

MECANISMO, EVOLUÇÃO E CRONOLOGIA DO RIFT SUL-ATLÂNTICO

MECHANISM, EVOLUTION AND CHRONOLOGY OF SOUTH ATLANTIC RIFTING

João Cláudio de Jesus Conceição⁽¹⁾, Pedro Victor Zalán⁽²⁾ e Sven Wolff⁽²⁾

RESUMO — A abertura do Oceano Atlântico Sul foi acompanhada por eventos tectono-magmático-sedimentares, cuja interpretação aponta para uma evolução a partir do Juro-Triássico. De acordo com o modelo proposto, fundamentado na teoria dos pulsos tectônicos, o processo de rifteamento desenvolveu-se em dois ciclos principais (225-160 Ma e 160-115 Ma). A variação na intensidade e no posicionamento do campo de esforços permitiu a individualização de duas fases distintas para cada ciclo de rifteamento: a primeira, de acúmulo de tensões na litosfera, marcada por deformação dúctil; a segunda, de liberação de tensões, quando predominam os grandes falhamentos normais. O Rift Sul-Atlântico progrediu simultaneamente em duas frentes, aparentemente independentes uma da outra, ambas em ambiente distensional: de sul para norte, a partir do Platô das Ilhas Malvinas, na porção meridional; e de oeste para leste, em continuidade ao Rift do Atlântico Norte, na porção setentrional. O regime de esforços implantado no Gondwana foi parcialmente liberado por meio de deslocamentos laterais ao longo de grandes descontinuidades, como a Zona de Falha Curitiba-Maringá e o Gráben de Benue. Certos segmentos crustais experimentaram, em consequência, movimentos rotacionais diferenciados, caracterizando comportamento não-rígido das placas em resposta aos megaesforços. As características e os possíveis limites da sedimentação jurássica nas margens leste e norte equatorial da América do Sul podem também ser entendidos como consequência do modelo aqui apresentado.

(Originais recebidos em 27.05.88.)

1 — INTRODUÇÃO

Este trabalho é o resultado da integração dos conhecimentos adquiridos ao longo dos últimos anos de estudos voltados para o problema da origem e evolução do Rift Sul-Atlântico. O tema, que sempre mereceu a atenção dos pesquisadores, tem nos levantamentos geofísicos e perfurações exploratórias eficientes fontes de dados, que exigem constantes revisões nos modelos geológicos. Alguns conceitos, classicamente empregados, vêm cedendo espaço, gradativamente, a novas interpretações. Outros, ao contrário, permanecem "modernos" e cada vez mais se afirmam.

Neste cenário de constante renovação e atualização de conhecimentos, destacam-se os clássicos trabalhos de ASMUS & PORTO (1972), ESTRELLA (1972), REZENDE (1972), CAMPOS *et alii* (1974), LEYDEN (1976), PONTE *et alii* (1977), RABINOWITZ & LABREQUE

(1979), OJEDA (1981), entre outros. Estes trabalhos constituem o embasamento fundamental para o estudo do Rift Sul-Atlântico, onde praticamente todas as linhas de pensamento estão representadas. Mais recentemente, novas e interessantes interpretações têm sido apresentadas por SZATMARI *et alii* (1984), BACOCOLI & ARANHA (1984), CURIE (1984), FIGUEIREDO (1985), SZATMARI *et alii* (1985), ZALÁN & WARME (1985), ZALÁN *et alii* (1986), CASTRO Jr. (1987) e SZATMARI *et alii* (1987).

Neste trabalho são apresentadas algumas indicações de que o rompimento do Gondwana na região do Atlântico Sul foi um evento tectônico policíclico, de longa duração, predominantemente distensional, em que as placas envolvidas não reagiram de forma rígida, mas sofreram movimentações ao longo de suas grandes descontinuidades pretéritas.

- 1 - Setor de Geologia, Divisão de Exploração, Centro de Pesquisas.
- 2 - Setor de Bacias Interiores, Departamento de Exploração.

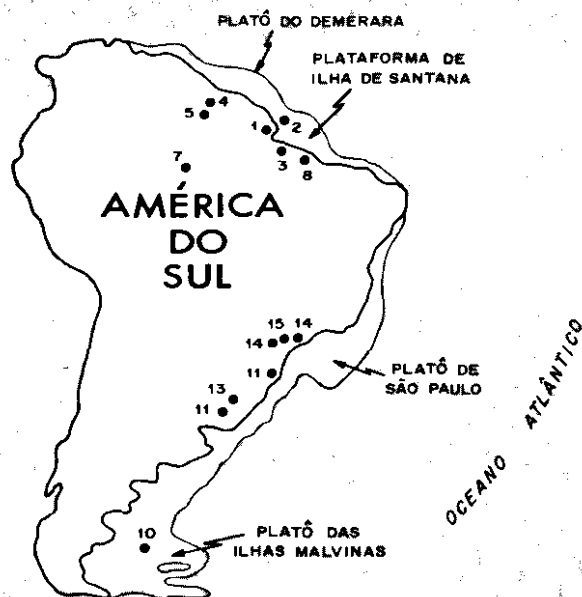


Fig. 1 - Mapa de localização das evidências do Evento Sul-Atlântico Precoce na América do Sul. A numeração corresponde à descrição no texto. As evidências 6, 9, 16 e 17 são de caráter regional. A evidência 12 situa-se na margem ocidental da África.

2 - O EVENTO SUL-ATLÂNTICO PRECOCE

A fase *rift* tem sido classicamente datada como eocretácica (Neocomiano-Barremiano) na margem leste brasileira (ASMUS & PORTO, 1972; CAMPOS *et alii*, 1974; PONTE *et alii*, 1977; RABINOWITZ & LABREQUE, 1979; FODOR *et alii*, 1983/1984), o que corresponde, aproximadamente, ao intervalo 135-115 Ma. Na margem equatorial, tem havido sugestões de uma fase *rift* um pouco mais tardia (Aptiano-Albiano) (ASMUS & BAISCH, 1983; ASMUS, 1984), muito embora trabalhos mais recentes tenham indicado uma idade igualmente neocomiana para a fase *rift* de algumas bacias marginais equatoriais, tais como Potiguar (FIGUEIREDO, 1985) e Piauí-Camocim (ZALÁN & WARME, 1985).

Hoje em dia, entretanto, conhece-se uma série de evidências bem definidas em tempo e espaço que apontam para uma idade mais antiga para o início do tectonismo que gerou a abertura do Atlântico Sul. Algumas destas evidências concentram-se nas extremidades norte e sul do Brasil e nos países vizinhos imediatos, tanto nas regiões costeiras como no interior do escudo, especialmente nas

bacias intracratônicas adjacentes (fig. 1). Em tempo, elas ocorrem preferencialmente no intervalo 225-160 Ma, isto é, parte do Triássico e cerca de 80% de todo o período Jurássico (segundo a escala de tempo de HARLAND *et alii*, 1982). Propõe-se que este pulso tectônico, de extensão e importância significativas na América do Sul, seja formalmente denominado Evento Sul-Atlântico Precoce, aproveitando-se o termo Evento Sul-Atlântico introduzido por SCHOBENHAUS & CAMPOS (1984) para designar a reativação tectônica da plataforma sul-americana, iniciada a partir do fim do Jurássico, que conduziu à origem do Oceano Atlântico Sul.

