observações de orógenos proterozóicos da África e da Austrália, devem ser parâmetros de consultas mais freqüentes, posto que em verdade eles estão bem alicerçados em princípios da Tectônica Global, e em experiências cruciais de relevância. Para o caso das faixas móveis proterozóicas do Brasil eles constituem paradigmas mais adequados.

Os modelos de Kröner (1981) - baseado principalmente em orógenos proterozóicos da África (não exclusivamente) e de Etheridge et al. (1987) - baseados nos orógenos paleo-mesoproterozóicos Barramundi, da Austrália - seguem os princípios gerais da Tectônica Global, mostram a viabilidade de sua aplicação no passado geológico, e devem ser referenciais a serem consultados com freqüência pelos que trabalham no Pré-Cambriano.

19. A Tectônica Global está em estágio de fluxo. Os conhecimentos adquiridos no último lustro e as pesquisas em andamento (trazendo a Tectônica mais para o lado das Ciências Exatas) praticamente relegam os conceitos e as premissas da "tectônica de placas" dos anos 60 ao mesmo patamar e desprestígio onde estão os modelos fixistas/geossinclinais que os antecederam neste século.

Há muito para ser feito ainda, e antes de negar de forma contestatória ou adotar pacificamente os modelos de hoje, todas energias, pesquisas, investimentos devem ser canalizadas para aprimorá-los, e dentro do possível passar a desenvolver exercícios de quantificação mais que qualificação.

20. Mesmo para as edificações crustais antigas pré-proterozóicas, assemelhadas (como o Limpopo) ou algo distintas (como os chamados "greenstone belts") aos orógenos proterozóicos e fanerozóicos há evidências notórias de interações de placas a nível global. No recente encontro "Precambrian 95", em Montreal, Quebec, Canadá, vários autores postularam modelos dentro desta concepção de Tectônica Global para o Arqueano (TAG e TBG), com subsídios irretocáveis de geologia e geofísica. Esta será uma tônica e um debate promissor até a passagem do século.

8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALKIMIM, F.F.; BRITO NEVES, B.B.; ALVES, J.A.C. (1993) Arcabouço tectônico do Cráton do São Francisco - Uma revisão. In: DOMINGUEZ, J.M.L.; MISI, A. (ed.) **O "Cráton do São Francisco"**. Salvador. SBG/SGM/CNPq. p.45-62.
- ALLABY, A.; ALLABY, M. (1990) **The concise Oxford Dictionary of Earth Sciences**. Oxford, Oxford University Press, 410p.
- ALMEIDA, F.F.M. (1967) Origem e evolução da plataforma brasileira. **Boletim DGM/DNPM**, n. 241, p.1-36.
- ALMEIDA, F.F.M. (1969) Diferenciação tectônica da plataforma brasileira. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 23., 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, 24., Montreal, 1972. **Proceedings**. Montreal, IUGS. Sect.3, p.339--346.
- ALMEIDA, F.F.M.; HASUY, Y.; BRITO NEVES, B.B. (1976) The upper precambrian of South America. **Boletim IG**, v.7, p.45-80.
- ALMEIDA, F.F.M. (1977) O Cráton do São Francisco. **Revista Brasileira de Geociências**, v.7, p.349-364.
- 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**, v.17, n.1-2, p.1-29.
- ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y. coords. (1984) **O Pré-Cambriano do Brasil**. São Paulo, Edgard Blücher. 378p.
- ALMEIDA, F.F.M. (1989) The igneous record of the mesozoic activation of South America platform. **Geotectonica et Metallogeniia**, v.13, n.4, p.308-325.
- ANHAESSUER, C.A. (1975) Precambrian tectonic environments. **Annual Review of Earth and Planetary Sciences**, n.3, p.31-53.
- ANHAEUSSER, C.R.; MASON, R.; VILJOEN, M.J.; VILJOEN, R.P. (1969) A reappraisal of some aspects of Precambrian Shield Geology. **Geological Society of America Bulletin**, v.80, n.11, p.2175-2200.

- ARGAND, E. (1922) La tectonique de Asie. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 13., Bruxelles, 1922. **Comptu Rendu**. Bruxelles, 1922. p.171-372.
- ASHWAL, L.D.; BURKE, K. (1989) African lithospheric structure, volcanism, and topography. **Earth and Planetary Science Letters**, v.96, n.1-2, p.8-14.
- AUBOIN, J. (1965) **Geosynclines**. Amsterdam, Elsevier. 335p. (Developments in geotectonics, I).
- AUBOIN, J.; BROSSE, R.; LEHMAN, J.P. (1968) **Précis de géologie: tectonique, morphologie, le globe terrestre**. Paris, Dunod. v.3, 550p.
- 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.; SNELSON, S. (1980) Realms of subsidence. In: MIALL, 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).
- 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).
- 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.
- BELOUSSOV, V.V. (1980) **Geotectonics**. Berlin, Springer Verlag, 330p.
- BEN-AVRAHAM, Z.; NUR, A.; COX, A. (1981) Continental accretion: from oceanic plateaus to allochthonous terranes. **Science**, v.213, n.4503, p.47-54.
- BERG, R.R. (1962) Mountain flank thrusting in Rocky Mountain foreland, Wyoming and Colorado. **Bulletin American Association Petroleum Geologists**, v.46, n.11, p.2019-2032.
- BERCKEMANN, H.; HSÜ, K.J. (1982) **Alpine-mediterranean geodynamics**. Washington, American Geophysical Union. 216p. (Geodynamics Series, 7).

