

AMERICA DO SUL: QUATRO FUSÕES, QUATRO FISSÕES E O PROCESSO ACRESCIONÁRIO ANDINO

BENJAMIM BLEY DE BRITO NEVES

ABSTRACT *SOUTH AMERICA: FOUR FUSIONS, FOUR FISSIONS AND THE ANDEAN ACCRECTIONARY PROCESS* The aim of this article is to try to interpret - as a first approximation - the evolution of the South American continent from the point of view of the Supercontinents Theory of the new Global Tectonics. It is preliminarily reiterated that the individualization of this lithospheric segment as a continent (geotectonic sense) is a fact younger than 100 Ma old, although we know about a crustal evolutionary history - as participant of other continental configurations as older as 3.5 Ga. Most of those previous continental configurations were larger in size than this now presented.

Four major processes of (super)continental agglutination are being identified and they will be described, three of them Precambrian in age in the upper part of the Proterozoic eras (Paleoproterozoic, Mesoproterozoic and Neoproterozoic). The last of these agglutination processes took place in Early Mesozoic times, after a long and complex Paleozoic history of accretions and interior collisions. Following each of these agglutination events there were wide processes of continental break up (taphrogenesis) and dispersion (drift) of the descendant lithospheric segments, as result of the dissipation of heat from asthenospheric realms.

The last process of dispersion, after the Triassic continental collage (Pangea supercontinent) is still under way, in terms of the present growth of the Atlantic Ocean. Só, it has partially been coeval of the concurrent accretionary processes in the Andean Chain, which are somehow leading to a future continental agglutination (when of the disappearance of The Pacific and Caribbean oceanic segments). Such development of these two different and concurrent processes (at the western and eastern margin) is the responsible for the present shape and concept of the continent, which has to be understood just as a particular instance (and configuration) of an ongoing complex evolutionary trajectory of this continental lithospheric segment.

Keywords: fusion, fission, collage, supercontinent, Brasiliano, taphrogenesis

RESUMO O objetivo deste artigo é tentar interpretar - em primeira aproximação - a evolução do continente Sul-Americano do ponto de vista da Teoria dos Supercontinentes da nova Tectônica Global. Preliminarmente é reiterado que a individualização deste segmento litosférico como continente (sentido geotectônico) é um fato novo, mais jovem que 100 Ma, ainda que nós saibamos de uma história crustal evolutiva tão velha quanto 3,5 Ga, como participante de outras configurações continentais. A maioria destas configurações continentais prévias foram maiores em dimensões que a atualmente apresentada.

Quatro processos maiores de aglutinação (super) continental são identificados e aqui descritos, três deles de idade pré-cambriana, da parte superior das eras do Proterozóico (Paleoproterozóico, Mesoproterozóico e Neoproterozóico). O último destes processos de aglutinação teve lugar no início do Permiano, após uma complexa e longa história de colagens e acreções. Seguente a cada dessas fases de aglutinação aconteceram processos de quebraamento continental amplo (tafrogênese) e dispersão (rifte) dos segmentos litosféricos descendentes, como resultado da dissipação da perda de calor de fonte astenosférica.

O último processo de dispersão, após a grande colagem continental do Triássico (supercontinente Pangea) ainda está em andamento, em termos do crescimento vigente do Oceano Atlântico. Assim, ele é parcialmente coevo do processo acrecionário concorrente na Cadeia Andina, o qual, de alguma forma está conduzindo tudo para uma futura aglutinação supercontinental (com o desaparecimento dos segmentos oceânicos do Caribe e Pacífico). O desenvolvimento em paralelo de tais diferentes e concorrentes processos (de um lado e outro) é o responsável pela presente forma e conceito do continente, os quais devem ser compreendidos como uma instância particular (e configuração) de uma trajetória evolutiva bem mais complexa deste segmento litosférico.

Palavras-chaves: Fusão, Fissão, colage, supercontinente, Brasiliano, tafrogênese

INTRODUÇÃO Nesta década, a teoria dos supercontinentes entrou avassaladora na bibliografia da geotectônica, muitas vezes atropelando ou deixando à margem conhecimentos regionais, de alguns países como o nosso, bem assentados (auferidos no coroamento de longos anos de pesquisa) para satisfazer grandes sínteses de conotação global de centros de pesquisas do primeiro mundo, forçosamente marcadas por simplismo.

Este trabalho tem a intenção de analisar e rever os sucessivos processos de fusão (aglutinação/colagens) e fissão (tafrogênese e dispersão) registrados, dos quais nosso continente foi participante e é resultado, processos estes que são os responsáveis pelos atuais *framework* interno e a forma geral externa do continente. Este trabalho evoluiu de uma conferência pronunciada a convite pelo autor, no Congresso Brasileiro de Geologia de Belo Horizonte, 1998, e foi transformado neste texto por sugestão de vários colegas. O objetivo foi de colimar os dados, olhá-los e analisá-los sob nossa perspectiva, recorrer aos fatos concretos já assentados, e comparar nossas conclusões com as mais recentes sínteses de autores alienígenas (Unrug 1996, Rogers 1996, Dalziel 1997, por exemplo) recentes, sem que esteja em evidência ou subentendida a pretensão de confrontos. Na verdade, é preciso enfatizar que o conhecimento da maioria dos autores de tais sínteses sobre a geologia da América do Sul é sobretudo baseada em parte apenas do nosso acervo bibliográfico, aquele que consegue circular em língua inglesa em periódicos internacionais, o que decisivamente (e lamentavelmente) é parcela minoritária. E preciso enfatizar este ponto (nele está incluída inclusive autocrítica do autor), tendo em vista que os melhores trabalhos em geologia, a nível local e regional do continente, e do Brasil em particular, tem circulado pouco (relatórios internos, não ostensivos, resumos expandidos de reuniões locais etc.) ou circulados em periódicos de limitada penetração no exterior, pelo problema língua portuguesa, entre outros.

A síntese do conhecimento da geologia do Pré-Cambriano de nosso continente nos mostra, numa primeira aproximação, a importância dos processos de colagens na parte média (2,3 a 1,9 Ga) do Paleoproterozóico ("Transamazônico", como comum e indevidamente evo-

cada, sem respeito ao contexto original e aos novos dados auferidos desde então), do Mesoproterozóico Médio e Superior (estágios de designação e aceitação problemáticas ainda) e Neoproterozóico Superior/Cambriano (Ciclo Brasiliano/Pan-Africano).

A partir do Permiano, a concepção de nova arregimentação supercontinental -Pangea- consoante nova sucessão de orogêneses (Colagem Hercínica/Variscana) tem documentação geológica geral muito boa, paleomagnética inclusive, que certamente transcende nossas observações neste continente, e a que temos poucos comentários a aduzir. O clímax desta quarta e maior aglutinação continental é proposto para a parte média do Triássico, consoante Veevers (1990) (que estipulou valores de 230 ± 15 Ma) calcado em bom respaldo de dados paleomagnéticos e geocronológicos.

Estes (quatro) magnos eventos mencionados de aglutinação de todas as massas continentais que antecederam a cada um deles envolvem complexos e múltiplos estágios de processos acrecionários (implicando em destruição/consumo significativo de litosfera oceânica, em várias feições) e processos colisionais (convergência de placas litosféricas e fechamento de oceanos) subsequentes de vulto, com extensivo retrabalhamento crustal de forma que foram substanciais modificações radicais na paisagem geológica e geotectônica como um todo e no detalhe de todos os tratos continentais envolvidos nestes processos. Como o registro primordial dos acontecimentos é nas *landmasses* continentais é necessário ratificar que todos os processos de aglutinação só existem em função de destruição/consumo de litosfera oceânica, ou em outras palavras, a colisão é sempre *day after* de processos de subdução. A ênfase nas massas continentais não pode excluir nem obnubilar jamais a assunção de que interações (em paralelo) de litosfera oceânica estavam ocorrendo.

Nem sempre observamos os cuidados e precauções necessárias no trato da história complexa, delongada, diacrônica por excelência (na aglutinação e na dispersão) e dramática dos supercontinentes, sendo comuns simplificações radicais (e perigosas) para viabilizar textos ou ideias. Por vezes, alguns autores deixaram de considerar o fato importante que numa massa supercontinental podem estar episodicamente

* Instituto de Geociências JUniversidade de São Paulo, C. P. 11348 05422-970. e-mail bbleyn@usp.br

envolvidas/interagindo mais de uma placa continental (vide Rast 1997).

Os eventos de desarticulação que sucederam cada destas colagens maiores são igualmente complexos, com grau de desenvolvimento diferente de um ponto a outro da mesma massa em dispersão. Em alguns casos, os eventos finais de aglutinação são concomitantes a alguns processos iniciais de desarticulação e deriva. Novamente nestes casos, verificamos algumas descrições inaceitáveis, marcadas pela necessidade de simplificações exorbitantes, e até mesmo marcadas por pouco aprofundamento nos problemas.

Há uma realidade geológica mais complexa, em termos de fatores, protagonistas, estágios e tempo - auferidos da nossa vi vencia e aprendizado neste continente- que merecem/requerem uma manifestação de advertência às grandes sínteses disponíveis na praça, no trato com os processos de articulação e desarticulação de massas continentais.

Neste trabalho, a América do Sul está sendo considerada hoje como fração resultante do interregno entre o quarto processo de desarticulação global (pós-Pangea) e o próximo -igualmente global e em franco andamento- fenômeno de aglutinação de massas continentais (o supercontinente *Amásia*, de Hoffman 1992). Este próximo evento global pode não estar ao alcance de nossas previsões e imagens, pode tomar rumos muito diferentes dos atuais prognósticos possíveis, mas é uma perspectiva a ser considerada.

E propósito deste texto discutir as quatro colagens e respectivas fissões subsequentes, e ainda o processo acrescionário em andamento, como uma espécie de revisão dos dados que nos pertencem ou nos são mais próximos. Uma espécie de alerta (e de colaboração) para os observadores externos e grandes sintetizadores, e para nós mesmos, convivas deste continente, para não sermos levados sem ação e reação (algumas vezes em detrimento de nossa realidade geológica e tectônica) nos envolvente caudal e modismos do momento.

A COLAGEM PALEOPROTEROZÓICA (Primeira Fusão) O Prefácio Arqueano Os núcleos arqueanos já identificados em nosso continente apresentam expressão geográfica-geológica atual (restos de extensões prévias maiores) relativamente modestas e uma grande dispersão no espaço, todos eles obedecendo e envolvidos em tramas resultantes dos processos orogênicos paleoproterozóicos e da colagem destes resultante. Mas, não exclusivamente, posto que há tramas mais jovens sobrepostas e interferentes.

Há várias informações indiretas, isotópicas sobretudo de extensões prévias e número bem maiores destes núcleos arqueanos, que hoje verdadeiramente personificam feições vestigiais e reliquias. Devemos acrescentar desde já que não há dados suficientes para se falar em amplas massas continentais ou supercontinentais independentes (como admitido na África, na conjunção Índia-Austrália-Antártica, "Supercontinente Ur" (pró-parte) de Rogers 1996, ou em termos do "Supercontinente Kenorano", de Mason 1995), nem em amplos crátons arqueanos no contexto sul-americano.

Os muitos dados coligidos permitem desenvolver mais razoavelmente o raciocínio e partilhar da ideia usual em tomo de alguns núcleos microcontinentais neoarqueanos (2,8-2,5 Ga) como termos finais resultantes de uma longa história de docagem de terrenos de alto e baixo grau, que remonta a 3,5 Ga (Paleoarqueano) pelo menos. Estes núcleos neoarqueanos, mais ou menos poupados de retrabalhamento pelos processos orogênicos subsequentes, aparecem com frequência hoje como figurantes expressivos locais (*seed nuclei*) dentro da trama da ampla colagem que veio a acontecer na parte média da Paleoproterozóico (Fig. 1).

Terrenos de idade Mesoarqueana (3,2 - 2,8 Ga), com expressão territorial ainda local têm sido registrados em várias partes do continente, especialmente em terrenos dos crátons (Amazônico e S. Francisco sobretudo) e "maciços" sinbrasilianos (Goiás, S. José do Campestre, Caldas Brandão etc.), e as perspectivas são de maior número ainda com o desenvolvimento continuado da pesquisa geocronológica. Uma boa amostragem e visão recente destes fatos e valores pode ser conferido nos *Extended Abstracts* do Simpósio *Archean Terranes of the South America Platform*, realizado em Brasília, 1996, e do *South American Symposium on Isotope Geology*, em Campos do Jordão-SP, 1997, ou ainda na tese recente de Sato (1998).

Para o Paleoarqueano, (3600-3200 Ma), muito localmente há alguns poucos dados de pequena expressão territorial, suficiente apenas para se falar nas primeiras identificações de núcleos microcontinentais ou terrenos desta Era (no substrato de crátons e maciços sinbrasilianos). Estas ocorrências constituem uma expectativa a ser explorada mais intensamente para o futuro nestas e em outras áreas (mediante algumas pré-indicações indiretas por dados isotópicos). Os valores de idade do Paleoarqueano são conhecidos apenas em dois

locais de privilegiada geocronologia. Em terrenos (granito-graússicos) do Cráton do S. Francisco (Nutman & Cordani 1993), na sua zona de antepaís mais meridional (onde se superpõem vários eventos tectônicos mais jovens) e nos núcleos (TTG) mais internos do "Maciço São José do Campestre" (cuja designação na época era de "Maciço Caldas Brandão", em Dantas *et al.* 1995), neste caso tratando-se de um *basement inlier* no interior da província Neoproterozóica da Borborema.

A consecução destes valores se deu graças à intensificação local e ocasional da pesquisa, com melhor qualificação da análise geocronológica (vários métodos, coroados por análise SHRIMP U-Pb em zircões), a partir de indicações prévias por outros métodos de análise. E nos casos mencionados, a trama da colagem paleoproterozóica é notória, sobrepondo e envolvendo terrenos/núcleos arqueanos.

Para o Eoarqueano, (>3600 Ma) não existem dados concretos de formação de crosta neste continente. Só localmente há alguns raros dados de idades modelo (TDM) preconizando algum tipo de diferenciação crosta-manto nesta Era (valores atingem até 3,8 Ga), pelo menos até a presente instância.

O acervo bibliográfico de dados arqueanos, tem número crescente significativamente para os valores mais jovens do Eon. Isto parece realmente representar um fato geológico, não se devendo apenas à nossa atual situação de conhecimento, ainda muito deficiente em dados isotópicos.

Como já mencionado, em todos os casos, nenhum desses terrenos/núcleos arqueanos se mostra como entidades autônomas (crátons plenos ou *full cratonic areas*, massas sílicas continentais estáveis etc.). Consistem eles de tratos não autóctones, retrabalhados, pelo fato de terem sido arregimentados e envolvidos nos movimentos e processos orogênicos do Paleoproterozóico (pelo menos), passando a formar partes intrínsecas e mais internas da colagem desta Era. E ainda, deve ser registrado o fato que em alguns casos, estes terrenos/núcleos foram novamente retomados por ciclos de eras subsequentes.

Como pode ser verificado na figura 1, ao sul do atual paralelo 23°00'S, a documentação geocronológica sobre terrenos arqueanos se rarefaz bastante, o que parece traduzir a realidade geológica desta parte sul do continente. Os registros arqueanos (ou próximos de) estão restritos a exemplos muito locais, em terrenos de baixo grau ("S. José belf", centro-sul do Uruguai, idade Rb/Sr 2450 ± 80 Ma, de Preciozzi 1993) do Cráton Rio de la Plata, e em terrenos de alto grau do embasamento da Faixa Móvel Brasileira de Don Feliciano (ca. 2500 Ma) em protólitos de granulitos de Santa Maria Chico, ca. 2448 Ma, em zircões de gnaisses das encaixantes do Batólito de Caçapava, Remus *et al.* (1986), e alguns outros dados indiretos como em Hartmann *et al.* (1998), carentes de confirmação. E, em todos estes caso, uma revisão e/ou um aprofundamento no conhecimento geocronológico se faz necessário.

É justo acrescentar que invariavelmente nos extensos domínios da colagem paleoproterozóica a ser comentada é difícil discriminar com segurança e aquilatar a proporção dos tratos arqueanos, em termos litoestruturais diretos e em termos de protólitos. Esta constatação é frequente, e mais significativa com o refinamento da escala de análise (geológica e isotópica). Estas observações não se contrapõem àquelas iniciais de "expressão modesta" e "dispersão em área" dos terrenos arqueanos, o que é fato em termos de expressão crustal. Mas, ao contrário, são observações de alerta, para motivação de pesquisas adicionais e para enfatizar a importância dos processos de acreção crustal no Arqueano e do seu retrabalhamento no Eon subsequente.