São consideradas evidências deste pulso tectônico precoce manifestações ígneas diversas, estabelecimento de *riffts*, modificações de ordem sedimentológica/estratigráfica nas bacias intracratônicas, soergimento de arcos e outras, concentradas dentro do intervalo 225-160 Ma. De maneira geral, todas prenunciam a instalação de um ambiente tectônico distensional. Algumas delas, de natureza transcorrente, compressional ou mista, são reflexo direto do rearranjo da placa sul-americana quando dos primórdios da abertura gonduânica.

2.1 - Evidências na Região Setentrional

- 1) O enxame de diques de diabásio do Cassiporé, situado na parte oriental do Amapá e paralelo à costa, com idades entre 225-176 Ma (Teixeira, 1978, citado por ASMUS, 1984);
- 2) Sedimentos intercalados com derrames de basaltos datados de 206 Ma no Gráben de Cassiporé (ASMUS, 1984) na margem continental do Amapá, indicando a existência de um *rift* de idade jurássica nesta área;
- 3) A presença de um complexo sistema de *riffts* na região da ilha de Marajó e adjacências, de provável idade jurássica. Este sistema, juntamente com o Gráben do Cassiporé, representa a extensão meridional do rifteamento do Atlântico Norte, também datado como jurássico (SMITH & BRIDEN, 1977; JANSÁ & PE-PIPER, 1988). A continuidade do rifteamento do Atlântico Norte até a porção ocidental do Platô da Guiné foi comprovada por MARINHO & MASCLE (1987);
- 4) O Gráben do Tacutu na região fronteira do território de Roraima com a Guiana, contendo derrames basálticos e evaporitos de idade jurássica em sua parte basal (CRAWFORD & SZELEWSKI, 1984);
- 5) Várias datações de basaltos no território de Roraima no intervalo 208-148 Ma (Teixeira, 1978, citado por ASMUS, 1984) relacionadas, provavelmente, aos basaltos do Tacutu;
- 6) Soleiras de diabásio de idade jurássica (picos de atividade em 210, 180 e 150 Ma) nas bacias intracratônicas amazônicas (Aires, 1984, citado por PORSCHE, 1985), bem como diversas datações de basaltos e diabásios no estado do Pará, no intervalo 210-175 Ma (Teixeira, 1978, citado por ASMUS, 1984) e na Bacia do Parnaíba (estados do Maranhão e Piauí), no intervalo 209-174 Ma (Nunes *et alii*, 1973, citados por ASMUS, 1984);
- 7) O cinturão transpressional do Juruá

na Bacia do Solimões, desenvolvido, segundo PORSCHÉ (1985), entre o Jurássico Inferior/Superior e o Aptiano;

- 8) A ascensão do Arco de Ferrer—Urbano Santos, situada nebulosamente entre o final do Triássico (camadas triássicas da Bacia do Parnaíba foram erodidas sobre o arco) e o Alagoas (devido ao controle sedimentar por ele exercido nas bacias marítimas cretácicas), relaciona-se, provavelmente, ao Evento Sul-Atlântico Precoce;
- 9) Dados de paleomagnetismo do Nordeste brasileiro indicam que a primeira separação entre a América do Sul e África ocorreu no Jurássico, mantendo-se tal abertura aproximadamente estacionária até o início do Cretáceo Inferior (GUERREIRO, 1985).

2.2 — Evidências na Região Meridional

- 10) O reconhecimento de dois estágios de ruptura do supercontinente Gondwana na região do platô das Ilhas Malvinas: Neotriássico-Jurássico (originando *trends* estruturais NW-SE) e Eocretáceo (originando *trends* estruturais N-S) (SNAVELY, 1987);
- 11) Vários eventos ígneos, predominantemente jurássicos, afetando a porção meridional do escudo Atlântico: (a) dacitos e riocacitos da Formação Jaguarão na fronteira do Rio Grande do Sul e Uruguai (157 ± 4 Ma — 143 ± 10 Ma, VIEIRA Jr. & ROISENBERG, 1985); (b) basalto de 190 Ma em Florianópolis, Santa Catarina (ASMUS, 1984); (c) rochas intrusivas básicas da Formação Cuaró na borda leste da porção uruguaia da Bacia do Paraná (Juro-Triássico) (DIRECCIÓN NACIONAL DE MINERÍA Y GEOLOGÍA, 1985);
- 12) Evento magmático basáltico datado de 191-166 Ma no sul da Namíbia (SIEDNER & MITCHELL, 1976);
- 13) Pulso final do soergimento do Arco do Rio Grande datado por traços de fissão de apatita como tendo ocorrido há cerca de 220 Ma (POUPEAU, 1985);
- 14) Datações de rochas ígneas intrusivas

(diabásio) na Bacia do Paraná (Jaguariaíva, 161 Ma, ASMUS, 1984) e adjacências (Ubatuba, 206 Ma);

- 15) Rocha alcalina de Pariquera-Açu (São Paulo) datada de 200 Ma e tectonicamente relacionada à Zona de Falha de Guapiara (F. J. FERREIRA, comunicação verbal);
- 16) Mudança marcante na geometria das curvas de isópacas das formações juro-triássicas em relação às formações anteriores e posteriores (figs. 2, 3 e 4). As juro-triássicas apresentam uma nítida tendência a contornar a região do Arco de Ponta Grossa, contra ele se afinando, indicando uma atividade ascensio-

nal do mesmo durante estes períodos. As formações permianas e as lavas cretácicas transgrediram claramente a atual região do Arco de Ponta Grossa, não aparentando terem sido por ele influenciadas;

- 17) Reomogeneização isotópica do estrôncio nas formações Ponta Grossa, Irati, Teresina e Rio do Rasto, do centro-norte de Santa Catarina ao centro de São Paulo, fruto de um evento tectono-térmico datado de 180 Ma (VIEIRA, 1980).

Parece claro que os episódios tectônicos do Evento Sul-Atlântico Precoce na margem equatorial sul-americana repre-

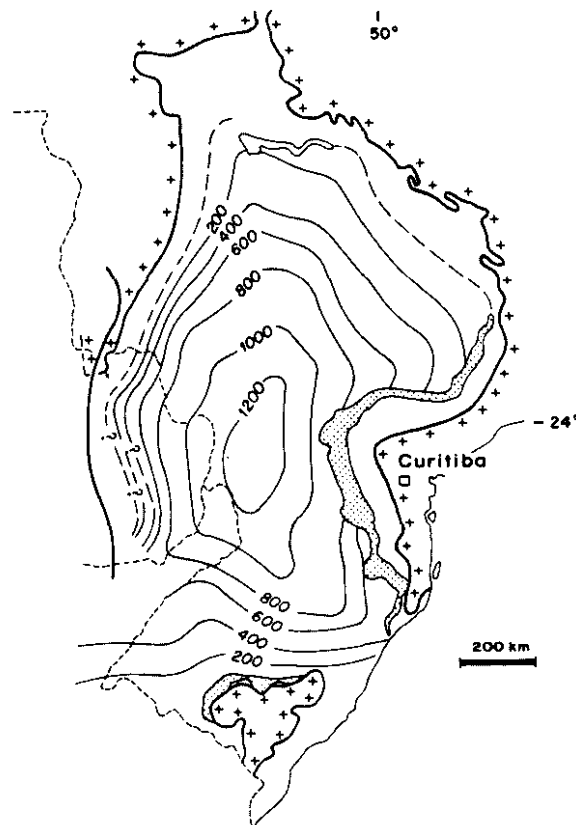


Fig. 2 - Mapa de isópacas do Permiano Superior da Bacia do Paraná. Notar que as curvas tendem a atravessar a atual região do Arco de Ponta Grossa (N45°W a partir de Curitiba), indicando a inexistência do mesmo durante a deposição destas unidades (simplificado de ZALÁN *et alii*, 1986).