- BOGDANOV, A.A. (1966) General problems in Tectonics of old platforms, exemplified by East European Platform. **International Geology Review**, v.8, p.851-868.
- BIRD, P. (1978) Initiation of intracontinental subduction in the Himalaya. **Journal of Geophysical Research**, v.83, n.B10, p.4975-4987.
- BOGOLEPOV, K.V. (1974) Tectonic nomenclature and classification of the principal structural elements of the crust. **Geotectonics**, v.4, p.251-255.
- BRITO NEVES, B.B. (1985) Teorias e modelos em geotectônica. Introdução ao problema. **Boletim IG-USP. Série Didática**, n.1, p.1-73.
- BRITO NEVES, B.B. (1989) Maciços medianos e marginais. Evolução do conceito. **Boletim IG-USP. Série Didática**, n.3, 1-141.
- BRITO NEVES, B.B.; CORDANI, U.G. (1991) Tectonic evolution of South America during the Late Proterozoic. **Precambrian Research**, v.53, n.1/2, p.23-40.
- BRITO NEVES, B.B. (1992) O fenômeno da ativação no contexto da tectônica global. **Boletim IG-USP. Série Didática**, n.4, p.1-174.
- BRITO NEVES, B.B.; ALKIMIM, F.F. (1993) Cráton: evolução de um conceito. In: DOMINGUEZ, J.M.L.; MISI, A. (eds.) **O Cráton do São Francisco**. Salvador. SBG/SGM/CNPq, p.1-10.
- BROOKFIELD, M.E. (1977) The emplacement of giant ophiolite nappes. I - Mesozoic-Cenozoic examples. **Tectonophysics**, v.37, n.4, p.247-303.
- BROWN, W.G. (1988) Basement involved tectonics foreland areas. **AAPG Education Course Note Series**, v.26, p.1-92.
- BUCHER, W. (1933) **The deformation of the earth's crust**. Princeton, Princeton University Press. 518p.
- BUKHARIN, A.K.; PYATKOV, K.K. (1973) Eugeosynclinal, miogeosynclinal and transitional structures (as illustrated in Usbekistan). **Geotectonics**, v.2, p.86-89.
- 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.; COOPER, C.; DEWEY, J.F.; MANN, P.; PINDELL, J.L. (1984) Caribbean Tectonics and relative plate motions. **Geological Society of America Memoir**, v.162, p.31-63.
- 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.
- CAREY, S.W. (1955) The orocline concept in geotectonics. **Royal Society Tasmania Proc.** v.89, p.255-288.
- CAREY, S.W. (1958) (ed.) **Continental Drift: a symposium**. Hobart, Geology Department University of Tasmania. 356p.
- CAREY, S.W. (1983) (ed.) **The Expanding Earth: a symposium**. Hobart, Geology Department University of Tasmania. 473p.
- CHAPPEL, B.W.; WHITE, A.J.R. (1974) Two contrasting granite types. **Pacific Geology**, v.8, p.173-174.
- CHEN GUODA (1984) On the geotectonic nature of the Fen-Wei Graben a rift type Diwa (geodepression) system. **Geotectonica et Metallogenia**, v.8, n.4, p.319-326.
- CLARK Jr., S.P.; BURCHFIEL, B.C.; SUPPE, J. (1988) Processes in continental lithospheric deformation. **Special Paper. Geological Society of America**, n.218, p.1-209.
- CLIFFORD, T.N. (1970) The structural framework of Africa. In: CLIFFORD, T.N., GASS, I.G. (eds.) **African magmatism and tectonics**. Darien, Conn. Hafner. p.1-26.
- COLLEMAN, R.G. (1971) Plate Tectonic emplacement of upper mantle peridotites along continental edges. **Tectonophysics**, n.4, p.479-498.
- CONDIE, K. (1982) Early and Middle Proterozoic supracrustal succession and their tectonic settings. **American Journal of Science**, v.282, n.3, p.341-357.
- CONDIE, K.C. (1989) **Plate tectonics and crustal evolution**. 3 ed. Oxford, Pergamon Press. 476p.
- CONEY, P.J. (1970) Geotectonic Cycle and the new global tectonics. **Geological Society of America Bulletin**, v.81, n.3, p.739-747.
- CONEY, P.J. (1972) Cordilleran tectonics and North America plate motion. **American Journal of Science**, v.272, n.7, p.603-678.
- CONEY, P.J. (1973a) Non collision tectogenesis in Western North America. In: TARLING, D.H.; RUNCORN, S.K. (eds.) **Implications of Continental Drift to the Earth Sciences**. London. Academic Press. v.2, p.713-730.
- CONEY, P.J. (1973b) Plate Tectonics of Marginal Foreland Thrust-fold belts. **Geology**, v.1, n.3, p.131-134.
- CONEY, P.J. (1987) The regional tectonic setting and possible causes of Cenozoic