Tempo e Circunstância Na análise dos litotipos gerados na colagem consubstanciada no Paleoproterozóico é preciso repassar primeiro as circunstâncias paleogeográficas e tectônicas posteriores ao final do Arqueano. Os ambientes geotectônicos configurados mostram registros suturais/vestigiais de ambientes oceânicos francos (e.g. Vila Nova, Barama-Mazaruni, etc.), de pequenas bacias oceânicas e domínios bacinais laterais a arcos vulcânicos e magmáticos (e.g. Serinha/Itapicuru, Uauá), margens continentais (e.g. Supergrupo Minas). Por outro lado, no interior das massas interagindo há evidências concretas de contextos intraplataformais estáveis (e.g. Jacobina, Minas, pró-parte, etc.), sedimentação sob *stable shelf conditions* ou ortoplataformais. Estes contextos litoestruturais formados ao longo do Paleoproterozóico (desde 2,5Ga, pelo menos) refletem claramente: (1) ambientes intracratônicos/intraplacas (associado e confirmado com magmatismo máfico-ultramáfico, sinclines e assemblhados, riftes, etc.) por um lado e (2) de outro lado ambientes de interação de placas continentais (colisão e transpressão) e oceânicas (magmatismo *arc-related*).

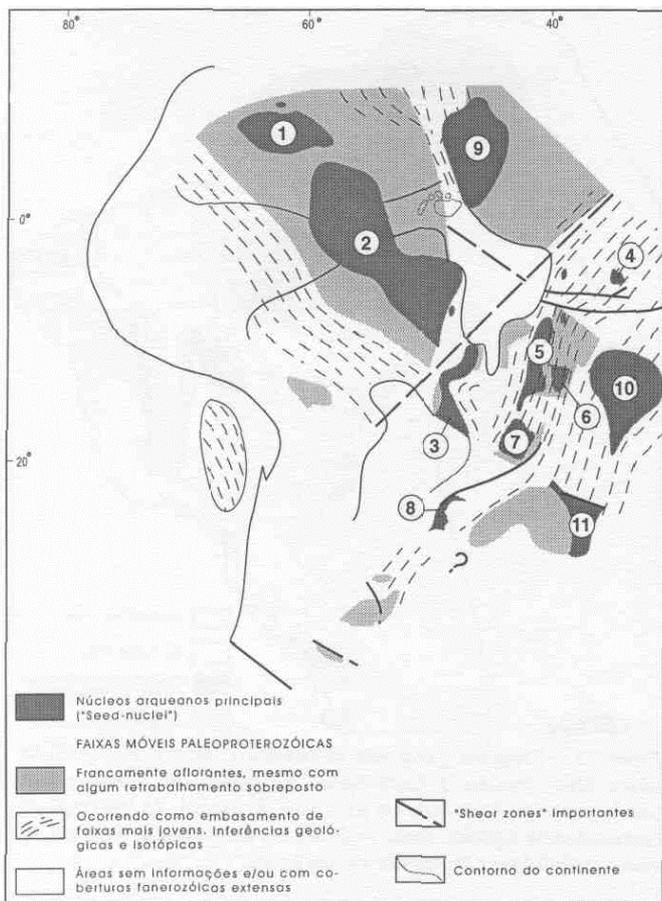
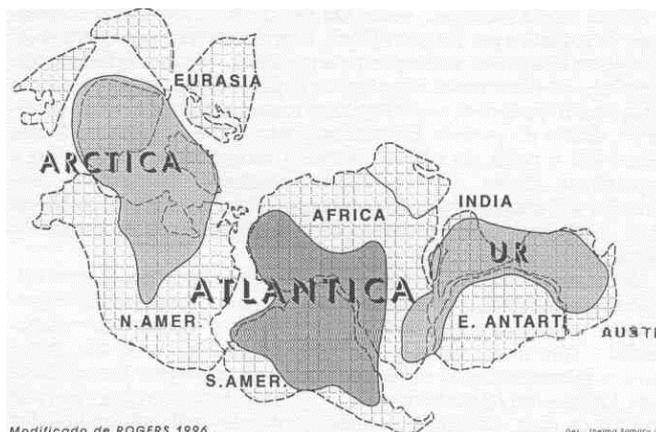


Figura 1 - A trama de Faixas Móveis Paleoproterozóicas, em diferentes escalas de exposição e os principais núcleos arqueanos nela estruturado: 1- Pakaraima; 2-Xingu; 3-Maçiço CentralGoiás-Tocantins; 4- Pres. Juscelino; 5-Remanso/Lençóis/Gavião; 6- Jequié; 7- "Cláudio"(Centro Sul de Minas Gerais); 8- Luis Alves/Atuba; 9- Man-Reguibat; 10- "Angolano"; 11- Zimbabwe-Limpopo-Kaapval.

Provavelmente, foram formadas placas (ou arremedos de placas) continentais de dimensões modestas, e contextos paleogeográficos bastante diversificados, tendo em vista a constância como frações litoféricas continentais arqueanas estão envolvidas nas construções orogênicas. Concomitantemente, também se registram alguns amplos contextos litoestruturais complexos de origem discutível (orogênicos? riftes sobre plumas?) do tipo Grão Pará, Contendas-Mirante entre outros, arqueanos e cedo-paleoproterozoico. Estes também foram totalmente envolvidos pelos processos orogênicos paleoproterozóicos. Em síntese, o quadro paleogeográfico, no interior e na periferia das placas foi muito rico e diverso, e algumas dessas construções litoestruturais fogem dos nossos paradigmas habituais.

Os dados geocronológicos das litologias geradas (sedimentação elástica e químico-clástica, vulcânicas, granitóides) e recicladas nas faixas móveis desta Era variam amplamente de valores arqueanos (>2,50 Ga) a valores em torno de 2,2 Ga e mesmo alguns mais jovens ($\pm 2,12$ Ga, Machado *et al.* 1996), amplitude esta em consonância com a diversidade de paleoambientes envolvidos. Bom exemplo disto, particularmente, na Amazônia Oriental, os processos formadores de rochas e respectivos litotipos transgridem as linhas do tempo e do marco formal do Arqueano (vide síntese de Macambira & Lafon 1995). Os diferentes valores de idade encontrados são coerentes quando se examinam os dados relativos à deformação e metamorfismo (orogenia) que em verdade pertencem a três distintos capítulos evolutivos (a serem relatados). Existem pois registros de rochas deformadas com ampla residência crustal prévia (algumas supracrustais e embasamento) e outras formadas ao mesmo tempo que se desenvolviam os processos orogênicos.

Os fechos de desenvolvimentos orogênicos apresentam diversidade importante, com três marcos a considerar (dados geocronológicos da década atual, valores U/Pb e Sm/Nd, vide referências):



Modificado de ROGERS 1996.

Figura 2 - Os primeiros supercontinentes formados pela consolidação das faixas móveis paleoproterozóicas (Orosirianas), utilizando-se para seu traçado a configuração de Pangea (-0,3 Ga). Modificado de Rogers 1996. Ênfase para Atlântica. Trata-se de um esquema sem nenhum controle paleomagnético.

a. 2,35 Ga ($\pm 0,05$) -Rochas de alto grau do Maciço de Granja e da janela de embasamento de Senador Sá no noroeste do Ceará (Fetter *et al.* 1997), do "Terreno João Câmara", no Maciço S. José do Campestre, no leste do Rio Grande do Norte (Dantas 1997) e granulitos do bloco Luis Alves em Santa Catarina (Siga Jr. 1995) apresentam valores de idade de formação na parte inferior do Paleoproterozóico. Trata-se de um fato novo recém identificado no embasamento da plataforma sul-americana; que tende a ser reconhecido em outras áreas (alguns registros locais e isolados, no Maciço Caldas Brandão, na Amazônia e no Cráton do S. Francisco são já conhecidos) e precisam ser melhor investigados, mas que não podem mais ser descartados por sua importância. De maneira geral, estes são registros raros e importantes para todo Gondwana Ocidental, sendo necessária exploração científica maior para o futuro.

b. 2, 15 Ga ($\pm 0,05$) -Eventos com boas representações por todo continente, mas notadamente no embasamento das faixas móveis brasileiras da Borborema, ao norte do lineamento de Patos ("terreno Rio Grande do Norte"), no Cráton do S. Francisco e no domínio Maroni-Itacaiunas, na Amazônia (pró-parte). Trata-se de um fenômeno de fusão de massas continentais de notável representatividade em todo o embasamento da plataforma, e de constatação crescente na proporção direta da obtenção de novos dados isotópicos seguros.

C. 2,0 Ga ($\pm 0,05$) -Eventos igualmente com muitas representações em todo o continente, mas sendo destacável no contexto das faixas móveis ditas "transamazônicas" do Cráton de S. Francisco (vide Mascarenhas & Garcia 1987, Sabaté *et al.*, 1996, entre outros) e na Faixa Ventuari-Tapajós na Amazônia Central (Tassinari *et al.* 1997).

A conjugação destes valores de idade apontam para uma colagem orogênica, no sentido de resultado de atividade somatória de grande número de limites convergentes de placas (conceito retomado modernamente por Sengör (1990) no espaço e no tempo. Estes processos consorciados de oro gênese levaram provavelmente à formação de uma grande massa continental relativamente coesa (dispersa hoje entre América do Sul e África, pelo menos). A designação destes três magnos desfechos orogênicos, separados significativamente no tempo (ca. 150Ma) e no espaço (diferentes províncias estruturais) como "orogênese" ou "evento" ou "ciclo Transamazônico" é muito comum, mas é uma simplificação a ser revogada. A designação original de "Transamazônico" (na verdade, Guiano-Eburneano primeiramente) adveio da região oriental da Amazônia (com métodos K/Ar e Rb/Sr) e depois foi arrastada para todo o continente no passado recente, quando o conhecimento geocronológico era mais precário. A utilização do termo "transamazônico" doravante impõe (no mínimo) de uma revisão ou de uma discriminação em termos de área e intervalo de tempo. Na área onde foi identificado e definido, no domínio Maroni-Itacaiunas, na Amazônia Oriental, os valores de idades encontrados estão no amplo intervalo de 2,25 a 1,95 Ga (Tassinari *et al.* 1997), e consoante Tassinari (consultado verbalmente) podem/parecem estar mascarando dois ciclos orogênicos distintos.

Nesta ampla *landmass*, esboçada na figura. 2, idealizada e designada de Atlântica por Rogers (1996), mas já antevista por Ledru *et al.* (1994), se instalaram subsequentemente sítios vulcano-sedimentares, atividades de rifteamento, enxames de diques máficos e de plutonismo intraplaca importantes, cujos registros restam de norte a sul do continente, dentro do período Estateriano (entre 1.8 e 1.6 Ga), de forma diacrônica a partir do último desfecho orogênético. A extensão e importância destes eventos vulcano-plutônico-sedimentares (enfeixados sob designação de Tafrogênese Estateriana, por Brito Neves *et al.* 1995), ratificam a premissa de que um amplo substrato siálico havia sido consubstanciado.

A importância desta colagem no embasamento da plataforma sul-americana é notável, com seus litotipos aflorando ostensivamente (nos núcleos cratônicos e maciços sinbrasilianos), e aparecendo retrabalhados - com maior ou menor vulto - no embasamento das faixas móveis mesoproterozóicas, neoproterozóicas e mesmo fanerozóicas (nos Andes e nas faixas hercínicas). O retrabalhamento chega a níveis crustais os mais variáveis, inclusive profundos, estando muitos dos protólitos paleoproterozóicos em fase de resgate pela investigação geocronológica. Estas observações podem ser estendidas em grande parte ao embasamento do continente africano, onde o concerto e trama de suas faixas paleoproterozóicas (Eburneano, Lukoshi, Ubendiano, Usagariano, Kimeziano, Rimwozeriano, Kheiss-Magondi, etc. vide Goodwin 1991, Trompette 1994, Ledru *et al.* 1994) apresentam muitas identidades com os nossos. Não só em termos do embasamento, mas como também no tocante ao desenvolvimento de coberturas plataformais (orto e para) e atividades anorogênicas no pós-Riaciano (pós-2050 Ma), justificando a configuração de supercontinente que então se consubstanciou, como preconizado por Ledru *et al.* (1994) e nomeada por Rogers (1996). Tendo em vista o presente conhecimento geológico da América do Norte (ênfase na importância das faixas paleoproterozóicas e suas tramas envolvendo núcleos arqueanos), é bem possível que a forma e extensão do supercontinente do final dessa Era tenha tido forma diferente (agregando Atlântica e Ártica) e dimensões maiores do que aquelas vislumbrada por Rogers (1996).

A importância acima enfatizada para a colagem da parte média-superior do Paleoproterozóico é ratificada pelas estatísticas dos dados de diferenciação manto-crosta (em nosso continente), fundado na geoquímica do Sm-Nd. Posto que, para o intervalo de tempo 2,2-1,9 Ga, Sato (1998) chegou a estimar valores da 53% em volume para a nossa crosta continental. Embora estes valores sejam preliminares, resultado de análise numa massa crítica de dados ainda pequena, a relevância da conclusão obtida deve ser destacada, pois mostra uma tendência distinta de todas as curvas cumulativas já construídas para outros continentes (onde valores sempre muito elevados - acima de 70% - têm sempre sido indicados apenas para tempos do Arqueano).

Para a parte final do Paleoproterozóico (período Estateriano, 1,8-1,6 Ga) predominam registros de tafrogênese e suas consequências litogênicas, além de outros eventos intracratônicos associados, como já comentado. Apenas na parte centro-ocidental da Amazônia (Orogênese Rio Negro-Juruena, Tassinari *et al.* 1995, entre outros) - da Venezuela à fronteira do Paraguai (bloco do Rio Apa), há registros concretos de um evento orogênico acrescionário importante associado a retrabalhamento significativo de crosta continental (Paleoproterozóica). Esta faixa orogênica, em vários aspectos guarda semelhanças com coetâneas da América do Norte e Europa ("Transcontinental", Gothian-Kongsbergian-Transcandinavian). Marcante como fato geológico único para a América do Sul, este desenvolvimento orogênico é restrito a uma faixa, e fez crescer a área supercontinental de Atlântica. Mas ele é sobrepujado em termos de área e relevância pelos seus contemporâneos do interior cratônico, tafrogênicos, e eventos conexos, a serem discutidos.

A TAFROGÊNESE ESTATERIANA (Primeira Fissão) E O MESOPROTEROZÓICO Os processos pós-colagem paleoproterozóica apresentam registros geológicos significativos da Venezuela e Guianas (Avanavero, Roraima/Pedras Pretas) ao norte até o centro-leste da Argentina (Tandilia, Azul), ao sul do continente (vide Fig.3). A marca principal destes processos é a tafrogênese - extensão crustal e eventos conexos de manto ativado (riftes "ativos") e/ou de litosfera ativada (riftes "passivos") -, com plutonismo anorogênico, máfico-ultramáfico e granítico, enxames de diques máficos, reorganização epigenética etc., como descritos por Brito Neves *et al.* (1995). Esta foi a primeira tentativa para sintetizar vários trabalhos anteriores no contexto sul-americano (embora não sejam estes processos exclusivos deste continente).

Localmente apenas estes processos rupturais de resposta (direta ou indireta) aos fenômenos de aglutinação de uma massa supercontinental

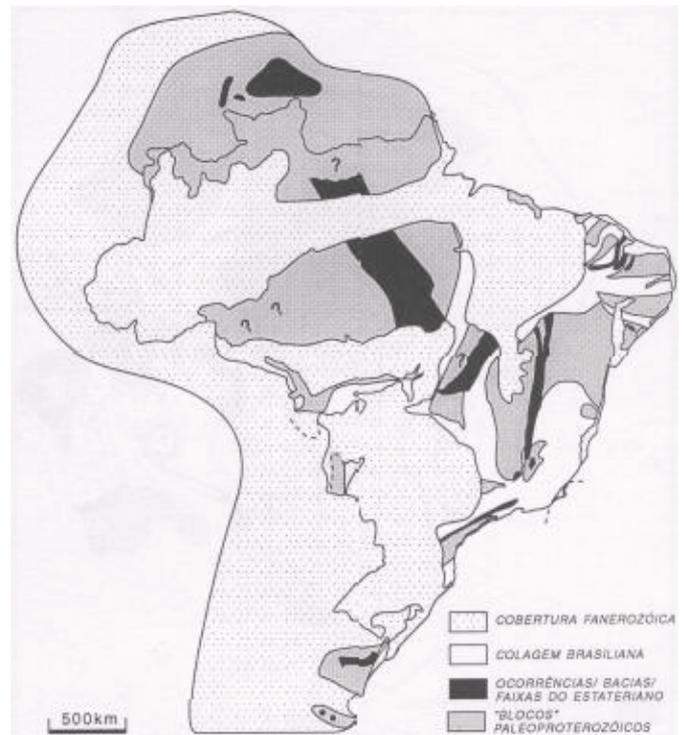


Figura 3 - Esquema geral das ocorrências (Bacias/Faixas/Coberturas/"Dike Swarms") Estaterianas do continente Sul Americano (então parte de Atlântica, em processo de fissão). As interrogações correspondem àquelas áreas onde alguns dados ainda inéditos indicam possibilidades de eventos estaterianos.

podem ter consubstanciado formação de bacias oceânicas. Isto é uma hipótese possível para o centro-oeste da Amazônia, nos estágios iniciais do desenvolvimento de um ciclo wilsoniano (caso de Rio Negro-Juruena, já mencionado), e talvez mais a oeste ainda na área/faixa onde se desenvolveram as Faixas San Ignácio/Rondoniana (Guaporé). Há algumas indicações incipientes geológicas e geocronológicas neste sentido (informações verbais e dados inéditos dos autores do Mapa Geológico de Rondônia, da CPRM, Scandola e co-autores). Outras possibilidades de eventos distensivos atingindo espaços oceânicos estão na porção ocidental do chamado Maciço Central de Goiás (Sequências Juscelândia e correlatas ao norte), e na Faixa São Roque-Serra de Itaberaba, em S. Paulo, onde há algumas indicações preliminares (abertura oceânica e sucedâneos), mas o suporte cronológico devido está ainda é bastante perfunctório.