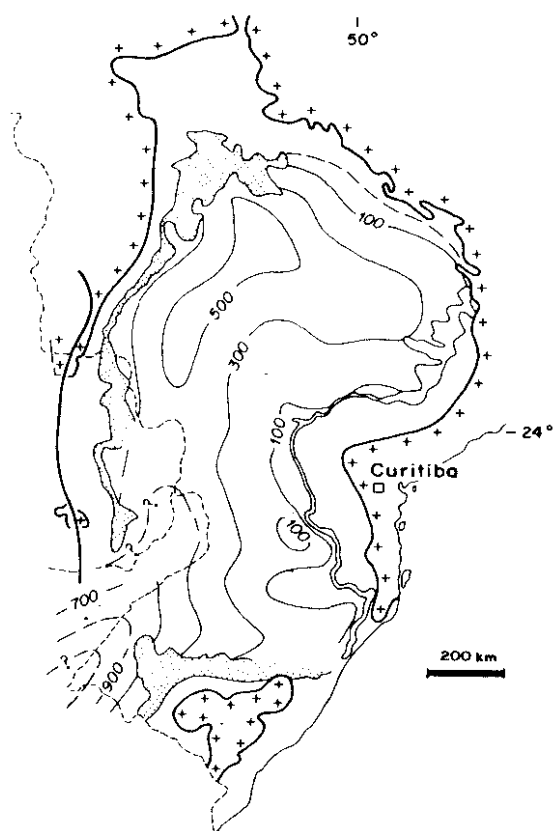


Fig. 3 - Mapa de isópacos do Triássico + Jurássico da Bacia do Paraná. Notar que as curvas tendem a contornar a atual região do Arco de Ponta Grossa, indicando a ascensão do mesmo durante a deposição destas unidades (simplificado de ZALÁN *et alii*, 1986).

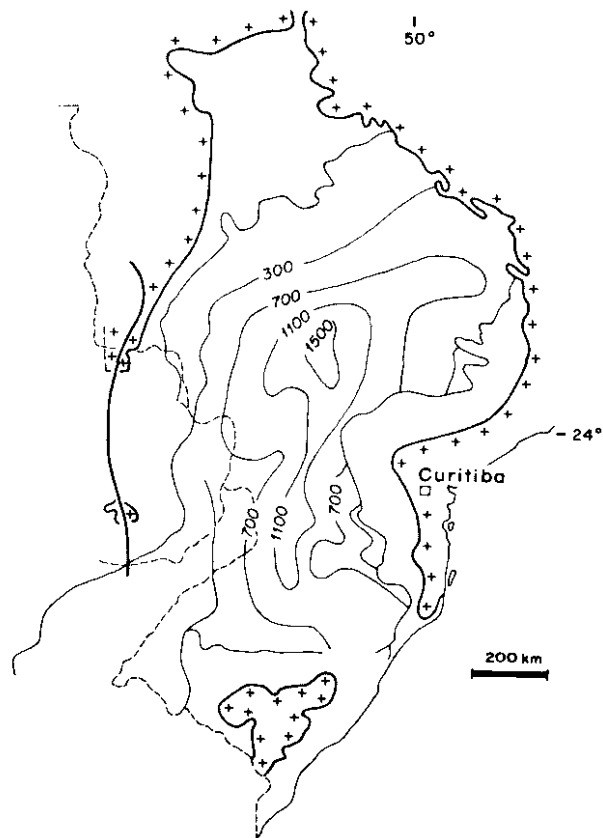


Fig. 4 - Mapa de isópacos das lavas basálticas juro-cretácicas da Bacia do Paraná. Notar que as curvas tendem a atravessar a atual região do Arco de Ponta Grossa, indicando a inexistência do mesmo durante a extrusão desta unidade (simplificado de ZALÁN *et alii*, 1986).

sentam simplesmente a extensão mais meridional da abertura do Atlântico Norte, uma frente de propagação do rifteamento quando das primeiras acreções de crosta oceânica entre as placas norte-americana e africana, datadas do Jurássico (fig. 5). Os episódios tectônicos mais interiores (Gráben do Tacutu, a transcorrência do Juruá e as soleiras da Bacia do Alto Amazonas) representariam conseqüências do rearranjo geométrico e espacial a que foi submetida a placa sul-americana, então ainda ligada à placa africana, por ocasião destas movimentações litosféricas.

Os episódios tectono-magmáticos do Evento Sul-Atlântico Precoce na margem meridional sul-americana são típicos de um ambiente distensional e apresentam grande similaridade com os episódios descritos na região setentrional. Indicam, portanto, o primeiro pulso de rompimento entre a América do Sul e a África nesta região, coincidente em tempo com a abertura do Atlântico Norte

entre África e América do Norte. As atividades ascensionais dos arcos do Rio Grande e Ponta Grossa são equivalentes à ascensão do Arco de Ferrer—Urbano Santos na margem equatorial, com a diferença de que os dois primeiros se orientam transversalmente à linha de costa atual, influenciados que são por grandes descontinuidades crustais NW-SE, enquanto o último se orienta paralelamente à linha de costa. Atividades ígneas básicas são comuns nas duas regiões. Faltam ainda na margem meridional evidências de *rifts* contendo sedimentos seguramente datados como Jurássico, a exemplo de Tacutu e Cassiporé. Tais *rifts* poderão ser encontrados nas partes mais profundas das bacias de Pelotas e das margens continentais uruguaias e argentinas.

O Evento Sul-Atlântico Precoce, encerrado no Neojurássico, definiu duas frentes iniciais de rifteamento entre a América do Sul e a África (fig. 5): uma no extremo norte, via margem continental

das Guianas, Cassiporé e Ilha de Marajó com ramificações para Tacutu e, possivelmente, com fraturamento e algumas depressões localizadas ao longo da atual margem equatorial; e outra no extremo sul, via Argentina, Uruguai e Bacia de Pelotas até a região dominada pelas importantes descontinuidades crustais NW-SE, representadas pelas zonas de falhas Curitiba—Maringá e Guapiara. Tais frentes de rifteamento seriam reaproveitadas num segundo ciclo de rifteamento (160-115 Ma), quando o *rift* setentrional se propagou até a Bacia Potiguar e o *rift* meridional propagou-se até a Bacia de Sergipe—Alagoas simultaneamente, dando-se o encontro das duas frentes em algum ponto da margem continental situada entre as cidades de Natal e Recife.

3 — MECANISMO DE RIFTEAMENTO

LANA (1987), descrevendo a dinâmica do rifteamento, mostrou que a história da evolução de um *rift* é determinada

pela resistência do material envolvido (natureza do embasamento, presença de grandes descontinuidades) e pelas variações no campo de esforços. O primeiro fator pode ser observado com certa facilidade, seja pela comparação entre as direções das principais estruturas internas ao *rift* com as do embasamento adjacente; seja pela deformação diferenciada em blocos contíguos do *rift*; ou ainda por profundas descontinuidades do embasamento que se projetam para o interior dos *rifts*, modificando sua arquitetura.

As variações no campo de esforços já não deixam evidências tão claras de seus efeitos. Porém, mesmo que sutis, indicam que o campo de esforços variou de intensidade e orientação ao longo do tempo, durante a abertura do Atlântico Sul.