- 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).
- FIGUEIREDO, A.M.F.; RAJA GABAGLIA, G.P. (1986) Sistema classificatório aplicado às bacias sedimentares brasileiras. **Revista Brasileira de Geociências**, v.16, n.4, p.350-369.
- GARETSKIY, R.G.; SHLEZINGER, A.L.; YANSHIN, A.L. (1981) Principal factors controlling the structure and development of young cratons. **Geotectonics**, v.15, n.5, p.375-378.
- GASS, I.G. (1990) Ophiolites. In: MOORES, E.M. (ed.). **Shaping the Earth. Tectonics of Continents and Oceans**. New York. W.H.Freemann, p.112-124.
- GILBERT, G.K. (1890) Lake Bonneville. **United States Geological Survey**, Monograph, 1, 438p.
- GLAESSNER, M.F.; TEICHERT, C. (1947) Geosynclines: a fundamental concept in geology. **American Journal of Science**, v.245, n.8, p.465-482.
- GOODWIN, A.M. (1991) **Precambrian Geology**. London, Academic Press, 666p.
- GUO-DA, C. (1959a) The third basic structural element of the Earth's crust. **Kexue Tongbao**, 1959, p.94-95. (em chinês)
- GUO-DA, C. (1959b) Theory of progression with transformation between mobile and stable regions of the Earth's crust. **Acta Geologica Sinica**, v.39, n.3, p.292-302.
- HAARMANN, E. (1926) Tektogenese oder Geofugebildung statt Orogenese oder Gebirgsbildung. **Deutsche Geologische Gesellschaft**, v.18, p.105-107.
- HADLEY, D.; KANAMORI, H. (1977) Seismic structure of the Transverse Ranges, California. **Geological Survey of America Bulletin**, v.88, n.10, p.1469-1478.
- HALL, J. (1859) Description and figures of the organic remains of the lower Heldeberg Group and the Oriskany Sandstone. **Natural History of New York, Paleontology**, n.3, p.1-544.
- HARRIS, N.B.W.; PEARCE, J.A.; TINDLE, A.G. (1986) Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: COWARD, M.P.; RIES, A.C. (eds.) **Collision tectonics**. Oxford, Geological Society bu Blackwell. p.67-81. (Geological Society, Special Publication, 19).
- HATCHER Jr., R.D. (1972) Development model for the Southern Appalachians. **Geological Survey of America Bulletin**, v.83, n.9, p.2735-2760.
- HATCHER Jr., R.D.; WILLIAMS, H. (1986) Mechanical model for single thrust sheets

- DEWEY, J.F.; BIRD, J.M. (1970a) Mountain belts and the new global tectonics. **Journal of Geophysical Research**, v.75, n.14, p.2625-2647.
- DEWEY, J.F.; BIRD, J.M. (1970b) Plate Tectonics and geosynclines. **Tectonophysics**, v.10, n.5-6, p.629-638.
- 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.533-574. (The Geological Association of Canada, sp. paper, 20).
- 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).
- DEWEY, J.F. (1988) Extensional collapse of orogens. **Tectonics**, v.7, n.6, p.1123-1139.
- DICKINSON, W.R. (1974a) Plate tectonics and sedimentation. In: DICKINSON, W.R. (ed.) **Tectonics and sedimentation**. Tulsa, SEPM, p.1-27. (Society of Economic Paleontologist and Mineralogists, special publication, n.22).
- DICKINSON, W.R. (1974b) **Tectonics and sedimentation**. Tulsa, SEPM, 204p. (Society of Economic Paleontologist and Mineralogists, special publication, n.22).
- DICKINSON, W.R.; SEELY, S. (1979) Structure and stratigraphy of Forearc Regions. **American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, v.63, n.1, p.2-31.
- DIETZ, R.S. (1963) Collapsing continental rises: an actualistic concept of geosynclines and mountain building. **Journal Geology**, v.71, n.6, p.314-333.
- DIETZ, R.S.; HOLDEN, J.C. (1974) Collapsing Continental Rises; actualistic concept of geosynclines: a review. In: DOTT Jr., R.H.; SHAVER, R.H. (ed.) **Modern and ancient geosynclinal sedimentation**. Tulsa, SEPM, p.14-25. (Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special publication, n.19).
- DOTT Jr., R.H.; SHAVER, R.H. (1974) **Modern and ancient geosynclinal sedimentation**. Tulsa, SEPM, 380p. (Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, 19).
- DRAKE, C.L. (1966) Recent investigations on the continental margin of eastern United States. **Geological Survey of Canada**, paper 66-15, p.33-47.
- ETHERIDGE, M.A.; RUTLAND, R.W.R.; WYBORN, L.A.I. (1987) Orogenesis and