Os eventos imediatamente pós-colagem apresentam grande diversidade litoestrutural e cronológica tais como *dike swarms*, bacias tafrogênicas com vulcanismo bimodal, plutono-vulcanismo anorogênico, etc. no vasto contexto supercontinental. E também, nas frações do embasamento estáveis - entre as zonas de riftes e sobre eles - houve desenvolvimento de inúmeras coberturas ortoplataforma tabulares, muitas delas preservadas na Amazônia (Formações/Grupos Iricoumé, Roraima, Iriri, Gorotire, Beneficente, Cubencranquén etc., todas com cronoestratigrafia pouco conhecida em geral) e no Brasil Central (parte do Espinhaço Inferior/Araí e equivalentes).

Fato é que muitas destas manifestações não se restringiram ao clímax admitido no período superior do Paleoproterozóico (Estateriano), embora ele seja um *milestone* importante e precursor para muitas bacias que se desenvolveram consequentemente em diferentes áreas por todo o Mesoproterozóico (pós- 1,6 Ga). Algumas destas coberturas/bacias que tiveram sua tectônica formadora no Estateriano, sob as condições de estabilidade dos segmentos litosféricos a elas sotopostos e adjacentes, lograram estender seus desenvolvimentos vulcano-sedimentares por áreas bem maiores (espaço) até o limiar do Neoproterozóico, o que deixa em aberto um grande problema de sistematização estratigráfica. Algumas apresentam ostensiva exposição até hoje, sob forma de sinclises, "chapadas" (dalas), semigrábens, *steer-head basins* (como no Espinhaço-Chapada Diamantina, centro-leste de Goiás-Tocantins). Porém, parcelas significativa destas coberturas foram incorporadas no contexto das pilhas supracrustais dos sítios

orogênicos meso e neoproterozóicos (como no Rio Preto/Riacho do Pontal, na Faixa Araçuaí, na Faixa Juaripeana s. L), após uma residência crustal mesoproterozóica prévia de características orto e paraplatáformas.

Para exemplificar a extensão destes processos intracratônicos podem ser mencionados os granitos cratogênicos da Amazônia, os mais antigos deles (1,88 Ga, no sul do Pará) antecedendo pois o Estateriano, enquanto que os valores mais jovens (em Rondonia) alcançaram o final do Mesoproterozóico. Dados geocronológicos mais recentes (de Macambira & Lafon 1995 e Bettencourt *et al.* 1997) mostram que este tipo de atividade se desenvolveu amplamente por todo o Mesoproterozóico (ca. 1,6 Ga; ca. 1,4-1,3 Ga, ca. 1,0 Ga). Igualmente, granitos anorogênicos do Estateriano têm sido apontados nos crátons do São Francisco (Vale do Paramirim-BA, Borrachudo-MG) e do Rio La Plata (Bossi & Campal 1992). Desenvolvimento de vulto deste período mostram as coberturas sedimentares e vulcano-sedimentares (aflorantes mais na Amazônia e no centro leste brasileiro) cujos precursores estratigráficos também foram instalados no Estateriano, como já comentado, e que depois se estenderam praticamente até o final do Mesoproterozóico, com muitas questões abertas, em termos de sistematização lito- e cronoestratigráfica. Enxames de diques máficos neste intervalo de tempo são relatados (Brito Neves *et al.* 1995) também do norte da Amazônia, na parte central do Uruguai e na Argentina.

Além destas manifestações litogênicas diversificadas ostensivas, os dados isotópicos mais modernos vêm inferindo (Van Schmus *et al.* 1995, entre outros) para outras regiões do continente, que as atividades sub-crustais foram significativas (fenômenos de *underplating* e assemelhados) no Estateriano e no Mesoproterozóico em geral, consignando registros provavelmente das tentativas de expungir a grande massa continental arregimentada no final do Paleoproterozóico, em diferentes atos.

Enquanto que maior parte dos processos do Estateriano podem ser colocados na cota de endógenos, como signatários dos processos de fissão pós-colagem de grande massa continental, o mesmo não pode ser dito para os demais eventos mesoproterozóicos na sua grande maioria. Os processos de tafrogênese lograram fatores de distensão de valores/ taxas modestos, no âmbito de sítios continentais. Mas, nos casos de Rio Negro-Juruena, Juscelândia e na porção sul-ocidental da Amazônia (San Ignacio-Guaporé), pelo menos, os eventos de tafrogênese lograram estágios de abertura oceânica, conforme se deduz dos dados bibliográficos (Scandolara *et al.* 1997, Van Schmus *et al.* 1998), embora não se saibam as taxas de extensão e a sua definição exata no tempo (entre 1.8 e 1.5 Ga).

Alguns outros processos sedimentares e magmáticos mesoproterozóicos espalhados pelo continente têm sido com frequência atribuídos a reflexos no interior (flexura da litosfera, impactogênese, extrusão, etc.) da grande massa continental promovidos por ações e interações de placas na periferia dessa massa, onde a presença de aberturas oceânicas está novamente subtendida. Como exemplos, reflexos das orogenias do Mesoproterozóico Superior (Grenvillianas e correlatas) estão registradas ampla e francamente no interior da Amazônia, consoante vários autores (síntese em Brito Neves *et al.* 1996), e recentemente por Bettencourt *et al.* (1997).

Estes eventos não são exclusivos da América do Sul, sendo conhecidos em outros continentes (particularmente na África), e correspondem em parte ao registro de busca por vias de perda de calor do manto, perante uma ampla capa litosférica mal condutora ("processos de manto ativado"). Em parte, é possível, que estas manifestações possam ter sido fomentadas como respostas no interior da grande massa litosférica pelos eventos orogênicos em processo alhures, na periferia dessa massa supercontinental ("processos de litosfera ativada" ou "passivos"). Pêlos dados disponíveis, a tafrogênese (extensão) foi importante, e só localmente a fissão (drift/dispersão) foi alcançada.

A COLAGEM DO MESOPROTEROZÓICO SUPERIOR (Segunda Fusão) O trato com a colagem mesoproterozóica requer um preâmbulo discursivo, em termos do continente sul-americano, pois seu reconhecimento enfrenta uma série de problemas virtuais e reais, um debate rico, mas até certo ponto cansativo.

Entre estes problemas reais se destacam a sobreposição privilegiada/sobrancelha (uma exceção apenas é conhecida até o presente, no oeste da Amazônia) de eventos orogênicos mais jovens, sobretudo brasileiros, o caráter de uma colagem em dois (ou mais) estágios pelo menos, consoante interações orogênicas bastante distintas entre si e variados em intensidade. Além disso há os processos de deriva pós-Mesoproterozóico muito significativos (altas taxas de extensão e in-

serção de oceanos) que limitam nossos referenciais de correlação, e *last not least*, a documentação geocronológica que é muito pobre. As únicas orogenias da metade superior desta era indiscutíveis até recentemente são aquelas postadas em frações litosférica de comportamento cratônico no Brasileiro (ao longo do Neoproterozóico) como as faixas San Ignacio/Guaporé e Sunsas/Aguaí (Litherland *et al.* 1986), na fronteira Brasil-Bolívia. Só mais recentemente, a orogenia Cariris Velhos (Brito Neves *et al.* 1995b) está sendo resgatada na infra-estrutura da Província Borborema, sendo esta a primeira indiscutível fora de uma área que não exibiu comportamento de cráton no Brasileiro.

Do ponto de vista virtual, há vários óbices que chegam a inibir o desenvolvimento de novas frentes de pesquisas, citando-se entre estes o preconceito (o costume ou vício exclusivista com a existência apenas de faixas "transamazônicas" e "brasileiras", o caráter cratogênico muito usual das manifestações litoestratigráficas mesoproterozóicas) e a adoção incorreta de conceitos sobre orogenia e colagens orogênicas (vide definições modernas de Sengör 1990). Algumas vezes, por estarem guardadas subconscientemente ou não expectativas - igualmente preconceituosas - de amplas pilhas estratigráficas e magmatismo "geossinclinais", e ainda de dobramento holomórfico conspícuo. Ou seja, falta com frequência de uma visão mais aberta e de conhecimentos dos conceitos modernos do tema. Estes conceitos modernos de orogênese (interação de placas litosféricas e de subplacas), colagem (somatória de orogêneses levando a uma fusão continental ou supercontinental) nasceram no início dos anos 70 com a "tectônica de placas" (Dewey, Bird, Helwig, entre outros) e foram consolidados de forma gradativa e coerente, sendo consolidadas por Sengör (1990), com ampla aceitação nos livros-texto mais modernos de tectônica global da presente década.

Fatores e problemas reais e virtuais como os acima discriminados operaram com frequência, chegando inclusive ao descarte e menosprezo de muitas evidências geológicas de deformação ("deformação idiomórfica", dobramento causado por extensão apenas" etc.) e metamorfismo. e outras de natureza isotópica (*meaningless ages...*).

Os dados geológicos vêm progressivamente demonstrando a importância das orogenias mesoproterozóicas em pelo menos dois, estágios do tempo, 1,45-1,3 Ga e ca. 1,0/0,96 Ga, os quais fecharam sítios oceânicos e afins (de idade mesoproterozóica) e outros domínios tafrogênicos ectasianos. Com isto, estas orogenias consorciadas formaram subsequente ampla colagem de massas continentais. Os registros destes eventos estão espalhados no embasamento do continente, dentro e fora da plataforma Sul Americana, cabendo nesta oportunidade sintetizar e evocar aqui, os seguintes casos:

a. Zona andina setentrional - Cinturão Garzon-Santa Marta, de alto grau - (Kroenberg 1982, Suarez 1990) e meridional (frações pré-cambrianas do chamado "Terreno Occidental" (Dália Salda *et al.* 1993, Vujovich & Ramos 1993). O retrabalhamento vigoroso e policíclico destas rochas, que ocorrem como janelas dos edifícios variscano e andino (em parte famatinianos e do Brasileiro também) é indiscutível. Mas, apesar de um conhecimento geocronológico relativamente pobre, e da dispersão dos valores de idades ali encontrados, há certo consenso sobre a evolução orogênica (colisionais e acrecionárias) do Mesoproterozóico nestas áreas. Estas rochas e estes valores de idades têm fundamentado a correlação desta zona de embasamento ocidental do continente com o cinturão Grenville do oriente da América do Norte (vide Moores 1991 e Hoffman 1991, por exemplo), e a reconstituição do supercontinente Rodínia.

b. Zona oriental da Bolívia, os sistema San Ignacio (\pm 1350 Ma), seqüências psamito-pelíticas com intercalações máfico-ultramáficas) e Sunsas/Aguaí (\pm 950Ma), também de seqüências elásticas, com complexos ígneos diversificados associados já mencionados, com várias manifestações reflexas por toda a borda ocidental da Amazônia (Bettencourt *et al.* 1997). Estas faixas móveis são aquelas "não problemáticas" de aceitação, ou as não controversas na bibliografia, por terem permanecido alceados em trato cratogênico ao longo do Brasileiro (não sofreram retrabalhamento significativo), e devido a um razoável respaldo de dados radiométrico atrelados a mapas geológico de detalhe (Litherland *et al.* 1986).

Em Rondonia e Mato Grosso do Norte, sobre "embasamento" do Paleoproterozóico (Rio Negro Juruena e mais antigo), Scandolara *et al.* (Mapa Geológico de Rondonia, 1/1.000.000, 1997) reconhecem a faixa móvel mesoproterozóica "Guaporé", longitudinal ao rio topônimo, que inclui seqüências metavulcano-sedimentares muito variadas ("Nova Brasilândia") metamorfizadas nas fácies anfíbolito a xistos verdes. Esta faixa NW-SE, sotopostas à coberturas do final do Mesoproterozóico (Pacaás Novos e Uopione) e recoberta por aluviões

modemos do Rio Guaporé é cortada por alguns dos granitos anorogênicos de Rondônia, tem idade do Mesoproterozóico (Gerald *et al.* 1997, Calimiano-Ectasiano) e parecem corresponder no lado brasileiro (Rondônia e Mato Grosso) contexto similar ao de San Ignácio, na Bolívia.

c. No Brasil Central, a clássica e combatida "Faixa Uruçuana", longitudinal à borda ocidental do Maciço Goiás-Tocantins, entre os meridianos 48° e 50°, foi recentemente redefinida por Winge (1995) e Correia *et al.* (1997), entre outros, como um edifício orogênico do Ectasiano ($\pm 1,3$ Ga), contendo materiais plutônicos -máfico-ultramáficos -, e vulcano-sedimentares anorogênicos do Paleoproterozóico (grandes maciços máfico-ultramáficos). Todo o contexto do Mesoproterozóico (principalmente do Estateriano) foi retrabalhado a nível crustal profundo (tectônica, metamórfica isotopicamente) pelos eventos das Faixas Brasileiras - em mais de um estágio de tempo -, para as quais legou previamente os traços estruturais preliminares e serviu de substrato.

Embora haja muitas divergências na interpretação dos dados geológicos e geocronológicos desta faixa (que são ainda muito poucos e incompletos), os trabalhos de Fuck *et al.* (1989), Winge (1995) e Correia *et al.* (1997) (e dados recentíssimos, ainda inéditos de Correia, informação verbal) que são em favor da existência de um evento (orogênico ou similar) do Mesoproterozóico, dentro do período Ectasiano (1,4 a 1,2 Ga, antecedendo as orogêneses brasileiras e sendo mascarado por estas) nos parecem os mais convincentes. Na verdade, este é um problema em aberto, e a unanimidade só existe sobre o leque multidisciplinar de trabalhos ali necessários.

d. Como provável extensão para leste dos eventos de encurtamento crustal do Ectasiano acima comentado (em Goiás e Tocantins), destacam-se em Minas Gerais e Bahia (provavelmente com projeção para o Piauí e Maranhão, sob a Sineclise do Parnaíba, e para o Ceará, no contexto da Faixa Jaguaribeana), o Sistema de Dobramentos do Espinhaço e da Chapada Diamantina Ocidental. Trata-se, no entendimento atual aqui reiterado do resultado de um processo orogênico interior, movido por interação de "subplacas" (frações da litosfera continental separadas sem intervenção oceânica, no caso em apreço), ou mais simplesmente da inversão de um sistema de riftes com encurtamento crustal significativo associado (o chamado "oroaulacógeno"). Vários autores, há décadas, têm identificado um sistema de deformação crescente de ENE para SSW, com deslizamento interestratral (vide Danderfer Filho 1992, por exemplo) conspicuo, gerando dobramento N-S a NNW (com zonas axiais persistentes por centenas de quilômetros), relativamente abertos, que influem e caracterizam a atual morfologia do Espinhaço e da Chapada Diamantina.. A idade desta deformação que envolve materiais da Tafrogênese Estateriana e de outros ciclos cratogênicos do Mesoproterozóico é colocada no Ectasiano, ca. 1300 Ma, com base em modesto suporte de dados geocronológicos e paleontológicos, consoante vários autores (e.g. Babinski *et al.* 1993).