3.1 — Os Dois Ciclos de Rifteamento

Como sugerem as evidências apresentadas, o rifteamento como um todo parece ter-se desenvolvido entre 225 e 115 Ma. No entanto, as variações na intensidade e no posicionamento do campo de esforços ao longo destes 110 milhões de anos resultaram em descontinuidades no processo. Podem-se individualizar dois ciclos principais de atividade, cada qual atuando predominantemente em certas porções do Gondwana: um, entre 225 e 160 Ma, e outro, de 160 a 115 Ma. O primeiro ciclo (Evento Sul-Atlântico Precoce) causou a abertura da porção meridional do continente, estendendo-se de sul para norte desde o Platô das Malvinas até a região da atual Bacia de Pelotas, dispersando-se ao longo da Zona de Falha Curitiba—Maringá. Já no extremo norte, como continuidade da abertura do Atlântico Norte, estendeu-se pela margem continental das Guianas, Gráben de Cassiporé e Gráben de Marajó (fig. 5). O segundo ciclo (Evento Sul-Atlântico) (SCHOBBE-NHAUS & CAMPOS, 1984) retomou a abertura da costa leste na altura do Platô de São Paulo, progredindo para norte até a Bacia de Sergipe—Alagoas. Na costa norte, o rifteamento foi reativado na plataforma de Ilha de Santana, rumando para leste até a Bacia Potiguar (figs. 7 e 8).

Observa-se que, nos dois ciclos, duas frentes independentes atuavam concomitantemente, ou seja, o continente sul-americano individualizava-se simultaneamente pelo sul e pelo norte. O rifteamento da costa norte não reflete apenas uma resposta ao movimento de abertura que se impunha no sul do continente, como proposto por RABINOWITZ & LABREQUE (1979). Admite-se que a placa sul-americana não deve ter reagido de forma rígida, mas sofrido variados deslocamentos ao longo de suas grandes descontinuidades, como já proposto por REZENDE (1972), LEYDEN (1976), CURIE (1984) e ZALÁN & WARME (1985). O *rift* da costa norte constituía o prolongamento sul-sudeste da abertura do Atlântico Norte (fig. 5), portanto uma área tectonicamente sujeita a distensão. Talvez o fato de tradicionalmente se considerar a formação do Atlântico

Sul como um evento isolado, tardio quando comparado ao Atlântico Norte, tenha mascarado esta relação que hoje parece óbvia.

3.2 — As Duas Fases de Deformação de Cada Ciclo

Os esforços variam também de intensidade dentro de cada um dos ciclos de rifteamento. As tensões distribuem-se progressivamente pela litosfera, até atingir seu limite de ruptura; enquanto este limite não é alcançado, a litosfera deforma-se ductilmente, sofrendo estiramento e afinamento. Sendo a taxa de afinamento maior que a taxa de recuperação termal, a elevação das isotermas incrementa este tipo de deformação, que pode ser comparada a um *creep*. Uma vez vencido o limite de ruptura das rochas,

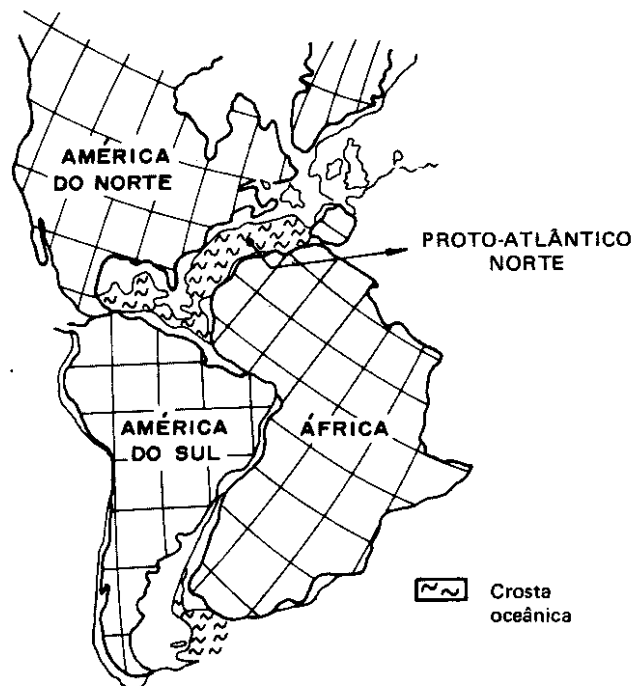


Fig. 5 - Reconstituição paleogeográfica dos continentes há 160 Ma. Notar a continuidade entre a porção setentrional do *Rift* Sul-Atlântico e o Oceano Atlântico Norte, já em franco desenvolvimento (simplificado de SMITH & BRIDEN, 1977).

deflagra-se o processo de deformação frágil, onde predominam os grandes falhamentos normais.

Esta fase de deformação preferencialmente dúctil por que passa a litosfera subcrustal confere à crosta superior uma feição muito própria, que são as extensas áreas de estiramento crustal. Esta área de atuação do estiramento não se distribui homogêneo ao longo do *rift*; geralmente, apresenta-se mais ampla nas frentes de início de rifteamento de cada ciclo. Isto porque, no início de cada ciclo, a tensão acumula-se gradativamente, permanecendo longos períodos de tempo (20-30 Ma) abaixo do limite de ruptura das rochas. Uma vez iniciada a ruptura, a litosfera tende a oferecer cada vez menos resistência, até que toda a tensão acumulada seja liberada. O aumento da taxa de deformação faz com que as porções terminais de cada ciclo não apresentem grandes faixas de estiramento crustal. No mapa da figura 1 podem-se observar as extensas áreas geográficas de estiramento crustal no Platô das Malvinas e Platô de São Paulo.

Estas regiões foram frentes iniciais de rifteamento do primeiro e segundo ciclos, respectivamente. Na costa equatorial, o Platô do Demerara constituiu, provavelmente, a frente de rifteamento do primeiro ciclo, sendo o equivalente do Platô das Ilhas Malvinas. A região da Plataforma de Ilha de Santana foi a frente inicial de rifteamento do segundo ciclo, representando na margem equatorial o mesmo que representava o Platô de São Paulo na margem leste. Estas duas feições, embora com gênese tectônica semelhante, reagiram de forma distinta do ponto de vista reológico: enquanto o Platô de São Paulo sofria estiramento crustal, a Plataforma de Ilha de Santana mantinha-se como um resistato; as tensões na região eram liberadas por meio de um possível estiramento crustal na borda norte da plataforma e concomitante reativação dos grabens de Limoeiro e Bragança-Viséu, implantados entre ela e o continente sul-americano.

Podem-se, tentativamente, dividir os ciclos de rifteamento em duas fases. Na

primeira, predominam deformações dúcteis na base da litosfera (pequeno estiramento crustal com falhas esparsas e de pequeno rejeito). Este pequeno afinamento crustal cria áreas negativas, pouco profundas, alinhadas segundo uma faixa que é o embrião do próprio *rift* e que recebe sedimentação de baixa energia, predominantemente flúvio-lacustrina. Na segunda fase, marcada por forte afinamento litosférico e conseqüente intenso falhamento do tipo normal, implantam-se conglomerados e arenitos, típicos registros de sedimentação *rift* de alta energia, terminando o processo com o rompimento definitivo da litosfera e entrada de crosta oceânica.