- 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).
- CORDANI, U.G. (1978) Comentários filosóficos sobre a evolução geológica Pré-Cambriana. **Publicação Especial. SBG. Núcleo Bahia**, n.3, p.33-41. (Anais da Reunião Preparatória para o Simpósio sobre o Cráton do São Francisco e suas Faixas Marginais).
- 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**, v.15, p.1-70.
- COWARD, M.P.; RIES, A.C. (1986) **Collision tectonics**. Oxford, Blackwell. 415p. (Geological Society Special Publication, 19).
- CROOK, K.A.W. (1969) Contrasts between Atlantic and Pacific geosynclines. **Earth Planetary Science Letters**, v.5, n.7, p.429-438.
- CROOK, K.A.W. (1980) Fore-arc evolution and continental growth. **Journal of Structural Geology**, v.2, n.3, p.289-303.
- CROUGH, S.T. (1979) Hot spot epeirogeny. **Tectonophysics**, v.61, n.1-3, p.321-333.
- CROUGH, S.T. (1983) Hot spot swells. **Annual Review of Earth and Planetary Science**, v.11, p.165-193.
- DAHLEN, F.A.; SUPPE, J. (1988) Mechanics, growth and erosion of mountain belts. **Special Paper Geological Society of America**, n.218, p.161-178.
- DANA, J.D. (1866) Observations on the origin of some of the Earth's features. **American Journal of Science**, v.42, n.125, p.205-253.
- DANA, J.D. (1873) On some results of the Earth contraction from cooling, including a discussion of the origin of mountain and the nature of the Earth's interior. **American Journal of Science**, ser.3, v.5, p.423-443; v.6, p.6-14; p.104-115; p.161-171.
- DALZIEL, I.W.D. (1984) The Scotia Arc: an International Geological Laboratory. **Episodes**, v.7, n.3, p.8-13.
- DENNIS, J.G. (1967) International Tectonic Dictionary-English Terminology. Tulsa. **American Association of Petroleum Geologists, Memoir 7**, 196p.
- DENNIS, J.D. (1969) Continental Margins: a model for the transition from Atlantic type of Andean type. **Earth and Planetary Science Letters**, v.6, p.189-197.

- and their relationships to the mechanical behavior of orogenic belts. **Geological Society of America Bulletin**, v.97, n.8, p.975-985.
- HAUG, E. (1909) Les géosynclinaux de la chaîne des Alpes pendant temps secondaires. **Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris**, 148.
- HELWIG, J. (1974) Eugeosynclinal basement and a collage concept of orogenic belts. In: DOTT Jr., R.H.; SHAVER, R.H. (eds.) **Modern and ancient geosynclinal sedimentation**. Tulsa, SEPM, p.359-376. (Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, 19).
- HESS, H.H. (1938) Gravity anomalies and island arc structures, with particular reference to the West Indies. **American Philosophical Society. Proceedings**, v.79, p.71-96.
- HILLS, E.S. (1940) The lunette, a new land form of aeolian origin. **Australian Geographer**, v.3, n.7, p.15-21.
- HILLS, E.S. (1963) **Elements of structural geology**. New York. John Wiley & Sons, 483p.
- HOFFMAN, P.F. (1989) Speculations on Laurentia's first gigayear (2.0 to 1.0 Ga). **Geology**, v.17, n.2, p.135-138.
- 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**, v.11, n.10, p.1377-1442.
- 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).
- HSÜ, K.J. (1982) **Mountain building processes**. London, Academic Press. 263p.
- JAIN, V.E. (1980) **Geotectónica general**. Moscow, MIR. 2v. Vide KHAIN (1980).
- JAMES, D.E. (1994) Structure and dynamics of the continental lithosphere. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON THE PHYSICS AND CHEMISTRY OF THE UPPER MANTLE (ISUM), São Paulo, 1994. **Invited Lectures**. São Paulo, p.151-164.
- JORDAN, T.H. (1978) Composition and development of the continental lithosphere. **Nature**, v.274, n.5671, p.544-548.
- JORDAN, T.H. (1981) Continents as a chemical boundary. **Philosophical Transactions Royal Society of London. A**, v.301, p.359-373.