Adicionalmente a análise geológica regional mostra discordância angular e erosiva deste edifício orogênico (colisional, inter-blocos litosféricos maiores), exposto em níveis crustais geralmente rasos (raras exceções, no vale do Paramirim sul), com as primeiras parcelas sedimentares flúvio-glaciais do Supergrupo São Francisco (Guimarães 1996, entre muitos outros anteriores na mesma linha de raciocínio), de idade neoproterozóica (Toniano ou Criogeniano). Diques máficos, alguns deles de idade do final do Mesoproterozóico e início do Neoproterozóico (poucos são os dados geocronológicos disponíveis) cortam as unidades do Espinhaço e Chapada Diamantina já deformadas, mas não cortam rochas do Supergrupo São Francisco. Apesar destas evidências, que convencem um grupo substancial de tectonistas, ainda há partidários de que toda deformação é somente devida ao Brasileiro (usando outras linhas de argumentação, que respeitamos mas discordamos), e o problema persiste, clamando por novas pesquisas e avanços no conhecimento geológico e isotópico.

e. Da borda sudoeste da Bacia do Parnaíba (a oeste) até a zona litorânea do Nordeste Oriental brasileiro (à leste), sempre ao sul do lineamento Patos, por cerca de 750 km de extensão, atingindo localmente mais de 200 km de largura (chegando às margens do Rio S. Francisco, na Bahia e Alagoas) se situa a Faixa Móvel Cariris Velhos, recentemente descrita por Brito Neves *et al.* (1995b) e Van Schmus *et al.* (1998). O início do desenvolvimento, com rifting e magmatismo bimodal é do final do Mesoproterozóico (ca. 1000Ma), evoluindo rapidamente para a formação de bacias sedimentares e vulcanossedimentares, alcançando tratos oceânicos. O contexto inicial de tafrogênese é muito claro, e seguido de fechamento destas bacias

com formação de contextos vulcanogênicos (*are related*) e o desenvolvimento de batólitos típicos de arcos no limite Mesoproterozóico/Neoproterozóico. Um cortejo muito consistente e relativamente contínuo de intrusivas colisionais (sienogranitos, monzogranitos e granitos) reiteradamente datados de ca. 970 Ma. fecha o desenvolvimento regional. Estas rochas, com típicas texturas ortognáissicas grossas (awgen-gnáisses) perlongam praticamente toda a faixa móvel, constituindo-se um marco indelével e característico junto com a sua interposição com seqüências vulcano-sedimentares (metadacitos, anfíbolitos) e sedimentares (xistos aluminosos). Esta faixa foi privilegiadamente retomada quando do desenvolvimento dos processos de orogêneses do ciclo Brasileiro, que lhe impôs muitas das estruturas hoje observadas (e também algumas novos embaciamentos "vulcanossedimentares" sobrepostos), mas sem apagar muitas de suas características litológicas prévias (mesoproterozóicas), nem algumas outras estruturais e isotópicas. A metodologia do Rb/Sr tem sido usada com a sua interposição tem vindo consistente por estudos Sm-Nd e U/Pb. Sínteses recentes foram publicadas por Brito Neves *et al.* (1995) e Van Schmus *et al.* (1995). Na reconstrução de Hoffman (1991) para o supercontinente do final do Mesoproterozóico (Rodínia, a ser comentado), o cinturão de Cariris Velhos tem sua continuidade preconizada na faixa de Namaqua Oriental (hoje no sudoeste africano), com o qual guarda várias identidades litológicas, estruturais e algumas cronológicas.

Enquanto na América do Sul, a concepção de Rodínia, de Hoffman (1991), consoante nome prévio de McMenamin & McMenamin (1990), enfrenta problemas primários de história, constituição e arquitetura (devido aos problemas em relação às orogêneses mesoproterozóicas, já comentados) este conceito circula francamente na literatura internacional. Esta designação é reservada para o amplo continente formado ao final dos processos mesoproterozóicos, que envolveram extensões lineares de costuras orogênicas de ordem superior a 10000 Km. Na verdade, esses problemas acima mencionados ocorrem por várias razões combinadas àquela falta de um conhecimento geológico adequado de nossas faixas móveis desta era, pela importância da colagem paleoproterozóica prévia (que de fato preparou as grandes frações litosféricas que vieram a se amalgamar em Rodínia), pelas características inerentes às orogêneses mesoproterozóicas (não lineares, retrabalhamento incompleto de contextos do embasamento, deformação pouco intensa de contextos prévios de caráter anorogênico inclusive), pelo grau de retrabalhamento preferencial e supremacia em área das orogêneses do Ciclo Brasileiro.

A análise dos dados em conjunto (Brito Neves 1993, Brito Neves *et al.* 1996) reitera a concepção de Rodínia, mas acrescenta alguns problemas a serem considerados. A fusão foi diacrônica, em diferentes estágios de tempo (começando com eventos a 1.45 Ga), e só se completou no início do Neoproterozóico. Ainda, há muitos dados mostrando que parte dos processos tendendo a desarticulação desta massa foram também diacrônicos, posto que já haviam se instalado no Mesoproterozóico Superior, quando parte das atividades orogênicas formadoras estava em ação, e daí se estenderam por todo o início do Neoproterozóico. Isto é bastante claro na documentação geocronológica, principalmente no domínio da região Amazônica. Uma vida curta, diacrônica e atribulada de uma grande massa continental envolvendo a justaposição de mais de uma placa litosférica continental, são as impressões auferidas a partir dos dados dos seus fragmentos hoje sob a égide da América do Sul.

A TAFROGÊNESE TONIANA (Segunda Fissão) Sucedendo a colagem mesoproterozóica/eo-neoproterozóica, um processo de quebraamento (*rift*) e dispersão (*drift*) no supercontinente Rodínia está muito bem marcado no Brasil e África. Os primeiros sintomas destes processos, como já ditos, em parte concorreram no tempo com aqueles processos de amalgamações precursoras, entre 1100 e 1000 Ma, e até mais antigos, conforme consignados por alguns *dike swarms*. Este diacronismo natural perdurou nos processos de *rifting*, na duração do fenômeno, nas velocidades de desarticulação gradativa do extenso *landmass* meso/neoproterozóico.

Os enxames de diques (alguns deles relacionados com possíveis plumas mantélicas, Gomes & Oliveira 1997), se distribuem ao longo da costa da Bahia e do Congo, ao longo do Espinhaço, a sul do Cráton do S. Francisco, na porção centro-ocidental da Amazônia, etc. O rifting é generalizado, plenamente comparável àquela que desarticulou o Pangea no Mesozóico (Porada 1989) e diversificado, em ramificação, procedência (riftes de manto ativado parecem predominar), estágios de tempo envolvidos, dispersão resultante e sistemas bacinais ("tectônica formadora") substanciados. No caso sul-americano, estimativas para o máximas deste fenômeno extensional

fica entre 950 e 850 Ma, de onde toma-se emprestado a designação de Toniano (período entre 1,0 e 0,85 Ma), mas não exclusivamente neste intervalo de tempo. Há algumas evidências (na Borborema, nas Faixas Pampeanas e Araçuaí) a serem comprovadas de que a desarticulação se completou em alguns setores em intervalos de tempo bem mais jovens, dentro do Neoproterozóico. É possível que, em alguns locais, estes processos de abertura coincidam no tempo com os primeiros eventos orogênicos do ciclo posterior. A propósito, no oeste de Goiás, no bloco S. Gabriel-RS, no Arco Lufiliano, Zambezi (consoante Porada 1989, Hanson 1998) etc. há evidência de processos de orogêneses pré-750Ma.

Há indicações concretas, no Brasil e África de que grande parte dos processos de rifting e formação de bacias e relevos associados tenham sido feitos em condições climáticas frias a glaciais, sendo comuns depósitos abrangendo estas características (Bebedouro/Iequitaí, no Brasil, no Congo Ocidental, Kundelungu no Zâmbia, Stinkfontein e Kaigas no Gariép, etc.).

Seguinte ao magmatismo fissural de preâmbulo, foram gerados vários segmentos litosféricos descendentes de Rodínia (grandes, dimensões intermediárias e pequenos), e nos espaços entre eles se desenvolveram riftes, sistemas de riftes (deférentes graus de desenvolvimentos), aulacógenos, braços de oceanos, pequenos oceanos, primários ou/e indiretos (bacias relacionadas às adjacências de arcos magmáticos). Conseqüentemente, todas as associações estratigráficas a todos estes ambientes e sub-ambientes inerentes tomaram então seus lugares.

Devem ser destacados, como na figura 4, os descendentes de Rodínia de várias dimensões gerados nesta tafrogênesse os seguintes tratos bacinais que os circunscrevem:

i. No lado mais ocidental do continente, mais precisamente desde Rockelides (e a Pharusia no norte, em África) até as faixas Pampeanas, ocidental (Puncoviscano) e oriental (Cordobano). Há várias evidências de desenvolvimentos de contextos oceânicos, e de fechamento de oceanos ao longo deste ramo da dispersão.

ii. Circunscrevendo todo o bloco S. Francisco-Congo-Kasai-Angola, depósitos marinhos profundos, tratos/restos ofiolíticos vêm sendo reconhecidos gradativamente, assim como algumas evidências de arcos magmáticos. De Oubanguides (em África), passando pelos domínios Sergipano, Riacho do Pontal Rio Preto, Brasília, até o sul do Cráton do S. Francisco. E ainda, perlongando a periferia oriental do Cráton, no domínio interno da Faixa Araçuaí.

iii. No sudeste do continente e sudoeste africano, o oceano Adamastor/Khomas (de Hartnady *et al.* 1985) tem reconhecimento de há muito, e várias reproduções assemelhadas na bibliografia, chegando ao nosso continente no domínio da Faixa Dom Feliciano, e parcialmente na Faixa Ribeira (Pien, Paranaguá, etc.).

iv. Deve ser mencionado em complemento o domínio ANEKT (Árabe-Nubiano, Etiópia, Quênia e Tanzânia, Unrug 1996), que separava as frações continentais de Gondwana Ocidental e Oriental, posteriormente consolidados no final do Proterozóico.

A conexão entre estes domínios oceânicos é possível, e esperada de alguma forma, é provável, mas não pode ser asseverada ainda de forma plena e exorbitante, como o fazem alguns autores (e.g. "Oceano Brazilide" de Dalziel 1997). Assim como é necessário de se pensar em domínios extensionais de menor vulto coligando todos eles, onde crosta oceânica não chegou a ser gerada.

Conseqüente à fragmentação de Rodínia, gradativamente foram gerados seus descendentes, em termos de blocos (placas continentais com maior ou menos participação de litosfera oceânica) grandes, intermediários e pequenos. Os grandes blocos - Amazônia, S. Luis-África Ocidental, S. Francisco-Congo-Kasai-Angola, Rio de la Plata, Kalahari -desenvolveram amplas coberturas neoproterozóicas em condições de estabilidade e evoluíram para a constituição posterior dos crátons sin-Brasilianos, ao longo do processo de articulação de Pannotia/Gondwana. Os blocos menores desempenharam diferentes papeis no Neoproterozóico, de microcontinentes, microplacas e terrenos, ramificando a paleogeografia, e alguns chegaram a desenvolver coberturas relativamente estáveis (como é o caso da Bacia de Itajaí no antepaís de Luis Alves)

No fecho do ciclo Brasiliano, com a convergência generalizada e a edificação das faixas móveis, as parcelas continentais destes blocos foram decisivamente retrabalhadas, como "altos tectônicos" e terrenos, sendo transformados em dimensões, forma, comportamento, e atingidos por magmatismo granítico insidioso e variado, tectônica compressional, rejuvenescimento isotópico etc.

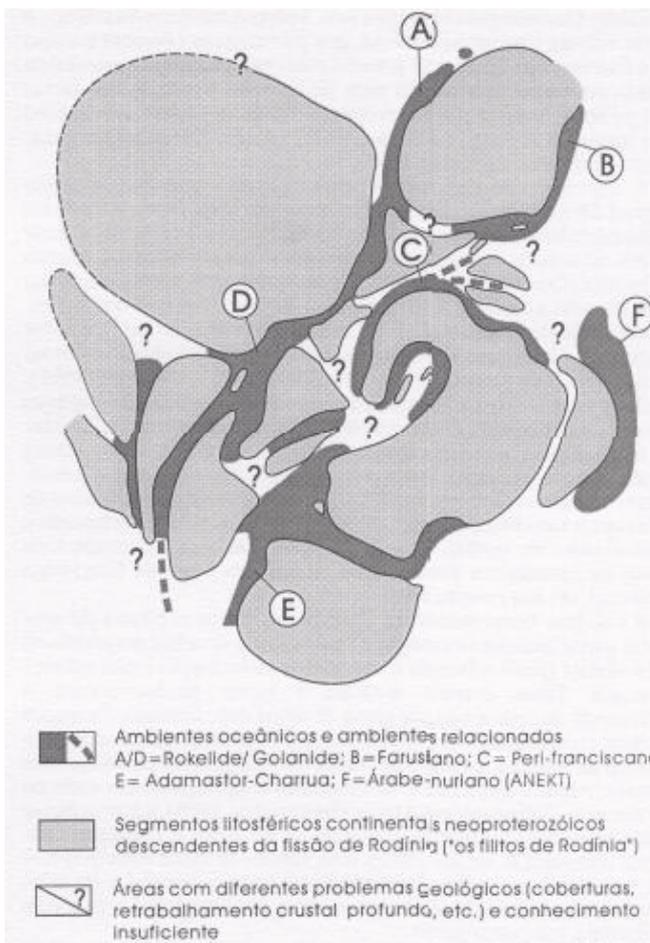


Figura 4 - Esquema geral (fora de escala) dos fragmentos de litosfera continental (blocos grandes, intermediários e pequenos), descendentes de Rodínia, e os prováveis ambientes oceânicos e proto-oceânicos gerados e interpostos a eles. Uma elevada dose de especulação é parte de um esquema desta natureza.

É possível que o fechamento de algumas bacias neoproterozóicas (subducção e formação de arcos) tenha sido concomitante ou conseqüência de outros processos secundários de abertura (caso de bacias de retroarco). A maioria das bacias neoproterozóicas/Brasilianas teve instalação no Toniano (vide síntese de Unrug 1996), mas algumas extrapolam este período, como já mencionado. Para Powell (1995), um dos maiores eventos de fragmentação de Rodínia (separação de Laurentia de Antártica Oriental e Austrália) foi datado e aferido por métodos paleomagnéticos em torno de 720 Ma.

A COLAGEM BRASILIANO/PAN AFRICANA (Terceira Fusão) Histórico Esta colagem corresponde ao somatório final dos processos de orogêneses neoproterozóicas imposto às bacias neoproterozóicas, tonianas principalmente e subsequentes, que resultaram no amalgamação dos blocos litosféricos que as separaram e lhe serviam de embasamento. O resultado foi a formação da grande massa continental de Pannotia /Gondwana, no limiar do Paleozóico.

O conceito de Pannotia (Stump 1987, Powell *et al.* 1995) aqui evocado é o do supercontinente primeiramente formado, de duração efêmera (entre 545 Ma e 515 Ma), o qual pela instalação do Oceano lapetus e o Mar de Tomquist no Cambriano foi subdividido, gerando Gondwana e Laurentia (o qual se destacou e derivou), conforme usualmente tratado pelos mais diferentes autores (Dalziel 1997).

Dentro desta concepção, há duas parcelas de Gondwana a serem discriminadas. De um lado (oeste de ANEKT), Gondwana Ocidental, pela parcela maior de blocos (grandes, intermediários e pequenos descendentes de Rodínia), com participação de unidades litoestruturais do Arqueano, Paleoproterozóico e/ou Mesoproterozóico. Do outro lado, por seu turno, Gondwana Oriental constituiu também um grande segmento litosférico continental sobrevivente de Rodínia, composto por tramas litoestruturais também do Arqueano e do Paleoproterozóico

(Kalahari-Grunehogna+Madagascar+ Índia+Antártica+Austrália) e faixas móveis mesoproterozóicas, que permaneceu coerente e coeso até o Fanerozóico. Estes dois grandes contextos ocidental e oriental de Gondwana foram aglutinados num único pela evolução das faixas móveis brasileiras (bacias neoproterozóicas, deformadas), em especial pela suturação ao longo da faixa ANKET (Arabe-Nubiana-Queniana-Etiópia-Tanzânia, de Unrug 1996).

A articulação de Laurentia a oeste da América do Sul (hipótese original *SWEAT*, de Moores 1991) compoem desta forma o Pannotia foi proposta baseada na provável continuação da Faixa Grenville - hoje situada no leste da América do Norte - para suas correlatas ou frações da mesma (Garzon-Santa Marta, Occidentália, etc. acima descritas) -hoje situadas a oeste da América do Sul, no embasamento dos Andes. A concepção de "**Pannotia**" (i.e. "*todos os terrenos ao sul*"), a saber Laurentia + Gondwana Ocidental + Gondwana Oriental colocados no hemisfério sul do planeta adveio com Stump (1987) e Powell (1995).

Gondwana Ocidental ocuparia a parte central deste amplo contexto de massas continentais, e veio a se separar provisoriamente de Laurentia no final do Cambriano com a formação de uma bacia oceânica (lapetus, já mencionado). Após o fechamento desta bacia, no Ordoviciano ("Orogênese Famatiniana"), por uma convergência episódica de Laurentia e Gondwana Ocidental, o *drift* de Laurentia foi retomado e intensificado, no sentido da posição atual. Ou seja, Laurentia teria girado no sentido dos ponteiros do relógio em torno de Gondwana Ocidental, até sua posição atual.