O caráter cíclico e repetitivo destes fenômenos no tempo geológico pode ser mais bem entendido se observarmos a terra como um sistema aberto, que de quando em vez libera o excedente de sua energia, gerada principalmente pela desintegração dos elementos radioativos concentrados no núcleo. Este processo cria variações no fluxo convectivo do núcleo, acarretando alterações cíclicas no campo magnético de terra. SHERIDAN (1987), estudando este fenômeno, concluiu que a variação na velocidade de espalhamento dos fundos oceânicos é um de seus mais notórios efeitos. Traçando um paralelo às conclusões desse autor, podem-se correlacionar os períodos de altas taxas de espalhamento (responsáveis pelas zonas quietas magnéticas) às fases de deformação dúcteis, ou fases de geração de grandes frentes iniciais de rifteamento; conseqüentemente, os períodos de baixas taxas de espalhamento dos assoalhos oceânicos ocorrem concomitantemente às fases rúpteis nas crostas continentais. Isto explica a abertura síncrona e semelhante das duas frentes do rifteamento Sul-Atlântico, mesmo sendo aparentemente independentes uma da outra.

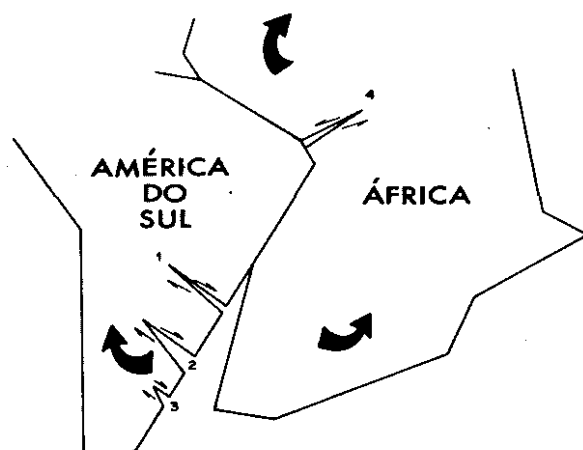


Fig. 6 - Mapa esquemático do Gondwana, ilustrando o movimento rotacional diferencial das porções ocidental e oriental. Notar os deslocamentos transtensional dextral nas falhas NW na América do Sul e transtensional sinistral nas falhas NE na África. 1 - Zona de Falha Curitiba - Maringá; 2 - Rift de Salado; 3 - Rift de Colorado; 4 - Rift do Benue.

3.3 - A Influência das Grandes Zonas de Falha

REZENDE (1972) e LEYDEN (1976) propuseram uma rotação horária para a porção meridional do continente sul-americano, como resposta ao processo de rifteamento. As bacias de Salado e

Colorado, na Argentina, ambas de direção NW, ter-se-iam originado como resultado deste movimento rotacional. LEYDEN (1976) reconheceu no Brasil o Sinclinal de Torres e seu prolongamento para a plataforma continental (Cadeia do Rio Grande) como zona distensional, também formada devido a esta rotação. CURIE (1984) sugeriu a existência de uma zona de transcorrência dextral, de direção NW, que se estenderia pelo Sinclinal de Torres do Atlântico ao Pacífico, na costa oeste do continente. CASTRO Jr. (1987) observou um deslocamento lateral sinistral ao longo do Gráben de Benue, também como resultado de rearranjo interno da placa africana na abertura do *rift*.

Estes autores propõem reações não homogêneas para as placas durante o rifteamento, apontando feições de direções NW e NE como responsáveis pelas descontinuidades intraplacas na América do Sul e na África, respectivamente. A figura 6 ilustra esquematicamente o processo: deslocamentos dextrais ocorrem ao longo de falhas de direção NW, durante a rotação horária da placa sul-americana; analogamente, movimentação sinistral é obtida nas falhas NE em resposta à rotação anti-horária da placa africana.

De fato, as zonas de falhas de direção NW, implantadas desde o Pré-Cambriano na região da Bacia do Paraná, parecem ter tido grande participação no processo de abertura do *rift*. Formando com este um ângulo de cerca de 110°, estas estruturas foram reativadas durante o primeiro ciclo de rifteamento, experimentando um movimento lateral dextrogiro de pequeno rejeito, com características distensionais, algo semelhante ao abrir de uma tesoura. Grande quantidade de energia foi consumida por meio deste movimento, que imprimiu à porção meridional da América do Sul pequena rotação horária, permitindo intensa manifestação magmática ao longo das descontinuidades de direção NW (fig. 7). Observações de campo e magnetométricas confirmam esta direção como duto principal do magmatismo da Bacia do Paraná (ZALÁN *et alii*, 1986).

A Zona de Falha Curitiba – Maringá (Z.F.C.M.), acredita-se, foi a mais proeminente feição de direção NW na região. O deslocamento ao longo desta zona de falha aliviou parte da tensão acumulada na litosfera, impedindo o progresso do *rift* para o norte. Neste ponto, termina o primeiro ciclo e inicia-se novamente a fase de acúmulo de tensão e deformação dúctil do segundo ciclo (160-135 Ma), atingindo principalmente a porção imediatamente ao norte da Z.F.C.M., atual margem continental dos estados de São Paulo e Rio de Janeiro, na região do Platô de São Paulo (fig. 8). Segue-se a fase rúptil do segundo ciclo (135-115 Ma), e a Z.F.C.M. passa a funcionar como um limite entre dois sítios tectônicos distintos: ao sul, a crosta continental se rompia, permitindo a implantação e o desenvolvimento de crosta oceânica, já num processo de *drift*; ao norte, a crosta continental sofria estiramento e falhamento consecutivos, acompanhados das sedimentações inerentes (fig. 9).

O mar que invadia toda a região de sul para norte apresentava condições de batimetria e circulação de água totalmente diferentes ao norte e ao sul da zona de falha: enquanto ao norte havia uma crosta continental falhada sendo localmente recoberta por sedimentos, propiciando condições de mar raso, ao sul predominavam condições já francamente oceânicas, com livre circulação de água. A zona de falha foi, portanto, a real barreira que limitou a sedimentação salífera, não permitindo sua implantação ao sul do Platô de São Paulo (fig. 10). Na margem continental, a Z.F.C.M. é expressa pela Dorsal de São Paulo, à qual KUMAR & GAMBÔA (1979) atribuíram o limite sul da deposição de sal.

É difícil classificar a Z.F.C.M., já que ela apresenta, simultaneamente, características transformantes e de transferência: transformantes porque o deslocamento se dá por acréscimo de material do manto (crosta oceânica), e de transferência quando funciona como zona de acomodação entre dois blocos com movimentos diferentes. De qualquer forma, os deslocamentos ao longo da zona de falha ficaram praticamente restritos à

região interna ao *rift* durante a evolução do segundo ciclo.

4 – A SEDIMENTAÇÃO JURÁSSICA

Apesar de cada ciclo de rifteamento ter uma área de abrangência predominante, acredita-se que ele atue gradativamente com menos intensidade nas regiões mais distantes, principalmente na primeira fase dos ciclos de rifteamento. Assim, durante o desenvolvimento da primeira fase do segundo ciclo (160-135 Ma), toda a região que mais tarde se constituiria na costa leste sul-americana sofreu algum rebaixamento. As formações jurássicas que se encontram depositadas nas Bacias de Sergipe – Alagoas, Recôncavo, Bahia Sul e correspondentes africanos, até então consideradas “*pré-rift*”, são um testemunho desta fase. Constituem, geralmente, depósitos de baixa energia e do tipo *blanket*, condizentes com extensas áreas negativas e pouco profundas originadas por deformação dúctil da litosfera subcrustal. Nas bacias do Espírito Santo, Campos e Santos, estes sedimentos ainda não foram perfurados, pois se encontram a grande distância do litoral atual, por sob os basaltos que extrudiram na segunda fase do rifteamento.