- KAMALETDINOV, M.A.; KAZANCEV, Y.; KAZANCEVA, T.T.; POSTNIKOV, D. (1987) **Chariage and overthrust structures in Platform Basement** (in Russo). Moscow, Nauka, 115p.
- KARIG, D.E. (1971) Origin and developmente of marginal basins in the Western Pacific. **Journal of Geophysics Research**, v.76, n.11, p.2542-2561.
- KARIG, D.E. (1972) Remnant arcs. **Geological Society of America Bulletin**, v.83, n.4, p.1057-1058.
- KARIG, D.E. (1982) Initiation of subduction zones: implications for arc evolution and ophiolite development. **Geological Society of London, Special Paper**, v.10, p.563-576.
- KAY, M. (1947) Geosynclinal nomenclature and the craton. **Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists**, v.31, n.7, p.1289-1293.
- KAY, M. (1951) North American geosynclines. **Geological Society of American Memoir**, v.48, 143p.
- KEAREY, P.; VINE, F.J. (1990) **Global Tectonics** (Geoscience Text). Oxford, Blackwell Scientific Publications. 302p. (Geoscience Texts)
- KELLOG, J.N.; BONINI, W.E. (1982) Subduction of the Caribbean Plate and Basement Uplifts in the overriding South American Plate. **Tectonics**, v.1, n.3, p.251-276.
- KHAIN, V.E. (1960) Main types of tectonics structures, their principal features and probable origin. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 21., Copenhagen, 1960. **Proceedings**. Copenhagen, v.18, p.215-226.
- KHAIN, V.E. (1980) Vide JAIN, V.E. (1980).
- KHAIN, V.Ye.; SHEYNMANN, Yu.M. (1962) Hundredth anniversary of the geosynclinal theory. **International Geology Review**, v.4, n.2, p.166-198.
- KHAIN, V..E.; MURATOV, M.V. (1968) Geosynclinal belts, orogenic belts folded belts and their relation in time and space. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 23., Praga, 1968. **Proceedings**. Praga, Academia, v.3, p.9-13.
- KLEMPERER, S.L. (1983) Cratonization & Continental Evolution. **Geotimes**, v.28, n.9, p.15.
- KINGSTON, D.R.; DISHROON, C.P.; WILLIAMS, P.A. (1983) Global basin classification system. **AAPG Bulletin**, v.67, n.2, p.2175-2193.
- KÖBER, L. (1912) **Über Bau und en der Ostalpen**. Wien, Franz Deuticke. s.p.
- KÖBER, L. (1914) Alpen und Dinariden. **Geologische Rundschau**, n.5, p.175-204.