A colagem neoproterozóica implica em vários capítulos de orogênias acrescionárias (formação e coalescência de arcos magmáticos) e colisionais (predominantes e variadas) e deformação intracratônica associada. Estes eventos levaram a termo gradativamente o fechamento de toda a variada gama de sítios deposicionais ("espaços bacinais continentais", proto-oceânicos e oceânicos) instalados pelo *breakup* de Rodínia, do período Toniano e mais jovens. Os dados mais remotos, e muito localizados, de orogênias neoproterozóicas estão na Zâmbia e no Zimbábue (em África, Hanson *et al.* 1998), nas províncias Mantiqueira Sul (S. Gabriel, Hartmann *et al.* 1998) e Tocantins Ocidental (Pimentel & Junges 1997), com valores de idade entre 900-850 Ma. Isto significa eventos de interação em parte coetâneos, e em parte antecedendo mesmo alguns outros eventos de tafrogênese e dispersão de Rodínia, em outras partes.

No nosso continente, a cronologia destes processos orogenéticos não é conhecida com suficiência, e mesmo que os cenários das interações sejam ainda muito discutidos e não necessariamente sincrônicos, é possível verificar certa coerência de clímax nas diferentes províncias brasileiras. A saber, existem tendências em torno de valores na ordem de 900-850Ma (mais antigos e restritos em dados), 770-750 Ma, 600/630 Ma (provavelmente o mais importante em extensão e registro cronológico dos eventos de interação do Brasileiro), e ca.570/540 Ma ("Rio Doce"). Os valores de idade dos eventos pós-orogênicos - extrusão, impactogênese, resfriamento- se propagam em geral até 500 Ma, e em parte são concorrentes no tempo desses últimos eventos ainda orogenéticos (da mesma ampla colagem Brasileiro/Pan-Africana) vigentes em outras províncias (caso do Pampeano, na Argentina) e em outros continentes (como no caso de Gariep-Saldania, na África, do Ross - Delameriano na Antártica, etc.), participes da e na formação de Gondwana. Na figura 6 (mais a frente) se faz uma tentativa de representar no tempo estes eventos da colagem Brasileira.

Somente no Ordoviciano, de uma maneira mais geral, parte (não andina) do nosso continente (e maior parte de Gondwana) passou a apresentar condições tectônicas cratogênicas, irretorquíveis, inaugurando desde então amplo período de estabilidade, que em alguns domínios chegou até final do Jurássico (nestes casos, perdurando por cerca de 350 Ma). No setor andino, por sua vez, as condições de margem passiva também foram predominantes após a orogenia Pampeana (pós-520Ma), destacando-se apenas por um interregno de margem ativa e colisão (Oclóica e/ou Famatiniana no Ordoviciano Superior (-450 Ma.), segundo Bahlburg & Hervé (1997). A retomada de eventos acrescionários no Carbonífero Superior naquele setor veio encerrar uma quiescência tectônica de cerca de 110 Ma na margem proto-Pacífica. Estes últimos eventos repercutiram no interior cratônico do nosso continente, pois em todas as sinclises paleozóicas há um marco de erosão e discordância de caráter inter-regional antecedendo a sequência neocarbonífera (chamada "Sequência Delta").

Registro No contexto em análise de Gondwana Ocidental é possível destacar, por razões de distribuição no espaço e descritivas, quatro províncias estruturais resultantes desta colagem. Cada delas com algumas características próprias e outras intransferíveis, mas todas guardando evidências de conexões intracontinentais (ligações

obscurecidas por coberturas ou devido ao conhecimento ainda insuficiente) e extra-continentais. A discriminação abaixo ensejada vem em sintonia e adição ao trabalho de Almeida *et al.* (1977), e outras contribuições mais recentes, desta década, a saber:

- a. Borborema, no Nordeste Oriental - (Farusiano+ Trans-Sahara) Domínios Setentrionais (ao norte do Lineamento de Patos) Domínio Central (Zona Transversal) Domínio Meridional (Sergipano-R. Pontal-Rio Preto)
- b. Tocantins ou Brasil Central - (Rockelides/Bassarides). Domínio Oriental Brasília Domínio Ocidental Tocantins-Araguaia-Paraguai
- c. Mantiqueira
- c'. Central e Norte Ribeira/Araçuai (West Congo, Kaoko)
- c". Sudeste-Sul Dom Feliciano (Damara/Gariep/Saldania)
- d. Pampeano Oriental (Cordobano) e Ocidental

Todas estas províncias se caracterizam por possuírem posição inter-crátoms (entre os descendentes maiores de Rodínia), vários tipos e tamanhos (e papéis exercidos) de blocos do embasamento (*basement inliers*, "maciços", fragmentos menores da dispersão de Rodínia, embasamento retrabalhado de bacias tonianas) e uma grande diversidade de faixas móveis, como descrito por Brito Neves & Cordani (1991) e aqui retomado com atualização. Esta variedade está na razão direta da natureza do embasamento, do ambiente paleogeográfico desenvolvido, dos fatores de extensão (beta=P) e encurtamento crustal (I/P) prevalentes e do tipo de interação de blocos então vigente que comandou a tectogênese.

São comumente descritas faixas do tipo QPC (quartzito-pelito-carbonato, diamictitos basais), marginais, proximais ou miogeoclinais) para aquelas faixas longitudinais e periféricas às bordas cratônicas, e que comumente desenvolvem estruturas do *úpoforeland thrust-and-fold-belt*. As similaridades entre elas são grandes, em termos paleogeográficos, litoestratigráficos (e até algumas similaridades estruturais), mas há características próprias resguardadas inalienáveis.

Para as faixas distais dos crátoms, várias designações têm sido utilizadas descritivamente, procurando enquadrar suas naturais diversidades, em vários aspectos geológicos gerais. Como por exemplo: "terrigenas", vulcanossedimentares, BVAC (vulcanismo bimodal, arcóseos, conglomerados, baseados em Condie 1984), ofiolíticas (quando incluindo sedimentos e magmatismo de mar profundo). E para casos de algumas faixas mais internas, tem se usado a designação granito-migmatíticas, para as quais contextos de arcos vulcânicos e magmáticos têm sido atribuídos.

Além dessa diversidade natural de faixas móveis, com passagens laterais de um tipo a outro, são características comuns adicionais a variedade do plutonismo granítico (discreto nas marginais, importante nas faixas distais), a passagem no metamorfismo de fácies xistos verdes a anfíbolito (raridade de metamorfismo granulítico), das zonas marginais para as zonas mais distais e a importância das *shear zones* (algumas nitidamente transcontinentais). Nestes casos, implicando em eventos adicionais de granitização e tafrogênese (espaços *pull apart*), que vieram a comandar uma etapa final de *escape tectonics*, sempre a responsável pelas formas finais das províncias (última geometria auferida no Cambriano) e outros aspectos de monta. Os dados acumulados desde os trabalhos de Almeida *et al.* (1977), pioneiro na concepção destas províncias, já permitem que sejam acrescentadas várias subdivisões naturais (sub-províncias ou semelhantes) em cada uma delas, e isto tem sido feito, ainda que sem formalização, e o esquema acima proposto apenas retrata estas tendências.

Na análise do continente, sob o prisma da forma e organização da colagem neoproterozóica, ficam bastante evidentes duas porções distintas:

a. Uma norte ocidental - a Amazônica - caracterizada por um grande (e bastante representativo) fragmento de Rodínia, orlado por um cinturão de faixas móveis de grande continuidade (Rockelides-Oiapoc, Araguaia/Tocantins, Paraguai/Tucavaca, Sierras Pampeanas). O referencial para correlações de toda ordem para este contexto do embasamento tende, deve e tem sido procurado no continente norte-americano.

b. A outra parte complementar, o resto do continente, sua parte central e oriental é representada por um mosaico denso de fragmentos

de tamanhos diversos (pequenos, médios e mais raramente grandes) de Rodínia, orlados e trançados numa composição muito complexa de tipos e formas de faixas móveis, nas quais o retrabalhamento de rochas do embasamento é a regra. A compreensão e interpretação destas faixas móveis imprescindível do cotejo com aquelas do lado africano que constituem sua continuidade natural, separadas pela deriva mesozoica.

A TAFROGÊNESE EOPALEOZOICA (Terceira Fissão) O limiar do Paleozóico assistiu novamente a grande reorganização de massas litosféricas continentais e oceânicas na face da Terra, com a instauração dos quadros fisiográficos (e paleontológicos) de amplos e francos registros. Nestes casos, a diversidade de configurações propostas e inexistência de consenso (mais nos detalhes) é na proporção direta da quantidade de dados disponíveis às reconstituições. Estão incluídos neste rol os dados paleomagnéticos e os restos de oceanos preservados, em condições inexcedíveis no passado.

Referente ao nosso continente (mais precisamente então parte central de "Pannotia"), deve-se enfatizar primeiro os processos extensionais que conduziram à formação do oceano lapetus (entre Gondwana Ocidental e Laurentia) e o seu ramo lateral, o Mar de Tornquist (entre Gondwana e Báltica). Estes processos - responsáveis pela individualização de Gondwana como supercontinente - inauguraram um completo Ciclo de Wilson que veio a ser consumado com as orogenias Apalachianas/ Taconianas/Famatínicas do Paleozóico Inferior (Dalziel *et al.* 1994, Dalziel 1997, entre outros).

A reconstituição em um linha única e contínua das margens continentais e das formações marinhas do lapetus do Canadá ao sul do Chile, percorrendo preferencialmente tratos do embasamento formados na colagem mesoproterozóica (Grenville, Garzon-Santa Marta, terreno Occidental, conforme esquema de Dália Salda *et al.* 1993), é ousada, de forte apelo, embora não seja de aceitação unânime (vide Hervé & Bahlburg 1997). Dentro deste raciocínio e linha de pensamento, haveria uma fase segunda de fissão, após a orogenia Famatiniana, com a deriva vigorosa de Laurentia que descreveu um roteiro horário em torno da América do Sul (Dalziel 1995).

Em paralelo a estes eventos maiores de desarticulação continental, a nível global (dispersando Laurentia, Báltica, Sibéria, etc.) no interior do continente há várias evidências de processos extensionais, puros e sobretudo simples (transstracionais). Estes são o resultado dos atos finais das orogenias do Brasiliano, como já comentado. Distribuídos desigualmente entre 590 e 500 Ma., em todas as províncias estruturais (localmente adentrando ao interior de províncias cratônicas), estes eventos foram responsáveis pela formação de vários tipos de tafirógenos (antefossas, intrafossas e além-fossas, impactógenos, bacias *pull apart* ao longo de zonas de cisalhamento etc.). Os depósitos formados nestes tipos de bacias são geralmente muito imaturos, consorciados com interveniência vulcânica bimodal, plutonismo anorogênico, peralcalino a alcalino. Em geral, a preservação destes depósitos é precária e esparsa, salvo exceções locais.

Destaque deve ser feito ao substrato das grandes sinéclises paleozóicas (Brito Neves *et al.* 1984), onde protegidos da supressão erosiva, estes depósitos Eopaleozóicos apresentam continuidade e características subsequentes de depocentros lineares, marcando toda a posterior evolução paleozóica das bacias. Na Bacia do Parnaíba (Bezerra da Cunha 1992) formam os eixos deposicionais Picos-Santa Ignês e Tanguá-Gilbuês, quase ortogonais entre si, seguindo *shearzones* do embasamento. Nas bacias Médio e Baixo Amazonas (Bahia e Abreu 1990), há evidências de notável extensão e magmatismo ultrabásico alcalino que segmentou toda a evolução da sinéclise. Na Bacia do Paraná, igualmente, seguindo linhas estruturais do embasamento (Alto Garças, Araçatuba, Lancinha-Cubatão etc., Milani 1997), vários depocentros têm sido apontados.

Longe do embasamento das sinéclises (ou seja nas áreas de escudo) as manifestações tectônicas e vulcano-sedimentares eo-paleozóicas (conhecidas como Sequência Alfa) se caracterizam pela dispersão no espaço, pelas dimensões e formas reliquias que apresentam, quase sempre guardando algum vínculo com zonas de cisalhamento e/ou remanescentes sedimentares paleozóicos. A evolução das áreas de escudo foi impiedosa com estas ocorrências, que apesar de profundamente dissipada, constituem (junto com suas homólogas do embasamento das sinéclises) um marco importante da evolução do continente.

Além destas manifestações vulcano-sedimentares, em algumas províncias deve ser registrada a presença de *dike swarm* (básicos, intermediários, félsicos) e campos pegmatíticos dessa mesma etapa do tempo (embora precariamente datados em geral), como adendo dos processos extensionais eopaleozóicos.

É necessário acrescentar aqui os dados da margem ocidental do supercontinente, segundo Bahlburg & Hervé (1977), em que predominaram condições de interação no Cambriano (margem passiva episódica e discutível), culminando com colisão na parte média e superior do Ordoviciano (Orogenia Oclóica, com docagem de diferentes terrenos, a ser comentada posteriormente).

Somente do Ordoviciano Superior (ca. 435 Ma) em diante, pelo menos, até o final do Devoniano persistiram condições de margem passiva nesta borda ocidental. Estes fatos são corroborados pelas sequências cratônicas (ditas "Gondwânicas, ortoplataformais, talassocráticas") que foram formadas na massa supercontinental mais a leste por amplos mares epicontinentais (egressos desta margem ocidental), no Siluriano e Devoniano (respectivamente Sequências Beta e Gama, de Soares *et al.* 1974), aproveitando-se deste interregno (mais de 130 Ma) de quietude tectônica, e que acobertaram e ultrapassaram em muito os sítios dos depósitos eopaleozóicos.

A COLAGEM PERMO-TRIÁSSICA (QUARTA FUSÃO) A colagem de um supercontinente no final do Paleozóico -Pangea- é de aceitação praticamente unânime, pela notável natureza dos registros paleogeográficos, paleomagnéticos, tectônicos, etc., sendo foco natural de muitos trabalhos, simpósios específicos, livros (e.g. *Pangea, Global Environments and Resources*, editado por Embry *et al.* 1994).

O movimento das massas continentais no Paleozóico gradativamente fechou em vários estágios alguns oceanos interiores preexistentes (lapetus, Theic-Rheic, Uraliano, Angarano, Tienshen-Nanshen-Kunlun etc.), formados na fissão eo-paleozóica, ao mesmo tempo que passava a formar e fomentar margens orogênicas acrescionárias, na periferia das massas continentais maiores, como no caso de Gondwana.

Por um lado, a confiança na exuberância de dados acarreta algumas simplificações imperfeitas, porque fundadas na pressa, sem a discriminação da complexidade intrínseca ao processo de aglutinar mais de uma placa litosférica numa ampla e única área continental. Por outro lado, a quantidade e heterogeneidade dos dados conduz certamente a muitas e naturais divergências interpretativas.

Em relação aos grande blocos litosféricos colados, não há problemas insuperáveis, mas a medida que são analisadas os fragmentos menores (microplacas, microcontinentes, terrenos, etc.) da litosfera, em termos de papéis e trajetórias desenvolvidos, as dificuldades e os problemas são consideravelmente acrescidos. Igualmente, e por conta disto em parte, na análise do arranjo paleogeográfico e palinspático dos maiores estágios orogênicos desta colagem desde suas preliminares no Paleozóico Inferior, Oclóica e coetâneas, já mencionada e Paleozóico Superior (Eo-hercínica e Chanica) há muitas divergências em aberto, especialmente no caso da América do Sul que ora nos concerne. A título de exemplo, uma das mais importantes faixas orogênicas para esta colagem (em relação ao nosso continente e que ocupou toda a parte sul de Pangea), a *SANFRA U* (Serra de La Ventana + Serra do Cabo + Montes Antárticandes + Faixa Tasmânica da Austrália) mostra notável e natural diversidade de elementos interagindo, qualificação do processo (parte microcolisional, parte acrescionário) e tempos de interação, da América do Sul ao oriente da Austrália. Particularmente, a compressão geradora das parcelas de La Ventana (Argentina) e Cabo (África do Sul) é intrigante e foco de várias discussões não conclusivas.

Os eventos subsequentes de rifteamento e dispersão de Pangea, de formação da margem Pacífica Meso-Cenozóica do nosso continente (pelo menos) retrabalharam diversamente e deslocaram os produtos acrescionários (arcos magmáticos) e microcolisionais de gerados no Paleozóico. A fragmentação e dispersão destas construções orogênicas, como por exemplo aqueles hoje situados na península Antártica ("a criança problema de Gondwana", Dalziel & Elliot 1982) dificultam muito a reconstituição das tramas paleozóicas e triássicas originais, havendo por conseguinte muitos óbices e dificuldades não vencidas, e consequentemente mais de uma interpretação alternativa.