Não se pode afirmar que este tipo de sedimentação também tenha ocorrido na costa equatorial, onde o processo pode ter-se desenvolvido com menor intensidade. Contudo, a ocorrência de sedimentos jurássicos nesta porção da plataforma continental não está totalmente descartada. A área mais provável para o desenvolvimento da sedimentação jurássica está assinalada na figura 11.

5 – CONCLUSÕES

- A formação do *Rift* Sul-Atlântico teve seu início ainda no Juro-Triássico, há cerca de 225 Ma;
- O processo de rifteamento se deu em dois ciclos, cada qual com duas fases de deformação: a primeira, predominantemente dúctil a nível de litosfera subcrustal, com falhas esporádicas e de pouco rejeito, e a segunda de com-

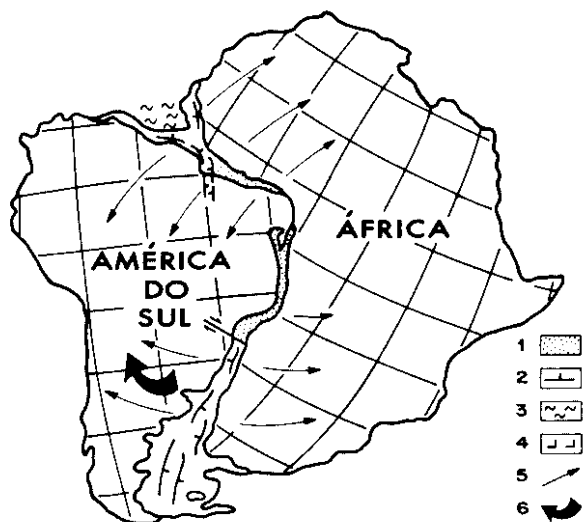


Fig. 7 - Reconstituição paleogeográfica dos continentes no Neojurássico (160 Ma), resultado do primeiro ciclo de rifteamento (Evento Sul-Atlântico Precoce 225-160 Ma). 1 - crosta continental afinada; 2 - crosta continental falhada; 3 - crosta oceânica; 4 - deposição salífera; 5 - sentido geral do movimento das placas; 6 - movimentação local da placa. A falha transcorrente corresponde à Zona de Falha Curitiba - Maringá. Legenda válida também para as figuras 8, 9 e 10.

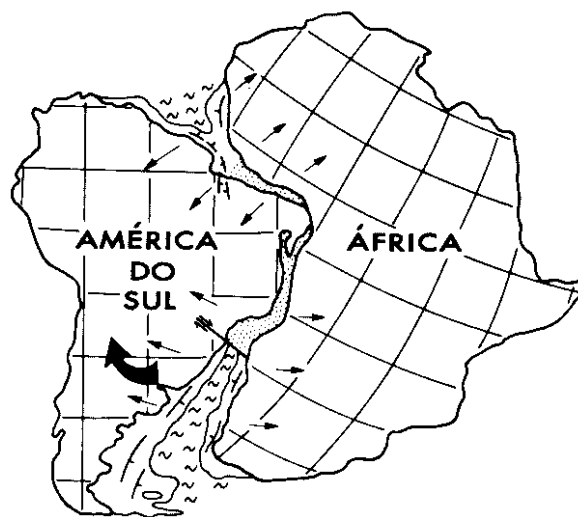


Fig. 8 - Reconstituição paleogeográfica dos continentes para o período 160-135 Ma, fase de estiramento crustal do segundo ciclo do rifteamento do Atlântico Sul. Notar a larga faixa de crosta continental estirada na região situada imediatamente ao norte da Zona de Falha Curitiba - Maringá (atual Platô de São Paulo). Observar a presença de crosta oceânica imediatamente ao sul desta estrutura. Legenda na figura 7.

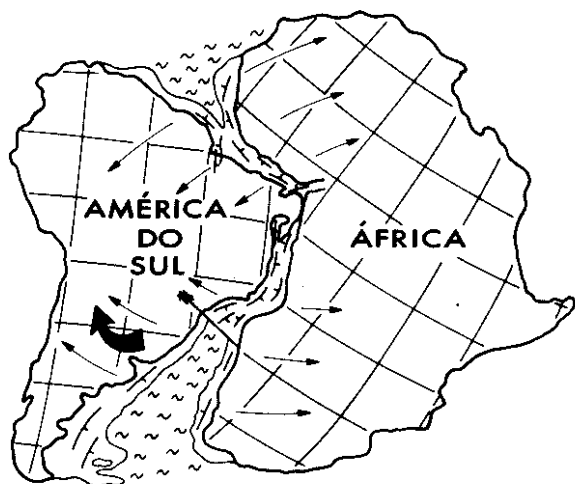


Fig. 9 - Reconstituição paleogeográfica dos continentes para a fase de falhamento do segundo ciclo do rifteamento do Atlântico Sul (135-115 Ma). Notar movimentação relativa transensional dextrogira na Zona de Falha Curitiba - Maringá, palco dos principais enxames de diques básicos da Bacia do Paraná. Observar também o comportamento da África como duas placas distintas originando separação ortogonal à elongação das bacias na margem equatorial e à abertura da fossa de Benue. Legenda na figura 7.



Fig. 10 - Reconstituição paleogeográfica dos continentes para o final do ciclo de deposição evaporítica do Atlântico Sul (100 Ma). Notar que as placas reagem agora de forma rígida e uniforme, originando movimentação transensional dextrogira na margem equatorial, a qual persiste durante todo o Albiano. A separação na margem leste continua a ser ortogonal à elongação das bacias. Legenda na figura 7.

QUADRO I
RESUMO DAS PRINCIPAIS CONCLUSÕES

Eventos		Rifteamento Sul-Atlântico				
		1º Ciclo Evento Sul-Atlântico Precoce		2º Ciclo Evento Sul-Atlântico		
		1ª Fase	2ª Fase	1ª Fase	2ª Fase	
Características						
Tempo (Ma)		220	190(?)	160	135	115
Área de atuação predominante	Setentrional	Platô do Demerara	Plat. Guianas— Casiporé—Marajó	Região da Plat. Ilha de Santana	Plat. Cont. do Pará até Bacia Potiguar	
	Meridional	Platô das Ilhas Malvinas	Platô das Malvinas até Bacia de Pelotas	Platô de São Paulo	Platô de S.P. até Bacia Sergipe—Alagoas	
Regime de deformação predominante		Dúctil — amplas áreas sofrendo pequeno afinamento	Rúptil/dúctil — áreas mais restritas sob forte afinamento	Dúctil — amplas áreas sofrendo pequeno afinamento	Rúptil/dúctil — áreas mais restritas sob forte afinamento	
Principal estilo estrutural		Bacias rasas e alongadas com pouco falhamento de pequeno rejeito	Bacias profundas, intenso falhamento normal de grande rejeito	Bacias rasas e alongadas com pouco falhamento de pequeno rejeito	Bacias profundas, intenso falhamento normal de grande rejeito	
Ambiente sedimentar		Baixa energia Depósitos maduros	Alta energia Depósitos imaturos	Baixa energia Depósitos maduros	Alta energia Depósitos imaturos	



Fig. 11 - Mapa de distribuição dos depósitos jurássicos ao longo da margem continental atlântica da América do Sul. Os limites e até mesmo a própria existência desta sedimentação são especulativos. 1 — sedimentação sobre crosta afinada; 2 — sedimentação sobre crosta afinada e falhada.