- KÖBER, L. (1921) **Der Bau der Erde**. Berlin, Borntraeder. 500p.
- KÖBER, L. (1923) **Bau und Entstehung der Alpen**. Berlin, Borntraeger. 379p.
- KÖBER, L. (1955) **Bau und Entstehung der Alpen**. 2.ed. Wien, Franz Deuticke. 379p.
- KRENKEL, E. (1922) **Die Bruchzonen Ostafrikas**. Berlin. Borntraeger, 184p.
- KRÖNER, A. (1977) The Precambrian geotectonic evolution of Africa: plate accretion versus plate destruction. **Precambrian Research**, v.4, n.2, p.163-213.
- KRÖNER, A. (1981) Precambrian plate tectonics. In: KRÖNER, A. (ed.) **Precambrian plate tectonics**. Amsterdam, Elsevier. p.57-90.
- KRÖNER, A. (1987) **Proterozoic lithospheric evolution**. Boulder, American Geophysical Union, 273p. (Geodynamics Series, 17).
- LIPPARD, S.J.; SHELTON, A.W.; GASS, I.G. (1986) The ophiolites of northern Oman. **Geological Society of London Memoir**, v.11, p.1-178.
- LITHERLAND, M.; BLOOMFIELD, K. (1981) The proterozoic history of Eastern Bolivia. **Precambrian Research**, v.15, n.2, p.157-179.
- LOWELL, J.D. (1974) Plate tectonics and foreland basement deformation. **Geology**, v.2, n.6, p.274-278.
- MARSHAK, S. (1994) The origin of map-view curvature of mountain belts. **REM: Revista da Escola de Minas**, v.47, n.1, p.22-23.
- MASAYTIS, V.L.; STARITSKIY, Yu.G. (1967) The "diwa" structures of East Asia. **International Geology Review**, v.9, n.2, p.230-236.
- MATSUMOTO, T. (1967) Fundamental problems in the circum-pacific orogenesis. **Tectonophysics**, v.4, n.4-6, p.595-613.
- MARTIN, H.; PORADA, H. (1977a) The intracratonic branch of the Damara Orogen in South West Africa. I. Discussion of geodynamic models. **Precambrian Research**, v.5, n.4, p.311-338.
- MARTIN, H.; PORADA, H. (1977b) The intracratonic branch of the Damara Orogen in South West Africa. II. Discussion of relationships with the Pan-African mobile belt system. **Precambrian Research**, v.5, n.4, p.339-357.
- MARTIN, H.; EDER, F.W. (1983) **Intracontinental fold belts**. Berlin, Springer Verlag. 945p.
- MATTAUER, M. (1986) 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, n. 19).
- McCALL, G.J.H., ed. (1983) **Ophiolitic and related melanges stroudsburg**. Stroudsburg, Hutchinson Ross Publishing Co., 421p.
- McCLAY, K.R.; PRICE, N.J. (1981) **Thrust and nappe tectonics**. Oxford, Blackwell. 539p.
- McKENZIE, D.P. (1978) Some remarks on the development of sedimentary basins. **Earth Planetary Science Letters**, v.40, n.1, p.29-32.
- MERCIER, J.; VERGELY, P. (1992) **Tectonique**. Paris. Dunod, 214p.
- MITCHELL, A.H.; READING, H.G. (1969) Continental margins, geosynclines and ocean floor spreading. **Journal of Geology**, v.77, n.6, p.629-646.
- MIYASHIRO, A. (1982) Precambrian orogenies. In: MIYASHIRO, A.; AKI, K.; SENGÖR, A.M.C. (eds.) **Orogeny**. Chichester, John Wiley. p.213-237.
- MIYASHIRO, A. (1973) Paired and unpaired metamorphic belts. **Tectonophysics**, v.17, n.3, p.241-254.
- MIYASHIRO, A.; AKI, K; SENGÖR, A.M.C. (1982) **Orogeny**. Chichester, John Wiley. 242p.
- MOLNAR, P.; TAPPONIER, P. (1975) Cenozoic tectonics of Asia: effects of a Continental Collision. **Science**, v.189, n.4201, p.419-426.
- MOLNAR, P.; TAPPONIER, P. (1981) A possible dependence of Tectonic strength on the age of the crust in Asia. **Earth Planetary Science Letters**, v.52, p.107-114.
- MURATOV, M.V. (1968) Geosynclinal folded belts and systems. Stages of development and igneous activity. **International Geology Review**, v.10, n.12, p.1386-1402.
- MURATOV, M.V. (1972) Main structural elements of the crust on continents their interrelations and age. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 24., Montreal, 1972. **Proceedings**. Montreal. v.3. p.71-78.
- MURATOV, M.V. (1974) Principal types of basins of ancient platforms and the problem of their origin. **International Geology Review**, v.16, n.2, p.125-132.
- MURATOV, M.V. (1977) **The Origin of Continents and Ocean Basins**. Moscow, MIR. 191p.
- MURPHY, J.B.; NANCE, R.D. (1992) Mountain Belts and the Supercontinent Cycle. **Scientific American**, v.266, p.84-91.
- MURRELL, S.A.F. (1986) Mechanics of tectogenesis in plate collision zones. In: COWARD, M.P.; RIES, A.C. (eds.) **Collision tectonics**. Oxford, Geological

- Society by Blackwell, p.95-111. (Geological Society, Special Publication, n.19).
- NATIONAL RESEARCH COUNCIL. GEOPHYSICS STUDY COMMITTEE. (1980) **Continental tectonics**. Washington, National Academy of Science. 197p. (Studies in Geophysics).
- NEWTON, R.C. (1987) Petrologic aspects of precambrian granulite facies terrains bearing on their origins. In: KRÖNER, A. (ed.) **Proterozoic lithospheric evolution**. Washington, American Geophysical Union; Boulder, Geological Society of America, p.11-26. (Geodynamics Series, v.17).
- PARIS, J.P.; LILLE, R. (1977) New Caledonia: evolution from Permian to Miocene. Mapping data and hypotheses about Geotectonics. In: TECHNIPRINT (ed.) **Geodynamics in South West Pacific**, Paris, p.195-208.
- PARK, R.G.; JAROSZEWSKI, W. (1994) Craton tectonics, stress and sismicity. In: HANCORK, P.L. (ed.) **Continental deformation**. Oxford, Pergamon Press, p.200-222.
- PEARCE, J.A.; HARRIS, N.B.W.; TINDLE, A.G. (1984) Trace element discrimination diagram for the tectonic interpretation of Granitic Rocks. **Journal of Petrology**, v.25, n.4, p.956-983.
- PITCHER, W.S. (1979) The nature, ascent and emplacement of granite magma. **Journal of Geological Society of London**, v.136, p.627-662.
- PITCHER, W.S. (1982) Granite type and tectonic environment. In: HSÜ, K. (ed.) **Mountain building processes**. London Academic Press, p.19-40.
- PITCHER, W.S. (1987) Granites and yet more granites forty years on. **Geologische Rundschau**, v.76, n.1, p.51-79.
- POWELL, C.M.; CONAGHAN, P.J. (1973) Plate tectonics and the Himalayas. **Earth Planetary Letters**, v.20, n.1, p.1-12.
- RAMOS, V.A. (1988) The tectonics of the Central Andes; 30° to 33°S latitude. **Special Paper. Geological Society of America**, n.218, p.31-54.
- RAMOS, V.A. (1994) Tectonica andina. (Notas de aulas).
- RAMSAY, J.G.; HUBER, M.I. (1987) **The techniques of modern structural geology**. London, Academic Press, v.2, 699p.
- RAJA GABAGLIA, G.P.; FIGUEIREDO, A.M.F. (1990) Evolução dos conceitos acerca das classificações de bacias sedimentares. In: RAJA GABAGLIA, G.P.; MILANI, E.J. (eds.) **Origem e evolução das bacias sedimentares**, Rio de Janeiro. Petrobrás, p.31-45.