No Paleozóico, uma série de terrenos de diferentes natureza litológica e procedência foi gradativamente colada à margem ocidental do continente neoproterozóico (Gondwana), como Arequipa, Chilenia, etc. (Fig.5), ao mesmo tempo que estavam sendo fechadas bacias sedimentares oceânicas e continentais interpostas, gerando um quadro complexo de acresções e microcolisões.

Uma visão simplificada para estes processos foi apresentada por Dalziel *et al.* (1993) e Dália Salda *et al.* (1996), entre outros, segundo a qual estes terrenos (admitidos como coesos entre si) seriam parte do continente Laurentia (e mais ainda, fração da faixa móvel grenvilliana) e o espaço entre estes e Gondwana teria sido constituído pelo ramo sul do Oceano lapetus, como acima já comentado. Assim sendo a colisão Laurentia versus Gondwana seria a responsável pela faixa

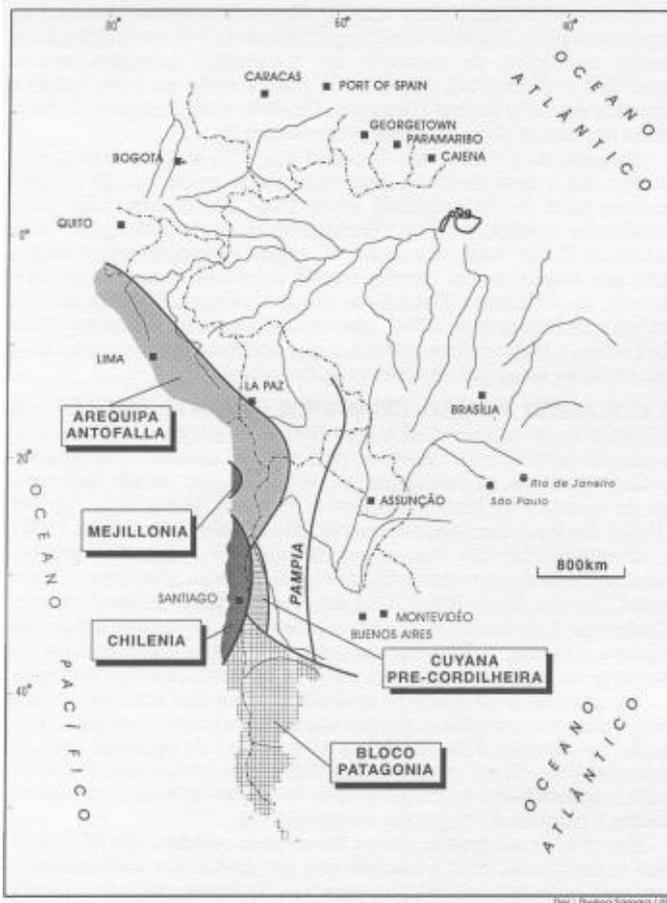


Figura 5 - Os diferentes 'terrenos "acrescidos às margens ocidental e sul do continente ao longo dos processos orogênicos do Paleozóico (Sierras Pampeanas, Pré-Cordilheira-Cuyana, Arequipa-Antofalla, Chilenia) e Mesozóico (Mejillonia, Patagonia-Malvinas, etc.). Modificado de Bahlberg & Hervé 1997.

Appalachiana (Tacônica) - Famatiniana, considerada uma (ao redor de 450 Ma), e somente dearticulada por uma rotação horária do bloco Laurentia em torno de Gondwana. No seu deslocamento no sentido dos ponteiros do relógio para o norte, Laurentia teria se chocado com o noroeste de Gondwana (transpressão Acadiana, ca. 370/350 Ma), para então completar a formação de Pangea. Igualmente, já foi mencionado que esta versão é contestada parcialmente por alguns outros autores, como Bahlberg & Hervé (1997), por exemplo.

A docagem destes blocos "maiores" (Arequipa-Antofalla, Chilenia, Pré-Cordilheira/Cuyana, Patagônia, etc.), de substrato pré-Cambriano (Fig. 5) foi sendo feita em tempos e condições distintas, com suas respectivas construções acrescionárias e colisionais, em estágios orogênicos pré e sin-Ordoviciano Superior (Orogênese Oclóica), e principalmente do Carbonífero (Orogêneses Eo-Hercínica e Chênica). Ao mesmo tempo começou a se desenvolver a margem Pacífica do continente (entre 350 e 310 Ma, segundo Visser 1993), com suas atividades acrescionárias. Entre um pico (Oclóica) e outro (Eo-Hercínico) da atividade orogênica, de condições ativas, houve um amplo intervalo de margem passiva, acima já comentado, que viabilizou o avanço epicontinental de mares para leste e a formação das coberturas sedimentares cratônicas talassocráticas da plataforma sul-americana (Beta, Gama e Delta, pró-parte, em Soares *et al.* 1984).

O zoneamento consequente desta margem ativa proto-pacífica (pela destruição e consumo de Panthalassa), iniciada no Carbonífero, em termos de espaços ante-arco, arcos magmáticos, retro-arco e bacia de *foreland* pode ser esboçado melhor no limite Paleozóico-Mesozóico, da América do Sul a Antártica, segundo Dalziel & Elliot (1982). A porção referente aos arcos corresponderia à Cordilheira Frontal (e o substrato das demais cordilheiras mais a oeste) e seus equivalentes na Antártica Ocidental (parte da península Antártica, Thurston Island, Mary Bird, Ellsworth Land, Whitmore etc.). A zona continental de antepaís estava então coberta por unidades glaciogêni-

cas e associadas diversas (sedimentos ditos gondwânicos, sequência Delta, de Soares *et al.* 1974) que foram dobrados longitudinalmente à borda da área cratônica, formando a faixa Serra de La Ventana-Serra do Cabo-Montes Transantárticos-Tasmânia/New England (esta na Austrália oriental), conhecida pela designação genérica de *SANFRA U*.

De uma forma simplista (conceito de Occidentalia uno) ou de outra (vários terrenos, várias procedências, colados em diferentes tempos até o Carbonífero), esta colagem paleozóico/triássica foi concretizada, fechando espaços oceânicos preexistentes, e logrando a implantação de uma margem ativa, na periferia sul-ocidental de Pangea já a partir do Carbonífero Inferior (350-310 Ma, Visser 1993).

De certa forma, como já mencionado, todos estes acontecimentos da margem e do interior próximo do supercontinente correspondem a manifestações outras na cobertura da plataforma. O Triássico na parte cratônica do nosso continente foi marcado pela emersão, e com apenas raríssimas exceções, é caracterizado por amplas lacunas estratigráficas.

A FISSÃO DE PANGEA (Quarta Fissão) A análise da desarticulação de Pangea, do Triássico Superior em diante tem que levar em conta dois campos de observação aparentemente distintos, mas coligados: a implantação gradativa dos oceanos Atlântico e Índico (e a reestruturação do Tethys), e a renovação dos processos acrescionários da margem Pacífica, previamente instalados já no Carbonífero Inferior (segundo Visser 1993). Os eventos de desarticulação de Pangea a leste (*rift* e *drift*) e os eventos relacionados ao contexto da subducção na margem oeste trabalharam em conjunto, e foram responsáveis e co-responsáveis por muitos dos registros tectônicos e vulcano-sedimentares do interior do nosso continente em vias de individualização.

Normalmente, as causas dos eventos de aglutinação e de dispersão de supercontinentes estão ainda no campo das hipóteses e teorias, como discutido por Rast (1997), apontando duas explicações teóricas contrapostas:

Hipótese da Superpluma de Sheridam (1994), entre outros;

Reorganização das placas e mudanças no padrão de convecção do manto (Anderson 1994).

No tocante a dispersão de Pangea, Storey *et al.* (1992), apresentam uma série de argumentos e fatos que merecem ser revistos pela ordem de importância. Em primeiro lugar, o Triássico Superior e Jurássico teriam assistido importante modificação no sistema de subducção do Pacífico, passando de tipos compressoriais para tipos extensionais - por prováveis mudanças no ângulo da subducção -, cujos registros se propagam por todas as zonas de retro-arco e antepaís. Esta zona extensional coincide com a formação dos *traps* vulcânicos do Tasman-Ferrar-Karoo-(Serra Geral). Ao mesmo tempo, na borda Tethiana de Pangea registraram-se processos de subducção importante, o que poderia compor um novo quadro de forças extensionais (puxadas de subducção em sentidos opostos nas duas margens do supercontinente) com repercussão por toda a massa continental aglutinada, e coincidindo com os estágios iniciais de rifteamento (pós-150 Ma).

Para estes autores, em segundo lugar deve ser considerado os fenômenos derivados de espessamento crustal e colapso extensional, das faixas móveis permo-triássicas formadas, principalmente do Sanfrou, à semelhança de observações feitas na América do Norte no sistema Caledoniano/Appalachiano.

Finalmente, a presença de plumas do manto é reconhecida como possível, mas que teriam tido um papel secundário (conforme dados da assinatura geoquímica das rochas vulcânicas), e/ou subsidiário, servindo para enfraquecer a litosfera e favorecendo o rifteamento. A propósito, a província Tasman-Ferrar-Karoo tem uma extensão linear de 3000 km, subparalela à margem proto-Pacífica, e sua forma é dificilmente compatível com os modelos usuais de plumas. Alguns dados geoquímicos e outros isotópicos do sul do Brasil relacionam o magmatismo da Bacia do Paraná a fontes litosféricas distintas (diferente do material astenosférico isotopicamente homogêneo esperável de uma pluma).

Estas considerações são importantes e inerentes. Mas, o ponto mais significativo é a pujança do registro geológico do processo em nosso continente, marcando (com estruturas, sedimentação, magmatismo) todas as províncias estruturais, tendo contudo privilegiado aquelas de consolidação no Brasiliano, e principalmente aquelas situadas ao longo da atual margem continental. Em algumas áreas (como no Escudo das Guianas), os processos associados à tafrogênese são os mais precoces, tendo início no Neopermiano e Triássico, mas é do Jurássico Superior ao Cretáceo Inferior o clima das manifestações tectônicas (rifteamento) e litogênicas (magmatismo basáltico, sedimentação elástica continental), que daí perduraram pelo menos até o Terciário Inferior, cada vez mais atenuadas.

Classicamente são reconhecidos quatro focos do processo de instalação do Atlântico, que só vieram a coalescer parte superior do Cretáceo: na parte equatorial do continente (Permo-Triássica), em primeiro lugar; na parte centro-meridional (Jurássico Superior-Cretáceo Inferior); parte equatorial a nordeste do continente (Aptiano-Albiana) e a zona Touros-Maragogi, no saliente oriental do Nordeste (do Cretáceo Superior para a frente), como o último segmento desta abertura. Desde o trabalho pioneiro de Beurlen (1967), até os mais recentes desta década, esta sucessão tem sido discutida, acrescentada e aprimorada nos detalhes.

Estes eventos consorciados têm sido chamados como representativos do "estágio de ativação" da Plataforma Sul-Americana (Almeida 1972), e os depósitos e rochas vulcânicas então gerados têm sido colocados sob a égide de "sequência Epsilon" (Soares *et al.* 1974). Em verdade, esta é uma simplificação com fins mais didáticos ou expositivos, posto que as características gerais deste contexto então formado é muito variado, e geralmente não é crono-paralelo, retratando condições instáveis da plataforma ("estágio paraplateformal" ou de "Ativação") e foge muito dos requisitos das "sequências sedimentares cratônicas" como estipulado por Sloss (1970). A posição entre as sequências Delta (registro da sedimentação neopaleozóica a eotriássica) e Zeta (registros da sedimentação do Cretáceo Superior em diante) é no entanto um ponto destacável e chave para correlações. Assim como é também atenuante para o uso não ideal do conceito de sequência.

A representação destes eventos é notável. Mesmo em áreas cratônicas, do remoto interior do continente (como Anari e Tapirapuã, no centro-oeste da Amazônia), a sudoeste do escudo Brasil Central, a mais de 2000 km da margem continental, há registros de magmatismo básico desta etapa. O anel de províncias de rochas alcalinas que circunscribe a Bacia do Paraná (Almeida 1983) também se distancia bastante da costa atlântica. O magmatismo fanerozóico da Patagônia desconhece limites geográficos ou geológicos prévios. Todos estes são fatos que mostram o consórcio dos fenômenos tectônicos postulados no início deste item como responsável pela desarticulação do supercontinente e a formação de sua margem acrecionária.

Na sinéclise amazônica, estima-se em 340.000 km³ o volume total material básico colocado na forma de sills e diques. No sistema Paraná-Chaco (continuação de Karoo), estão consignados mais de 1.200.000 km³ em área de *traps* basálticos, com volume total estimado de 1 milhão de km³, consoante Almeida 1972, e afora uma importante província de manifestações alcalinas (Almeida 1978). Enquanto nas áreas cratônicas e sinéclises (substrato neoproterozóico em parte) o magmatismo basáltico constituiu as manifestações mais conspícuas, mas não exclusivas, na Província Borborema desenvolveu-se um importante sistema de riftes intracontinentais, com magmatismo basáltico subordinado.

Deve ficar pois claro que as manifestações tectono-magmáticas e sedimentares são ubíquas e diversas, tomando difícil uma opção entre as hipóteses de causa dantes formuladas. A presença de algumas plumas térmicas ao longo da atual margem continental com registros significativos dos estágios evolutivos (domo, rifte/lago, golfo/euxênico e marinho franco) parecem fatos concretos e de ampla aceitação. Da mesma forma que a convicção do desenvolvimento de subducção (diferenciada, diferentes placas, diferentes espaços) e de transformância (Caribe, Scotia) lateralmente à placa sul-americana (individualizada totalmente apenas no Cretáceo Superior) devem ser consignados no cômputo dos processos causadores e influenciadores dos eventos extensionais e da dispersão verificados no interior do continente/placa.

O PROCESSO ACRESCIONÁRIO ANDINO A evolução da faixa acrecionária andina, periférica ao continente, é tema vasto e complexo, em vários termos e sentidos: tempos, focos, cenários de interação e evolução dos tipos crustais formados, sem que se possa discriminar uma incisão clara para com sua história de substrato paleozóico. O processo de acreção, com consumo oceânico significativo remontou ao Carbonífero (Visser 1993) ou mesmo ao Devoniano (Scotese 1987), e esta história complexa de consumo do Pacífico e antecessores chega aos nossos dias. Nesta oportunidade será dada atenção apenas à diversidade histórica e tectônica dos cenários ao longo dos Andes como um todo, que por sua vez deve ser compreendido como parte apenas de um contexto global consequente à dispersão de Pangea e do consumo e retaliação do grande oceano (*Panthalassá*) que circunscribeu este supercontinente.

No setor setentrional do continente, a evolução começou com a individualização de dois arquipélagos (conjunto de arcos vulcânicos)

no Jurássico Inferior (-180 Ma, logo depois da deriva e da separação de Laurentia), paralelos entre si e balizando uma grande placa oceânica (*Cordillera*), fração sul da qual veio a constituir a placa do Caribe, da parte média do Cretáceo para os nossos dias, e principalmente a partir do Eoceno, o deslocamento da fração sul de *Cordillera* para leste foi acentuado, de forma que ficaram alocados parte mais antiga do arquipélago a oeste (Costa Rica-Panamá, Equador) e outro a leste (Antilhas, de Cuba a Colômbia Central). Este deslocamento se desenvolveu consoante a transformante de El Pilar, com subducção B associada, por mais de 1000 km lineares aproximadamente na direção este-oeste, contexto tectônico que caracteriza os chamados Andes Caribenhos. Uma parte do norte do arco mais ocidental (Wrangelia/Insular) fortemente segmentado aportou a oeste da América do Norte.

Na parte mais ocidental da América do Sul, um processo orogênico acrecionário mais próximo dos modelos convencionais parece ter se desenvolvido, com uma história meso-cenozóica vulcânica por excelência. As placas de Nazca e da Antártica e a septo do Chile que as separa entraram em subducção, e este processo foi responsável pela edificação de cadeias acrecionárias muito típicas, estreitas e lineares, orientadas norte-sul, e ainda pela criação e deformação de ambientes relacionados aos arcos, e o retrabalhamento do embasamento fortemente estruturado. Os vários picos de atividade orogênica são quase contínuos desde o Triássico Superior, consoante os esquemas de Mégard (1987) e Hervé *et al.* (1987), entre os mais destacados. Estes episódios criaram centrais mais ou menos longitudinais de vulcanoplutonismo que se deslocaram gradativamente de oeste para leste, da zona costeira (Triássico) para a Cordilheira Principal (Plioceno ao Holoceno) por cerca de 240 km, na proporção aproximada de 1 km por milhão de anos. A deformação foi conduzida sobretudo nos moldes típicos de arcos compressionais, com variáveis mergulhos longitudinalmente dos planos de subducção (mas sempre abaixo de 35°)

Consoante o estudo de hipocentros dos terremotos que ocorrem entre 0° e 45°S, Barazandi & Isacks demonstraram que pelo menos cinco segmentos de planos sísmicos podem ser bem definidos: para a placa de Nazca: entre 0° a 2°S (Sul do Equador), 2° a 15°S (Peru), 15° a 27°S (Sul do Peru e Norte do Chile), 27° a 33°S (Chile Central) e 33° a 45°S. O segundo (2 a 15°S) e o quarto (27° a 33°S) caracterizados por baixos mergulhos do plano de subducção (acerca de 10°) e os demais com mergulhos dos planos de subducção na faixa de 25° a 30°. Adicionalmente estes autores assinalam que estas regiões de planos baixos de subducção são desprovidas de vulcanismo no Quaternário.