portamento rúptil, com intenso falhamento normal;

- O primeiro ciclo de rifteamento durou cerca de 65 my (225-160 Ma) e, devido ao pouco conhecimento de que se dispõe acerca deste evento, não permite haver duas fases diferenciadas em tempo. O segundo ciclo de rifteamento durou cerca de 45 my (160-115 Ma) e, graças ao bom conhecimento sedimentológico/bioestratigráfico que a PETROBRÁS adquiriu acerca dos sedimentos deste ciclo, podem-se individualizar, em tempo, as fases de depressão (160-135 Ma) e de falhamento (135-115 Ma);
- O rifteamento progrediu simultaneamente em duas frentes independentes: na porção meridional, de sul para norte, desde o Platô das Malvinas até a Bacia de Sergipe — Alagoas; na porção setentrional, de oeste para leste, desde a margem continental das Guianas até a Bacia Potiguar;
- Grandes porções de crosta continental, como o Platô das Ilhas Malvinas, Platô de São Paulo e, possivelmente, Platô do Demerara e Plataforma de Ilha de Santana, foram afetadas durante as fases de deformação dúctil dos ciclos de rifteamento. Tais áreas

representam as frentes iniciais de rifteamento de cada ciclo;

- Bacias rasas e alongadas se formaram durante a primeira fase de deformação a que foi submetida a margem leste durante o segundo ciclo, recebendo sedimentação jurássica de baixa energia; no Platô de São Paulo (bacias de Campos e Santos), estes sedimentos, correlacionáveis aos depósitos jurássicos das bacias do Recôncavo e Sergipe — Alagoas, jazem distantes do atual litoral, recobertos pelos basaltos que extrudiram na segunda fase do segundo ciclo de rifteamento;
- A Zona da Falha Curitiba — Maringá teve participação importante na evolução do rift: a) limitando duas grandes províncias tectonicamente distintas; b) permitindo à porção meridional da América do Sul um movimento rotacional ligeiramente diferente daquele do restante da placa; c) atuando como duto de um dos maiores eventos magmáticos sobre crosta continental conhecidos no planeta; d) limitando a deposição salífera no Atlântico Sul.

O quadro I apresenta um resumo das principais conclusões.

AGRADECIMENTOS

Ao geólogo Renato O. Kowsmann, pela revisão do texto e oportunas sugestões. Aos geólogos Osmar A. Zanotto, Ulisses T. Mello e André A. Bender, pelas proveitosas discussões.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ASMUS, H. E. & PORTO, R. Classificação das bacias sedimentares brasileiras segundo a tectônica das placas. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 26, Belém, *Anais...* Belém, 1972, SBG, 1972. vol. 2, p. 67-90.
- ASMUS, H. E. & BAISCH, P. R. Geological evolution of the Brazilian continental margin. *Episodes*, 4: 3-9, 1983.
- ASMUS, H. E. Geologia da margem continental brasileira. *In: C. Schobbenhaus; Campos, D. A.; Derze, G. R.; Asmus, H. E., coord. Geologia do Brasil; explanatory text of geological map of Brazil and adjoining ocean floor including mineral deposits*, 1:2 500 000. Brasília, DNPM, 1984. p. 443-72.
- BACOCOLI, G. & ARANHA, L. G. F. *Evolução estrutural fanerozóica do Brasil meridional*. Rio de Janeiro, PETROBRÁS. SUPEX, 1984. 153 p.
- CAMPOS, C. W. M.; PONTE, F. C.; MIURA, K. Geology of the Brazilian continental margin. *In: Burk C. A. & Drake, C. L. eds. The geology of continental margins*. New York, 1974. Springer-Verlag, p. 447-61.
- CASTRO JUNIOR, A. G. M. The north-eastern Brazil and Gabon basins; a double rifting system associated with multiple crustal detachment surfaces. *Tectonics*, 6 (6): 727-38, Dec. 1987.
- CRAWFORD, F. D. & SZELEWSKI, C. F. Geology and exploration in the Takutu graben of Guyana. *Oil and Gas Journal*, 82 (10): 122-9, 1984.
- CURIE, D. *Ouverture de L'Atlantique Sud et discontinués intra-plaques; une nouvelle analyse*. Brest, Université de Bretagne Occidentale, 1984. Tese de Doutorado.
- MINISTÉRIO DE INDÚSTRIA Y ENERGIA. Dirección Nacional de Minería y Geología. Carta geológica de la República Oriental del Uruguay; 1:500.00; 2 ed. Montevideo, 1985. Com texto explicativo.
- ESTRELLA, G. O. O estágio *rift* na evolução das bacias marginais do leste brasileiro. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 26, Belém, 1972. *Anais...* Belém, SBG, 1972. v. 3, p. 29-34.
- FIGUEIREDO, A. M. F. Geologia das bacias brasileiras. *In: Avaliação de formações no Brasil*. WEC Brasil. Schlumberger, Brasil, 1985, p. 1-1-38.
- FODOR, R. V.; MCKEE, E. H.; ASMUS, H. E. K-AR ages and the opening of the south Atlantic ocean; basaltic rock from the Brazilian margin. *Marine Geology*, 54: M1-M8, 1983/1984.
- GUERREIRO, S. D. C. A época de abertura do oceano Atlântico Sul com base em dados paleomagnéticos. *Revista Brasileira de Geofísica*, 3: 15-23, 1985.
- HARLAND, W. B.; COX, A. V.; LLEWELLYN, P. G.; PICKTON, C. A. G.; WALTERS, R. *A geologic time scale*. Cambridge, University Press. 1982. 112 p.
- JANSA, L. F. & PE-PIPER, G. Middle Jurassic to Early Cretaceous igneous rocks along eastern north american continental margin. *AAPG Bulletin*, 72 (3): 347-66, Mar. 1988.
- KUMAR, N. & GAMBÔA, L. A. P. Evolution of the São Paulo Plateau (southeastern brazilian margin) and implications for the early history of the South Atlantic. *Geological Society of America Bulletin, Part I*, 90 (3): 281-93, Mar. 1979.
- LANA, M. C. Dinâmica do rifteamento continental. SEMINÁRIO DE RIFTS CONTINENTAIS, Rio de Janeiro, 1987. Separata, Rio de Janeiro, PETROBRÁS, 1987. p. 1-14.
- LEYDEN, R. Salt distribution and crustal models for the eastern brazilian margins. *In: SIMPÓSIO INTERNACIONAL SOBRE AS MARGENS CONTINENTAIS DO TIPO ATLÂNTICO*, São Paulo, 1975. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 48, 1976, SUPLEMENTO.
- MARINHO, M. & MASCLE, J. Evolução estrutural do Platô Marginal da Guiné e sua relação com a formação do Oceano Atlântico centro-equatorial. *Revista Brasileira de Geologia*, 17 (2): 111-7, jun. 1987.
- OJEDA, H. A. O. Estrutura, estratigrafia e evolução das bacias marginais brasileiras. *Revista Brasileira de Geociências*, 11 (2): 257-73, 1981.
- PONTE, F. C.; FONSECA, J. R.; MORALES, G. Petroleum geology of eastern Brazilian continental margin. *AAPG Bulletin*, 61: 1470-82, 1977.
- PORSCHÉ, E. *Tectônica da faixa de dobramentos do Juruá, Bacia do Alto Amazonas, Brasil; um modelo estrutural*. Ouro Preto, Universidade Federal de Ouro Preto, 1985. 124 p. Tese de Mestrado.
- POUPEAU, G. *et alii*. Um perfil geocronológico (K-Ar/Traços de fissão) leste-oeste no Escudo Sul-Rio Grandense. *In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 2, Florianópolis, 1985. *Anais...* Florianópolis, SBG, 1985. p. 308-21.
- RABINOWITZ, P. D. & LABRECQUE, J. The Mesozoic South Atlantic ocean and evolution of its continental margins. *Journal of Geophysical Research*, 84: p. 5973-6002, 1979.
- REZENDE, W. M. Post Paleozoic geotectonics of South America related to plate tectonics and continental drift. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 26, Belém, 1972. *Anais...* Belém, SBG, 1972. v. 3, p. 205-10.
- SCHOBENHAUS, C. & CAMPOS, D. A. A evolução da plataforma sul americana no Brasil e suas principais concentrações minerais. *In: SCHOBENHAUS, C.; CAMPOS, D. A.; DERZE, G. R.; ASMUS, H. E. coord. Geologia do Brasil; explanatory text of geological map of Brazil and adjoining ocean floor including mineral deposits*, 1: 2 500 000. Brasília, 1984. DNPM.
- SHERIDAN, R. E. Pulsations tectonics as the control of long-term stratigraphic cycles. *Paleoceanography*, 2 (2): 97-118, Apr. 1987.
- SIEDNER, G. & MITCHELL, J. G. Episodic mesozoic volcanism in Namibia and Brazil, a K-Ar isochron study basing on the opening of the