- RODGERS, J. (1971) The Taconic Orogeny. **Geological Society of American Bulletin**, v.82, n.5, p.1141-1178.
- ROGERS, J.J.W. (1993) **A history of the Earth**. New York, Cambridge University Press.
- SACCHI, R.; CADOPPI, P. (1988) Oroclines and pseudo-oroclines. **Tectonophysics**, v.146, n.1-4, p.47-58.
- SALOP, L.I.; SCHEINMANN, Yu.M. (1969) Tectonic history and structures of platforms and shields. **Tectonophysics**, v.7, n.5-6. p.565-597.
- SAVINSKIY, K.A. (1973) Problems with boundaries of the Siberian Platform. **International Geology Review**, v.15, n.1, p.66-75.
- SCHUCHERT, C. (1923) Sites and natures of the North American geosynclines. **Geological Society of America Bulletin**, v.34, n.2, p.151-260.
- SENGÖR, A.M.C. (1976) Collision of irregular continental margins: implications for foreland deformation of alpine-type orogens. **Geology**, v.4, n.12, p.779-782.
- SENGÖR, A.M.C.; BURKE, K. (1978) Relative timing of rifting and volcanism on earth and its tectonic implications. **Geophysical Research Letters**, v.5, n.6, p.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**, v.278, n.1, p.24-40.
- SENGÖR, A.M.C. (1985) The story of Tethys: How many wives did Okeanos have? **Episodes**, v.8, n.1, p.3-12.
- SENGÖR, A.M.C. (1990) Plate tectonics and orogenic research after 25 years: a Tethyan perspective. **Earth Science Review**, v.27, n.1-2, p.1-201.
- SENGÖR, A.M.C. (1991) Orogenic Architecture as a guide to size of ocean lost in collisional mountain belt. **Bulletin of the Technical University of Istanbul**, v.44, n.1-2, p.43-74.
- SLOSS, L.L. (1963) Sequences in the cratonic interior of North America. **Geological Society of America Bulletin**, v.74, n.2, p.93-114.
- SLOSS, L.L. (1988) Tectonic evolution of the craton in Phanerozoic time. In: SLOSS, L.L. (ed.) **Sedimentary Cover - North American Craton - USA**. Boulder, Geological Society of America, **The Geology of North America**, v.D-2, p.25-51.
- SLOSS, L.L.; SPEED, R.C. (1974) Relationships of cratonic and continental-margin tectonic episodes. In: DICKINSON, W.R. (ed.) **Tectonics and sedimentation**.

- Tulsa, SEPM, p.98-119. (Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, n.22).
- SOARES, P.C.; LANDIM, P.M.B.; FULFARO, V.J. (1974) Avaliação preliminar da evolução geotectônica das bacias intracratônicas brasileiras. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28., Porto Alegre, 1974. **Anais**. Porto Alegre, SBG. p.61-83.
- STILLE, H. (1936) The present tectonic state of the earth. **Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists**, v.20, n.7, p.849-879.
- STILLE, H. (1939) Zur frage der herkunft der magmen. **Preussische Akademie der Wissenschaften, Physikalisch - Mathematische Klasse Abhandlungen**, n.19, p.1-31.
- STILLE, H. (1944a) Eindührung 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 Abhaudlungenn**, n.3, p.5-11.
- STILLE, H. (1945) Die zirkumpazifischen faultungen in Raum und Zeit. **Geotektonische Forsch**, n.7/8, p.261-323.
- STILLE, H. (1949) Uralte Anlagen in der Tektonik Europas. **Zeitschrift der Deutschen Geologie Gesellschaft**, v.99, p.150-174.
- STILLE, H. (1950) Der subsequente "Magmatismus". **Abhandlung zur geotektonik**, v.3, p.9-19.
- STILLE, H. (1955) Recent deformations of the earth's crust in the light of those of earlier ep . **Special Paper. The Geolgical Society of America**, v.62, p.171-192.
- STILLE, H. (1958) Einiges über die Weltozeane und ihre Umrahmunhsräume. **Geologie**, n.3-6, p.284-
- SUESS, E. (1918-21) **La face de la terre**. Paris, Armand Colin. 3v. Trad. E.de Margerie.
- SUESS, E. (1983) Vide SUESS, E. (1918).
- SUPPE, J. (1985) **Principles of structural geology**. New Jersey, Prentice Hall, 537p.
- TAPPONIER, P.; MOLNAR, P. (1976) Slip-line field theory and large-scale