Os fenômenos de docagem e microcolisão de terrenos e translação longitudinal de terrenos no ocidente da América do Sul (Mejillonia, Chanaral, Pichidangui, etc., in Bahlburg & Hervé 1997, vide Fig. 5) tem sido verificados, mas sem a magnitude dos fenômenos similares do Paleozóico, ao longo da colagem de Pangea já dissertados.

O magmatismo andino, foco de muitos trabalhos, projetos e livros-texto apresenta variações e complexidade notável, acima das possibilidades de uma síntese. Produtos distintos e contextos bastante diversos longitudinalmente, obedecendo a subducção de duas placas distintas (Nazca e Antártica), das variações de mergulhos delas e mais ainda da Crista do Chile que as separa.

Ao sul do continente, a conjunção e interação das placas da América do Sul e Antártica é feita de forma mais complexa, com a participação da placa de Scotia, fração de Panthalassá, balizada por zonas de transformância este-oeste, subparalelas e sinistrais em movimento. Ao norte, na Crista Norte de Scotia tem-se uma transformância mais rápida e o confronto Scotia-América do Sul, que geram os Andes Fueganos. Ao sul, ao longo da Crista Sul, Scotia, faz confronto direto com a placa de Antártica, de forma mais lenta relativamente.

Em ambos os limbos mencionados há subducção associada à transformância de longa duração e complexidade, do Jurássico (ca. 150 Ma) aos nossos dias. A individualização de Scotia de Panthalassá reúne ainda muitas dúvidas e controvérsias (De Wit 1977, Dalziel 1984). Complexidade adicional se encontra no interior da placa de Scotia, onde dois centros de espalhamento de fundo oceânico foram identificados, cujas instalações se deram no Cenozóico: a passagem Drake (NE-SW, entre 30 e 4 Ma), que se estende à placa Antártica e a crista a oeste do arco de ilhas Sandwich do Sul (N-S, mais a leste de Scotia) implantada nos últimos 8 Ma.

Por conseguinte, os eventos de dispersão e acreção subsequentes ao ciclo que gerou Pangea (cujo clímax de aglutinação é estimado em torno de 230 Ma) apresentam complexidade proporcional ao incremento do nível de seu conhecimento. A dispersão de massas (criação dos oceanos Atlântico, Pacífico e Índico, concomitante fechamento do Tethys) que sucedeu Pangea e os caminhos preliminares de um futuro ciclo supercontinental (esperável pela lógica e analogia com acon-

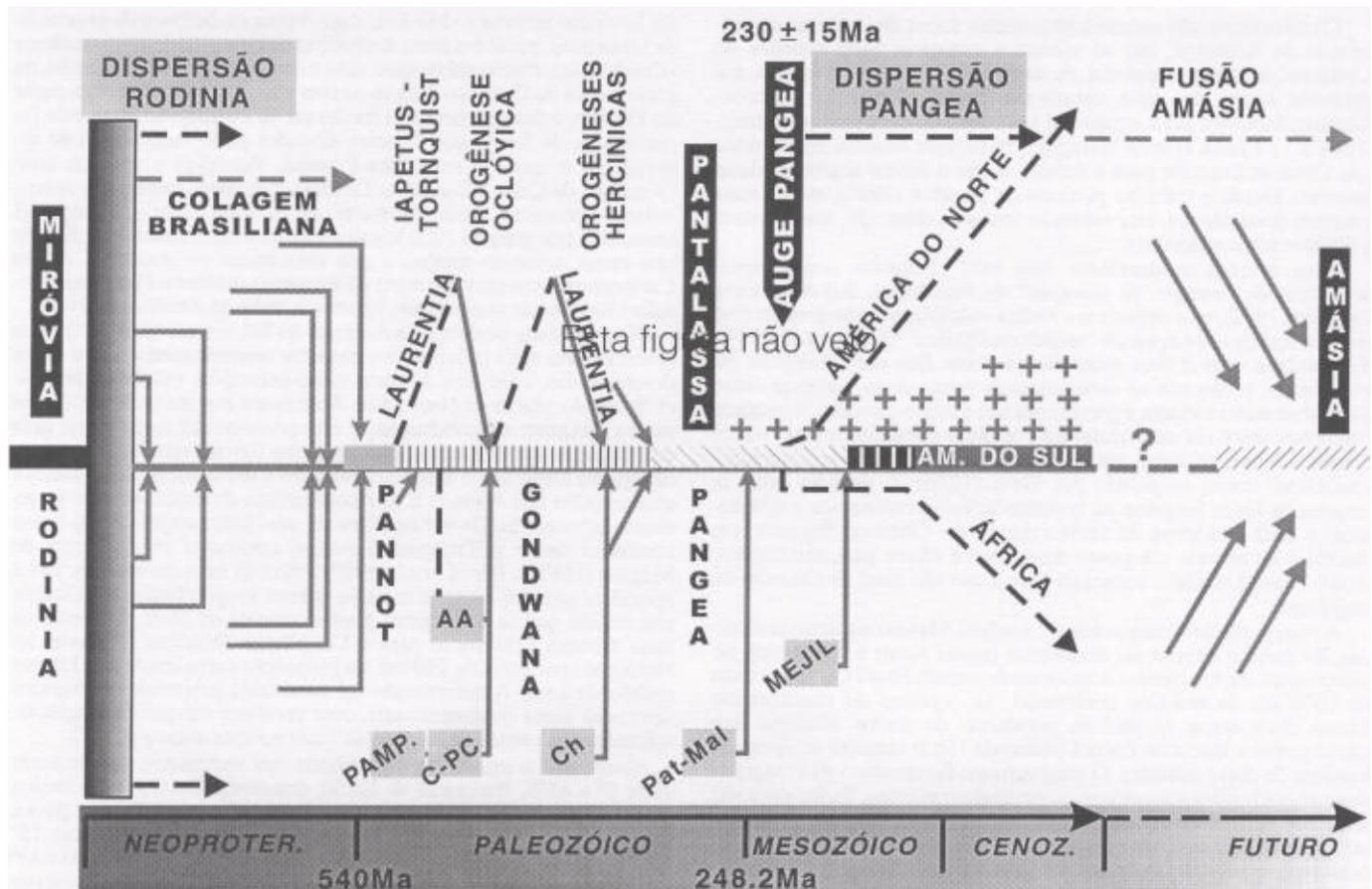


Figura 6 - História diagramática (tentativa) das massas supercontinentais entre o Mesoproterozóico Superior (Rodínia, e Miróvia como o super-oceano de então) e o presente, e a projeção para uma futura aglutinação (Amásia) de todas as massas continentais, com a progressiva expansão do Atlântico e o fechamento do Pacífico. Setas com linhas cheias = acreção, adição, fusão.. Setas com linhas interrompidas = fissão, dispersão, "drift". Fontes diversas, vide bibliografia.

tecimentos precedentes) apresentam pontos de partida comuns, feições gerais e natureza muito rica e complexa, como devem ter sido todos os superciclos precedentes. A diacronia e a pluralidade de ambientes e sub-ambientes paleogeográficos e tectônicos são regra. As simplificações de tratamento, do tipo "faixa orogênica andina" ou "faixa móvel andina", invariavelmente abrigam omissões do conhecimento muito perigosas, mas que mesmo sendo difíceis de evitar, se deve estar cientes.

Outro aspecto interessante da evolução andina é o seu desenvolvimento em paralelo com a abertura do Atlântico. As fases principais de orogênias do segmento central andino (a evolução acrecionária mais próxima dos modelos clássicos), na escala de reconhecimento, apresentam uma série de "analogias" (sincronismo) com as diferentes fases de abertura do Atlântico, consoante o esquema apresentado por Hervé *et al.* (1987), do Cretáceo para o Paleógeno principalmente. Os Andes continuam seu desenvolvimento acrecionário hoje, assim como o Atlântico vive sua fase de crescimento

("estágio maturo crescente" do ciclo de Wilson), tendendo em breve para eventos de consumo por subducção. Em poucas palavras, o processo é global, há relações desde conspícuas até imperceptíveis na escala do planeta a serem consideradas. Isto apenas para reforçar o que foi várias vezes reiterado no texto, sobre as inconveniências e os riscos do tratamento simplista do conjunto ou isolado de diferentes segmentos. Numa extensão e seguimento do raciocínio acima, baseados nos fatos do passado geológico e no conhecimentos dos vetores de deslocamento dos segmentos litosféricos atuais, é possível prognosticar as futuras configurações das massas continentais (como esquematizado na Fig. 6). Foi com respaldo nas feições e dados atuais, e tendo o passado de aglutinações e dispersão de continente como analogia que Hoffiman (1992) propôs teoricamente o supercontinente Amásia (fusão de América com Ásia), o qual foi diagramaticamente configurado *a posteriori* por pesquisadores da Universidade de Indiana (J. Meert e outros), o que pode ser auferido facilmente na rede mundial de computadores (Internet).

Referências

- Almeida, F.F.M. de; Hasui, Y.; Brito Neves, B.B.; Fuck, R.A. 1977. Províncias Estruturais Brasileiras. In: SBG/Núcleo Nordeste Simpósio de Geologia do Nordeste, 8. Campina Grande. Arai, 363-391.
- Almeida, F.F.M. de 1972. Teclono-magmatic activation of the South American Platform and associated mineralization. In: International Geological Congress, 24. Montreal, 1972. *Proceedings...*, Section 3, p.339-346.
- Almeida, F.F.M. de 1983. Relações Tectônicas das Rochas Alcalinas Mesozóicas da região meridional da Plataforma Sul-Americana. *Revista Brasileira de Geociências*, 13(3):139-158.
- Anderson, D.L. 1994. Superplumes and Supercontinents. *Geology*, 22:39-42.
- Babinski, M.; Van Schmus, W.R.; Chemalc Jr., F.; Brito Neves, B.B. de; Rocha, A.J.D. 1993. Idade isocrônica Pb/Pb em rochas carbonáticas da Formação Caboclo, em Morro do Chapcu-BA. In: Simpósio sobre o Cráton do São Francisco, 2. Salvador-BA, *Anais*, 160-161.
- Bahlburg, H. & Hervé, F. 1997. Geodynamic evolution and tectonostratigraphic terranes of northwestern Argentina and northern Chile. *GSA Bulletin*, 109(7):869-884.
- Barazangi, M. & Isacks, B.L. 1976. Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca Plate beneath South America. *Geology*, 4: 86-692.
- Basci, M.A.S.; Siga Jr., O.; Reis Neto, J.M.; Harara, O.M.; Passareli, C.R. 1997. Geochronological map of the Proterozoic terranes of Paraná and Santa Catarina States, southern Brazil: tectonic implications. In: South American Symposium on Isotope Geology, 1. Campos do Jordão-SP, *Extended Abstracts*, 44-46.
- Bettencourt, J.S.; Tosdal, R.M.; Leite Jr., W.B.; Payola, B.L. 1997. U-Pb, Sm-Nd, Pb-Pb and Rb-Sr isotopic constraints on the origin of the rapakivi granites of Rondonia. In: South American Symposium on Isotope Geology, 1. Campos do Jordão-SP, *Extended Abstracts*, 47-48.
- Beurlen, K. 1967. A Estrutura Geológica do Nordeste do Brasil. In: SBG/Congresso Brasileiro de Geologia, 21. Curitiba-PR, 1967. *Anais*, 151-158.
- Bezerra da Cunha, F.M. 1986. *Evolução Paleozóica da Bacia do Parnaíba e seu arcabouço tectônico*. Inst. Geociências da Universidade Federal do Rio de Janeiro, Dissertação de Mestrado, 107p.