South Atlantic. *Earth and Planetary Science Letters*, 30: 292-302, 1976.

SMITH, A. G. & BRIDEN, J. C. Mesozoic and Cenozoic Paleogeographic Maps. Cambridge, Cambridge University Press, 1977. 63 p.

SNAVELY, P. D. Tectonostratigraphic evolution of Falkland (Malvinas) Plateau. *AAPG Bulletin*, 71 (5): 615, 1987. Abstract.

SZATMARI, P.; CONCEIÇÃO, J. C. J.; LANA, M. C.; MILANI, E. J.; LOBO, A. P. Mecanismo tectônico do rifteamento sul-atlântico. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, Rio de Janeiro, 1984. *Anais* . . . Rio de Janeiro, SBG, 1984. v. 4. p. 1589-1601.

SZATMARI, P.; MILANI, E. G.; LANA, M. C.; CONCEIÇÃO, J. C. J.; LOBO, A. P. How South Atlantic rifting affects Brazilian oil reserve distribution. *Oil & Gas Journal*, 83: 107-13, 1985.

SZATMARI, P.; FRANÇOLIN, J. B. L.; ZANOTTO, O. A.; WOLFF, S. Evolução tectônica da margem equatorial brasileira. *Revista Brasileira de Geociências*, 17 (2): 280-8, 1987.

VIEIRA, P. C. Interpretação geocronológica preliminar da Bacia do Paraná. *Revista do Instituto de Geociências*, São Paulo, 1 (2): 25-32, 1980.

VIEIRA JUNIOR, N. & ROISENBERG, A. Formação Jaguarão, uma nova unidade vulcânica mesozóica no Rio Grande do Sul. In: SIMPÓSIO SUL BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 2, Florianópolis, 1985. *Anais* . . . Florianópolis, Sociedade Brasileira de Geologia, 1985. p. 507.

ZALÁN, P. V. & WARME, J. E. *Tectonics and sedimentation of the Piauí-Camocim sub-basin, Ceará Basin, offshore northeastern Brazil*. Rio de Janeiro, PETROBRÁS. CENPES. 1985. 71 p. Ciência-Técnica-Petróleo, 17.

ZALÁN, P. V.; CONCEIÇÃO, J. C. J.; WOLFF, S.; ASTOLFI, M. A. M.; VIEIRA, I. S.; APPI, V. T.; NETO, E. V. S.; CERQUEIRA, J. R.; ZANOTTO, O. A.; PAUMER, M. L.; MARQUES, A. *Análise da Bacia do Paraná*. Rio de Janeiro, PETROBRÁS. DEPEX/CENPES. 1986. 5 v. Relatório técnico.

ABSTRACT

The rift phase of the South Atlantic opening has been classically dated as Early Cretaceous in the eastern continental margin of Brazil, and slightly younger (Aptian-Albian) in the equatorial margin. Integration and revision of scattered data published in the last ten years indicate that tectonism that led to the rupture of Gondwana began much earlier in the Mesozoic, probably as far back as in the Late Triassic. The term Early Sul-Atlantiano Event is here proposed to encompass a series of tectonic, magmatic and sedimentary phenomena, concentrated in the 225-160 Ma interval, that indicate that an overall extensional tectonic regime was being implanted in the middle of the Gondwana plate, heralding its forthcoming splitting and creation of the South Atlantic Ocean.

A model based on the theory of tectonic pulses is here presented, and advocates that the South Atlantic rifting developed through two major rift cycles: (i) the Early Sul-Atlantiano Event (225-160 Ma), and (ii) the Sul-Atlantiano Event (160-115 Ma). Besides, it is possible in each of the cycles to recognize two distinct phases: the first, characterized predominantly by ductile deformation of the subcrustal lithosphere, with creation of widespread and shallow basins without major faulting (ductile phase); the second, characterized by major normal faulting and faster subsidence (brittle phase). During the first phase extensional stresses slowly build up in the stretching lithosphere until the brittle strain limit is reached and the stored energy is quickly released through intense rupture and normal faulting. The first phase is characterized by low energy deposition in lacustrine environments, while in the second phase compartmentalization and deposition of fanglomerates and fluvial beds of higher energy is predominant.

The South Atlantic Rift progressed simultaneously along two independent rift fronts. The southern branch developed from south to north, from the Malvinas Island Plateau to the São Paulo Plateau (during the first cycle), and from there northwards to the northern end of the

Sergipe-Alagoas Basin (during the second cycle). The northern branch was a continuation of the North Atlantic Rift and developed from northwest to southeast, from the Demerara Plateau to the Ilha de Santana Platform (during the first cycle), and from there eastwards to the eastern end of the Potiguar Basin (during the second cycle). The two rifting branches met somewhere along the continental margin of the States of Pernambuco and Paraíba, in the Aptian.

Such a scheme of opening was possible because the rupturing continental masses did not behave in a perfectly rigid manner. Significant amounts of internal deformation in the continental masses allowed Africa and South America to differentially rotate relative to each other and within their boundaries. Most internal deformation was balanced by opening of rifts in some areas, crustal shortening in other areas, and strike-slip motion along old weakness zones. The most notable areas of internal deformation in Africa are the Benue system of rifts and its compressional counterpart along its northeastern extension. In northern South America, such internal deformation is represented by the opening of the Takutu Graben and by important crustal shortening in the Jurua transpressional belt of the Solimões Basin. In Southern South America, internal deformation is represented by the opening of the Salado and Colorado rifts, and by divergent strike-slip along the Curitiba-Maringá and Guapiara Fault Zones.

The role of major pre-existing weaknesses in the continental masses was fundamental. The most important of them was undoubtedly the northwest-trending Curitiba-Maringá Fault Zone in southern Brazil, that acted as (i) a buttress to the first rift cycle in the southern branch, (ii) the element which allowed the southernmost part of South America to rotate counterclockwise relative to the rest of it, (iii) one of the most important feeding systems to the Paraná Basin lava flows, and (iv) as the southern limit of South Atlantic evaporites.