- continental tectonic. **Nature**, v.264, n.5584, p.319-324.
- TAPPONIER, P.; MOLNAR, P. (1979) Active faulting and cenozoic tectonics of the Tien Mongolia and Baykal regions. **Journal of Geophysical Research**, v.84, n.B7, p.3425-3459.
- TAPPONIER, P.; PELTZER, G.; ARMIJO, R. (1986) On the mechanics of the collision between India and Asia. **Geological Society of London, Special Publication**, n.19, p.115-158.
- THOM, W.T.Jr. (1977) The relation of deep-soated faults to the surface structural features of central Montana. **American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, n.7, p.1-13.
- TOKSOZ, M.N.; BIRD, P. (1977) Modelling of temperatures in continental converge zones. **Tectonophysics**, n.41(1-3), p.181-193.
- TUYEZOV, I.K. (1967) Transition stages of ancient platforms in URSS. **International Geology Review**, v.9, n.4, p.584-597.
- UNRUG, R. (1993) Geodynamic map of Gondwana supercontinent assembly. In: **GONDWANALAND SUTURES AND FOLD BELTS, IGCP PROJECT 288**. Dayton, 1993. **Final Legend**. Dayton. p.1-
- UYEDA, S. (1986) Facts, ideas and open problems on trench-arc-back-arc systems. In: WENZEL, F.C. (ed.) **Origin of Arcs**. Amsterdam, Elsevier, p.435-460.
- VAN DER VOO, R. (1993) **Paleomagnetism of the Atlantic, Tethys and Iapetus Oceans**. Cambridge, Cambridge University Press. 411p.
- VAUCHEZ, A.; NICOLAS, A. (1991) Mountain building: strike-parallel motion and mantle anisotropy. **Tectonophysics**, v.185, n.3-4, p.183-201.
- WELLS, F.G. (1949) Ensimatic and ensialic geosynclines. **Geological Society of America Bulletin**, v.60, n.12, p.1926-1927.
- WILLIE, P.J. (1971) **The dynamic earth: textbook in geosciences**. New York, John Wiley. 416p.
- WILSON, J.T. (1965) Transform faults oceanic ridges and magnetic anomalies South-west of Vancouver Island. **Science**, v.150, n.3697, p.482-485.
- WILSON, J.T. (1966) Did the Atlantic close and then reopen? **Nature**, v.211, n.5050, p.676-681.
- WINDLEY, B. (1984) **The evolving continents**. 2. ed. Chichester, John Wiley. 399p.
- WINDLEY, B. (1995) **The evolving continents**. 3. ed. Chichester, John Wiley.

526p.

- WOODCOCK, N.H. (1986) The role of strike-slip fault at plate boundaries. **Philosophical Transactions Royal Society of London**, v.A317, p.13-29.
- YANSHIN, A.L.; GARETSKIY, R.G.; SHLEZINGER, A.Ye. (1974) Role of the URSS Academy of Science in development of the theory of platforms and some present aspects of this theory. **Geotectonics**, v.3, p.127-134.
- ZIEGLER, P.A. (1987) Compressional intra-plate deformations in the Alpine foreland - an introduction. **Tectonophysics**, v.137, n.1-4, p.1-5.
- ZONESHAYN, L.P. (1967) Tectonics of the folded regions of Central Asia (The structural patterns of geosynclinal regions). **Geotectonics**, v.6, p.356-365.
- ZONESHAYN, L.P. (1968) Paleozoic structures of the folded belt of central Asia and their comparison with middle european paleozoides. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 23., Praga, 1968. **Proceedings**. Praga, v.9, p.305-312.
- ZONESHAYN, L.P.; SAVOSTIN, L.A.; BARANOV, B.V. (1984) Plate boundaries of the URSS. **Episodes**, v.7, n.1, p.43.
- ZWART, H.J. (1967) The duality of orogenic belts. **Geology en Minjbaw**, v.46, n.8, p.283-309.
- ZWART, H.J.; CALAS, P.; KOCKEL, F.; PERCONIG, E. (1980) Craton (Verbete 1080). In: VISSER, W.A. (ed.) **Geological Nomenclature**. London, Martinus Niihoff. 31p.