- Bossi, J. & Campal, L.N. 1992. Magmatismo y Tectonica Transcurrente durante el Paleozóico Inferior en Uruguay. In: J.G.Gutiérrez Marco & I. Rábano (eds), *Paleozoico Inferior de Ibero-América*, Universidad de Extremadura, 343-357.
- Brito Neves, B.B. 1993. De Rodínia a Gondwana. S. Francisco/Congo: Placa, Continente/ Península, Cráton e Antepais. In: Simpósio sobre o Cráton do São Francisco, 2. Salvador, Bahia. *Anais*, 3-5.
- Brito Neves, B.B. & Cordani, U.G. 1991. Tectonic Evolution of South America during the Late Proterozoic. *Precambrian Research*, 53(1/2): 23-40.
- Brito Neves, B. B.; Fuck, R.A.; Cordani, U. G.; Thomaz Filho, A. 1984. Influence of basement structures on the evolution of the major sedimentary basins: a case of tectonic heritage. *Journal of Geodynamics*, 1(3/4):495-510.
- Brito Neves, B.B. de, SÁ, J.M.; Nilsson, A.A.; Botelho, N.F. 1995a. A Tafrogênese Estateriana nos blocos paleoproterozóicos da América do Sul e processos subsequentes. *Geonomos* 3(2): 1-21.
- Brito Neves, B.B. de; Van Schmus, W.R.; Santos, E.J.; Campos Neto, M.C.; Kozuch, M. 1995b. O Evento Cariris Velhos na Província Borborema. Integração de dados, implicações e perspectivas. *Revista Brasileira de Geociências*, 25(4):279-296.
- Brito Neves, B.B. de; Winge, M.; Carneiro, M.A. 1996. Orogêneses precedendo e tafrogêneses sucedendo Rodínia na América do Sul. *Boletim IG-USP, Série Científica*, 27:1-40.
- Campos Neto, M. da C.; Figueiredo, M.H. 1995. The Rio Doce Orogeny, Southeastern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 8(2): 143-162.
- Chemale Jr, F.; Babinski, M.; Van Schmus, W.R.; Wilder, W.; Lima, E.F. 1997. U-Pb and Sm-Nd studies of Neoproterozoic to Early Paleozoic belt in Southern Brazil. In: South American Symposium on Isotope Geology, 1. Campos do Jordão-SP. *Extended Abstracts*, 71-72.
- Correia, C.T.; Girardi, V.A.V.; Tassinari, C.C.G.; Jost, H. 1997. Rb-Sr and Sm-Nd geochronology of the Cana Brava layered mafic-ultramafic intrusion, Brazil, and considerations regarding its tectonic evolution. *Revista Brasileira de Geociências* 27(2): 163-168.
- Dália Salda, L.; Cingolani, C.; Varela, R. 1993. A pre-Carboníferous tectonic model in the evolution of Southern South America. In: International Conference in Circum-Pacific Belts, 1. Buenos Aires. *Comptes-Rendus* 12(1):371-384.
- Dalziel, I. W.D. 1975. Earth Before Pangea. *Scientific American* (272):38-43.
- Dalziel, I.W.D. 1997. Neoproterozoic-Paleozoic geography and tectonics: reviews, hypotheses, environmental speculations. *GSA Bulletin*, 109:16-42.
- Dalziel, I. W. D. 1984. The Scotia Arc: An International Geological Laboratory. *E:0Efe*, 7(3):8-13.
- Dalziel, I.W.D.; Dália Salda, L.H.; Gahagan, L.M. 1994. Paleozoic Laurentia-Gondwana interaction and the origin of the Appalachian-Andean mountain system. *GSA Bulletin*, 106:243-252.
- Dalziel, I.W.D. & Elliot, D.H. 1982. West Antarctica: "problem-child" in Gondwanaland. *Tectonics*, 1(1):19.
- Dantas, E.L.; Hackspacher, P.C.; Van Schmus, W.R.; Brito Neves, B.B. de 1996. Archaean accretion in the Caldas Brandão Massif, Borborema Province. In: Symposium on Archaean Terranes of The South American Platform. Brasília-DF, 1996. *Extended Abstracts*, 67.
- De Wit, M.J. 1977. The evolution of the Scotia Arc as a key to the reconstruction of Southwest Gondwanaland. *Tectonophysics*, 37:53-81.
- Embry, A. F.; Beauchamp, B.; Glass, D.G. (eds.) 1994. *PANGEA: Global Environments and Resources*. Calgary, Alberta, Canadá. Canadian Society of Petroleum Geologists (Memoir 17), 220 p.
- Fetter, A.; Van Schmus, W. R.; Santos, T.S.; Arthaud, M.; Nogueira Neto, J. 1997. Geologic history and framework of Ceará State: NW Borborema Province, NE Brazil. In: South American Symposium on Isotope Geology, 1. Campos do Jordão-SP. *Extended Abstracts*, 112-114.
- Fuck, R.A.; Brito Neves, B.B.; Cordani, U.G.; Kawashita, K. 1989. Geocronologia Rb-Sr no Complexo Barro Alto, Goiás: evidências de metamorfismo de alto grau e colisão continental há 1300 Ma no Brasil Central. *Geochimica Brasiliensis*, 3(2): 125-140.
- Geraldes, M.C.; Kozuch, M.; Teixeira, W. 1997. U-Pb constraints on the origin of mesoproterozoic granites of Pontes de Lacerda region, Sw of the Amazonian Cráton. In: South American Symposium on Isotope Geology, 1. Campos do Jordão-SP. *Extended Abstracts*, 126-128.
- Gomes, L.C.C. & Oliveira, E.P. 1997. O enxame radial gigante de diques máficos da Província Bahia-Congo. Implicações reológicas e tectônicas da presença de uma pluma mantélica na interface América do Sul-Sul da África. In: Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 6. Piracicaba-GO, 1997. *Anais*, 52-55.
- Goodwin, A.M. 1991. *Precambrian Geology*. London. Academic Press, 666 p.
- Hanson, R.E.; Hargrove, U.S.; Martin, M.W.; Bowring, S. A.; Krol, M.A.; Hodges, K.V.; Munyanyiva, H.; Blekinsop, T.G. 1998. New geochronological constraints on the tectonic evolution of the Pan-African Zambezi Belt, south central África. *Journal of South American Earth Sciences*, 27(1 A): 104-105.
- Hartmann, L.A.; Silva, L.C. da; Remus, M.V.D.; Leite, J.A.D.; Philipp, R.P. 1998. Evolução Geotectônica do Sul do Brasil e Uruguai entre 3,3 Ga e 470 Ma. In: Congresso Uruguai de Geologia, 2. Punta dei Leste, 1998. *Actas*, 277-284.
- Hartnady, C.J.H.; Joubert, P.; Stowe, C. 1985. Proterozoic Crustal Evolution of Southwestern África. *Episodes*, 8:236-244.
- Hervé, F.; Godoy, E.; Parada, M.A.; Ramos, V.; Rapela, C.; Mpodozis, S.C.; Davidson, J. 1987. A general view on the Chilean-Argentine Andes, with emphasis on their early history. In: J.W.H. Monger & J. Francheteau (eds). *Circum-Pacific Orogenic Belts and the Evolution of the Pacific Ocean Basin*. Boulder, American Geophysical Union, 97-114.
- Hoffman, P. 1991. Did the break-out of Laurentia turn Gondwanaland inside-out? *Science*, 252:1409-1412.
- Hoffman, P. 1992. Rodínia, Pangea, and Amasia: Alternating kinematic scenarios of supercontinental fusion. *American Geophysical Union Spring Meeting, 1992, Abstracts*, p. 282, 1992.
- Kroonenberg, J. B. 1973. A Grenvillian granulitic belt in the Colombian Andes and its relation to the Guiana Shield. *Geologie en Mijnbouw*, 61(4):325-333.
- Ledru, P.; Johan, V.; Milesi, J.P.; Tegye, M. 1994. Markers of the last stages of the paleoproterozoic collision; evidences for a 2.0 Ga involving Circum -Atlantic Province. *Precambrian Research*, 69:169-191.
- Leite, J.A.D.; Hartmann, L.A. 1997. Neoproterozoic evolution of Cerro Mantequeira region in southernmost Brazil: evidence from coupled SHRIMP U-Pb zircon-dating and Nd, Sr isotopic data. In: South American Symposium on Isotope Geology, 1. Campos do Jordão -SP. *Extended Abstracts*, 167-169.
- Litherland, M.; Klink, B.A.; O'Connor, E.A.; Pitfield, P.E.J. 1985. Andean-trending mobile belts in Brazilian shield. *Nature*, 314(6009):345-348.
- Macambira, M.J.B. & Lafon, J.M. 1995. Geocronologia da Província Mineral de Carajás: síntese dos dados e novos desafios. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Série Ciências da Terra*, 7:263-287.
- Machado, N.; Schrank, A.; Noce, C.M.; Gauthier, G. 1996. Ages of detrital zircon from Archean- Paleoproterozoic sequences: Implications for Greenstone Belt setting and evolution of a Transamazonian foreland basin in Quadrilátero Ferrífero, southeast Brazil. *Earth and Planetary Science Letters*, 141:259-276.
- Machado, N.; Valadares, C.S.; Heilbron, M.; Valeriano, C.M. 1996. U-Pb Geochronology of the Central Ribeira Belt: implications for the evolution of Brazilian Orogeny. *Precambrian Research*, 79(3-4):347-361.
- Mascarenhas, J.F. & Garcia, T.W. 1987. *Mapa Geocronológico do Estado da Bahia; texto explicativo*. Salvador-Ba, 1987. Publicação Especial da Secretaria de Minas e Energia/ Superintendência de Geologia e Recursos Minerais da Bahia, 186 p.
- Mason, R. 1995. The Kenoran Orogeny and the First Supercontinent. In: PRECAMBRIAN 95, Montreal Canadá. *Program and Abstracts*, 37.
- Meert, J. G. & Vand Der Voo, R. 1994. The Neoproterozoic (1000-540 Ma) glacial intervals. No more snowball Earth. *Earth Planetary Science Letters*, 123: 1-13.
- Mégard, F. 1987. Cordilheiras Andes and Marginal Andes: a review of Andean Geology north of Acaí elbow. In: J.W.H. Monger & J. Francheteau (eds). *Circum-Pacific Orogenic Belts and the Evolution of the Pacific Ocean Basin*. Boulder, American Geophysical Union, 71-96.
- Milani, E.J. 1997. *Evolução Tectono-Estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica de Gondwana Sul-Occidental* (v.I, Texto; v. II, Figuras e Anexos). Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre. Tese de Doutorado, 225 p.)
- Moore, E.M. 1991. Southwest US - East Antarctica (SWEAT) connection: A Hypothesis. *Geology*, 19: 425-428.
- Moore, E.M. 1998. Ophiolites, The Sierra Nevada, "Cordillera" and Orogeny along the Pacific and Caribbean Margins of North and South America. *International Geology Review*, 40:40-54.
- Nutman, A.P. & Cordani, U.G. 1993. SHRIMP U-Pb zircon geochronology of Archaean granulitoids from Contendas-Mirante area of the São Francisco Cráton, Bahia, Brazil. *Precambrian Research*, 63:179-188.
- Pedrosa Soares, A. C.; Vidal, P.; Leonardos, O. H.; Brito Neves, B. B. 1998. Neoproterozoic oceanic remnants in eastern Brazil: further evidence and refutation of an exclusively ensialic evolution for the Araçuaí-West Congo Orogen. *Geology*, 26 (6): 519-522.
- Pimentel, M.M.; Fuck, R.A.; Silva, L.J.H.D. 1997. Dados Rb-Sr e Sm-Nd de Jussara-Goias-Mossamedes (GO) e o limite entre terrenos antigos do maciço de Goias e o Arco Magmático de Goias. *Revista Brasileira de Geociências*, 26(2):61-70.
- Pimentel, M.M.; Whitehouse, M.J.; Viana, M.G.; Fuck, R.A.; Machado, N. 1966. The Mara Rosa Arc in the Tocantins Province: further evidence for Neoproterozoic crustal accretion in Central Brazil. *Precambrian Research*, 81(3/4):299-310.
- Powell, C.M.; Dalziel, I.W.D.; Li, Z.X.; McElhinny, M.W. 1995. Did Pannotia, the latest Neoproterozoic southern Supercontinent really exist? *EOS (Transactions, American Geophysical Union)*, 76(46):72.
- Powell, C.M.; Li, Z.X.; Meert, J.G.; Park, J.K. 1993. Paleomagnetic constraints on timing of the Neoproterozoic breakup of Rodínia and the Cambrian formation of Gondwana. *Geology*, 21:885-892.
- Preciozzi, F. 1993. *Petrography and geochemistry of five granitic plutons from south-central Uruguay: contribution to the knowledge of Pedras Altas Terrane*. Montreal, Canadá. Tese de Doutorado, Université du Québec à Montreal, 189 p.
- Ramos, V.A. 1994. Terranes of Southern Gondwanaland and their control in the Andean structure (30° - 33° S Latitude). In: K. J. Reuter; E. Scheuber; P. Wigger (eds). *Tectonics of the Southern Central Andes: Structure and evolution of an active continental margin*. Heidelberg, Springer Verlag, 249-261.
- Rast, N. 1997. Mechanics and sequence of assembly and dispersal of Supercontinents. *Journal of Geodynamics*, 23,(m):155-112.
- Rogers, J.J.W. 1996. A History of Continents in the past three billion years. *The Journal of Geology*, 104: 91-107.
- Sabaté, P.; Barbosa, J.F.; Marinho, M.M.; Martin, H.; Teixeira, L.R. 1997. Granitoids in the Northeastern São Francisco Cráton, NE Brazil, and continental growth from 3.4 to 1.9 Ga. In: International Symposium on Granites and Associated mineralizations -ISGAM, 2. Salvador-BA. *Extended Abstracts and Program*, 235-236.
- Sato, K. 1998. *Evolução Crustal da Plataforma Sul Americana com base na geoquímica isotópica Sm-Nd*. Instituto de Geociências da Universidade de S. Paulo, S. Paulo-SP, Tese de Doutorado, 299p.
- Scandolara, J.E. (coord) 1997. *Mapa Geológico do Estado de Rondônia, 1:1 000 000*. Porto Velho-RO. MME/Secretaria de Minas e Metalurgia, Companhia de Pesquisas de Recursos Minerais. Circulação restrita.
- Scotese, C. R. 1987. Development of the Circum-Pacific Panthalassic Ocean during the Early Paleozoic. In: J.W. Monger & J. Francheteau (eds). *Circum-Pacific Orogenic Belts and the Evolution of the Pacific Ocean*. Boulder, American Geophysical Union, 49-58.
- Sengör, A.M.C. 1991. Orogenic architecture as a guide to size the ocean lost in collisional mountain belts. *Bulletin of the Technical University of Istanbul*, 44(1-2):43-74.
- Sengör, A.M.C. 1990. Plate Tectonics and orogenic research after 25 years; a Tethyan perspective. *Earth Science Review*, 27(1-2):1-201.
- Sheridan, R.E. 1997. Pulsation Tectonics as an control in the dispersal and assembly of Supercontinents. *Journal of Geodynamics*, 23(3/4): 173-196.
- Siga Jr., O. 1995. *Domínios Tectônicos do Sudeste do Paraná e Nordeste de Santa Catarina: Geocronologia e Evolução Crustal*. Instituto de Geociências da Universidade de S. Paulo, S. Paulo-SP, Tese de Doutorado, 212p.
- Sloss, L.L. 1963. Sequences in the cratonic interior of North America. *GSA Bulletin*, 74:93-104.
- Soares, P.C.; Landim, P.M.B.; Fúlforo, V.J. 1974. Avaliação Preliminar da evolução geotectônica das Bacias Intracratônicas Brasileiras. In: SBG/Congresso Brasileiro de Geologia, 28. Porto Alegre-RS. *Anais*, 4:61-84.
- Souza, Z.S.; Dall'Agnoll, R.; Althoff, F.J.; Leite, A.A.S.; Sarrós, C.E.M. 1996. Carajás Mineral province: geological, geochronological and tectonic contrasts on the Archaean evolution of the Rio Maria granite-greenstone terranes and the Carajás Block. In: Symposium on Archaean Terranes of the South American Platform, 1. Brasília-DF. *Extended Abstracts*, 31-32.
- Souza, Z.S.; Jardim de Sá, E.F.; Martin, H. 1996. The Caicó Complex, NE Brazil: transition in magma generation in subduction environments, from Archaean to modern style. In: Symposium on Archaean Terranes of the South American Platform, 1. Brasília-DF. *Extended Abstracts*, 9-11.

- Storey, B.C.; Alabaster, T.; Hole, M. J.; Pankhurst, R.J.; Wever, H.E. 1992. Role of Subduction-plate boundary forces during the initial stages of Gondwana break-up: evidence from the proto-Pacific margin of Antarctica. In: B. C. Storey; T. Alabaster; R.J. Pankhurst (eds) *Magmatism and Causes of Continental Break up*. London, Geological Society Special Publication, 68:149-163.
- Stump, E. 1977. Construction of the Pacific Margin on Gondwanaland during the Pannotios Cycle. In: C. D. McKenzie (ed). *Gondwana Six. American Geophysical Union Monograph*, 41:71-87.
- Suarez, A.F. 1990. The basement of Eastern Cordillera, Colômbia: an allochthonous terrane in northwest South America. *Journal of South American Earth Sciences*, 3(2): 141-151.
- Tassinari, C.C.G.; Cordani, U.G.; Nutman, A.P.; Van Schmus, W.R.; Bettencourt, J.S.; Taylor, P. 1996. Geochronological Systematics on Basement Rocks from the Rio Negro-Juruena Province (Amazonian Craton) and tectonic implications. *International Geology Review*, 38:161-175.
- Tassinari, C.C.G.; Mellito, K.M.; Rodrigues, L.V. 1997. The Geochronological Map of the Amazonian Craton in Brazil. South American Symposium on Isotope Geology, 1. Campos do Jordão, S. Paulo, *Extended Abstracts*, 312-313.
- Trompette, R. 1994. *Geology of Western Gondwana (200-5000Ma)*. Rotterdam/Bookfield, A.A. Bakelma, 350 p.
- Unrug, R. 1996. The Assembly of Gondwanaland. *Episodes*, 19(1/2): 11-20.
- Unrug, R. 1997. Rodinia to Gondwana. The Geodynamic Map of Gondwana Supercontinent Assembly. *GSA Today*, 7(1): 1-6.
- Van Schmus, W.R. Brito Neves, B.B. de; Hackspacher, P.C.; Babinski, M.; Fetter, A.; Dantas, E.L. 1997. Application of U-Pb and Sm-Nd geochronology to understanding the geotectonic history of the Borborema Province, NE Brazil and its implication for the evolution of West Gondwana. In: South American Symposium on Isotope Geology, 1. Campos do Jordão-SP. *Extended Abstracts*, 27-29.
- Van Schmus, W.R.; Brito Neves, B.B. de; Hackspacher, P.C.; Fetter, A.H.; Kozuch, M.; Dantas, E.L.; Babinski, M. 1998. The Borborema Province: A Collage of Polycyclic Domains in NE Brazil. In: International conference on Precambrian and Craton Tectonics, 14. Ouro Preto-MG. *Abstracts*, 80-83.
- Van Schmus, W.R.; Brito Neves, B.B. de; Hackspacher, P.C.; Babinski, M. 1995. U-Pb and Sm-Nd geochronologic studies of the Eastern Borborema Province, Northeast Brazil: initial conclusions. *Journal of South American Earth Sciences*, 8(3/4):267-288
- Veevers, J.J. 1989. Middle/Late Triassic (230±5 Ma) singularity in stratigraphic and magmatic history of the Pangean heat anomaly. *Geology*, 17:784-787.
- Veevers, J.J. 1990. Tectonic-climatic supercycle in the billion year plate tectonics Eon: Permian Pangean icehouse alternates with Cretaceous dispersed continents greenhouse. *Sedimentary Geology*, 68:1-16.
- Visser, N.J. 1993. The tectono-geographic evolution of part of southwestern Gondwana during Carboniferous and Permian. In: International Conference on Continental Paleogeography, 12. *Comptes Rendus*, 1:447-454.
- Von Gosen, W.; Buggisch, W. 1990. Structural and metamorphic evolution of the Sierras Australes (Buenos Aires Province/Argentina). *Geologische Rundschau*, 79(3):797-821.
- Vujovich, G. & Ramos, V.A. 1993. The Western Sierras Pampeanas. In: Circum-Pacific and Circum-Atlantic terranes Conference, 1. Guajanao-Mexico. *Proceedings*, 166-169.
- Weil, A.B.; Van Der Voo, R.; Niocaill, C.M.; Meert, J. G. 1998. The Proterozoic Supercontinent Rodinia: paleomagnetically derived reconstructions for 1100 to 800 Ma. *Earth and Planetary Science Letters*, 154:13-24.
- Wilson, T.J.; Grunow, J.; Hanson, R.E. 1997. Gondwana Assembly: The view from southern Africa and East Gondwana. *Journal of Geodynamics*, 23(3/4):263-283.
- Winge, M. 1995. *Evolução dos Terrenos Granulíticos da província Estrutural Tocantins, Brasil Central*. Instituto de Geociências da Universidade de Brasília, Brasília-DF, Tese de Doutorado, 207p.

Manuscrito A-1066

Recebido em 8 de dezembro de 1998

Revisão do autor em 15 de março de 1999

Revisão aceita em 20 de março de 1999