

CONTROLE ESTRUTURAL DA DEPOSIÇÃO MESOZÓICA NAS BACIAS DA MARGEM CONTINENTAL BRASILEIRA*

H. E. ASMUS**

ABSTRACT The sedimentary fill of the Brazilian marginal basins is made up, when complete, of three suites reflecting the evolutionary stages of the continental margin: (1) the lower clastic non-marine suite was deposited in two stages, the basal section in a pre-rift stage, and the upper section in a rift-valley stage; (2) the middle suite, including the evaporitic section and the overlying shelf carbonates, was deposited in a stage of tectonic quiescence; (3) the upper marine suite, including some paralic and continental sediments, was deposited in a stage of vertical differential movements along flexure lines.

The Upper Jurassic non-marine sediments of the basal section in Brazil (Sergipe-Alagoas, Recôncavo, and Almada Basins), correlate well with those of West Africa (Gabon and Congo Basins) showing a symmetric areal distribution. The absence of this Upper Jurassic section, south of the Jequitinhonha Basin in Brazil and the Cuanza Basin in West Africa is probably due to non-deposition in uplifted areas coinciding with sites of Early Cretaceous volcanic activity.

The juxtaposition of the uplifted-volcanic areas in Brazil and Africa in a pre-drift arrangement suggests the existence of a hot-spot, active in Late Jurassic-Early Cretaceous times.

An earlier rifting in the uplifted areas is suggested by the presence of Wealdian evaporites in the Santos and of Aptian marine sediments in the Pelotas Basin. Both sediment types are older than their lithological — environmental counterparts along the continental margin from the Campos to the Sergipe Basin.

Along the northern margin, from the Amazon delta to the Potiguar Basin, the pre-rift and rift-valley stages are not well known. There is evidence of Early Cretaceous rifting in aborted rift-valleys (v.g. the São Luiz Basin) and also of Late Cretaceous compressional forces. The relationship between, and the duration of the tensional and compressional forces are still unclear.

INTRODUÇÃO A origem e a evolução das bacias mesozóico-cenozóicas da margem continental brasileira e processos geológicos em áreas continentais emersas, vizinhas ou mais afastadas, têm sido interpretadas como resultantes da deriva continental, segundo o modelo geodinâmico da tectônica de placas (Asmus *et al.*, 1971; Asmus, 1972; Asmus e Porto, 1972; Asmus, 1973a; Asmus e Ponte, 1973). A existência de eventos e feições geológicas ainda não explicados à luz do modelo, embora constituindo problemas à sua aplicabilidade (Asmus, 1973b), não chegam a comprometê-lo. Aparentemente, correm mais por conta do conhecimento ainda imperfeito de detalhes da geologia da margem continental e do caráter muito genérico, regional e por vezes simplista do modelo proposto. Entretanto, a existência desses problemas mostra que o modelo necessita ser testado. Para tanto, deve-se pesquisar a concordância entre a característica geológica observada (diagnose) e as previsões feitas pelo modelo (prognose). Com este objetivo em mente, procura-se, neste trabalho, mostrar a possibilidade de integração de eventos tectônicos e deposicionais mesozóicos, ocorridos na margem continental brasileira, segundo o modelo geodinâmico postulado.

*Trabalho apresentado na Mesa-Redonda Sobre o Mesozóico Sul Americano, XXVIII Congresso Brasileiro de Geologia, Porto Alegre, 27/10-02/11/1974

**Petrobrás — Centro de Pesquisas e Desenvolvimento. Ilha do Fundão, Quadra 7. Atualmente no Projeto Remac

A maior parte das informações utilizadas são da Petrobrás que, como resultado da intensificação exploratória na margem continental, a partir de 1968, conta com um considerável acervo de dados de poços e de levantamentos geofísicos. Conta-se assim com um satisfatório conhecimento da configuração das bacias, das suas formas estruturais mais destacadas e das características e distribuição, no tempo e no espaço, dos prismas sedimentares que as preenchem. Fez-se a datação das fases tectônicas principais pela determinação das idades relativas das rochas sedimentares e radiométricas das rochas vulcânicas* relacionadas às deformações estruturais.

CARACTERÍSTICAS ESTRATIGRÁFICAS E ESTRUTURAIS A coluna estratigráfica básica do Mesozóico, nas bacias da margem continental brasileira, apresenta três intervalos distintos e definidores do seu ambiente deposicional (Asmus e Ponte, 1973). São eles, da base para o topo: a) clástico flúvio-lacustrino; b) evaporítico marinho restrito; c) clástico marinho franco. A distribuição desses intervalos, nas bacias da margem continental, é vista na Fig. 1. A bacia de Recife-João Pessoa separa duas províncias estratigráficas. A do sul, com exceção da porção correspondente à bacia de Pelotas, onde se ausenta o intervalo evaporítico, apresenta a coluna completa. A província do norte, incluindo a área de Recife-João Pessoa, não conta com o intervalo evaporítico. Na bacia de Santos, na de Campos e na do Espírito Santo, rochas basálticas com idades entre 121 e 127 m.a., interpodem-se na coluna estratigráfica. Rochas ígneas mesozóicas mais novas ocorrem ainda nas bacias do Espírito Santo (83 milhões de anos) e de Recife (90 m.a., Vandoros *et al.*, 1966) com composição basáltica naquela e variando de granítica a basáltica nesta.

O estilo tectônico da margem continental é também diferente ao norte e ao sul da área de Recife-João Pessoa: tensional e paralelo aos alinhamentos do embasamento, ao sul — também tensional mas, segundo Miura e Barbosa (1972), com elementos de movimentação horizontal, que são tanto paralelos como transversais aos alinhamentos do embasamento, ao norte. A própria plataforma, ao largo de Recife-João Pessoa, distingue-se das províncias que separa por truncar os elementos estruturais do embasamento que ali têm direções essencialmente leste-oeste (Fig. 2).

Com relação às idades dos intervalos estratigráficos, o Cretáceo Inferior na Fig. 1 é referido genericamente como Wealdiano. Isso porque o escasso registro paleontológico do Jurássico Superior (Purbeckiano)-Cretáceo Inferior (Wealdiano) das bacias costeiras brasileiras não permite correlações seguras com a coluna estratigráfica internacional. Já na Fig. 3, a fim de definir mais precisamente as épocas de atividade tectônica, usa-se para o intervalo Purbeckiano-Wealdiano os estágios regionais (Dom João, Rio da Serra, Aratu, Buracica, Jiquiá, Alagoas) estabelecidos pela Petrobrás, para as bacias da margem continental, a partir de biozonas de ostrácodes, amarradas sempre que possível a marcos estratigráficos.

INTEGRAÇÃO TECTONO-SEDIMENTAR Dentro de um contexto evolutivo, pode-se estabelecer um relacionamento de causa e efeito entre manifestações tectônicas e arcabouço das bacias resultantes com os intervalos sedimentares considerados, como condensado nas Figs. 3 e 4. A partir desse relacionamento, reconheceu-se 4 estágios (Asmus, 1972):

- o intervalo inferior clástico continental depositou-se em dois estágios, o *pré-rift* e o *rift*;

*As datações radiométricas, quando não se indica a fonte, devem ser creditadas ao Centro de Pesquisas Geocronológicas da Universidade de São Paulo

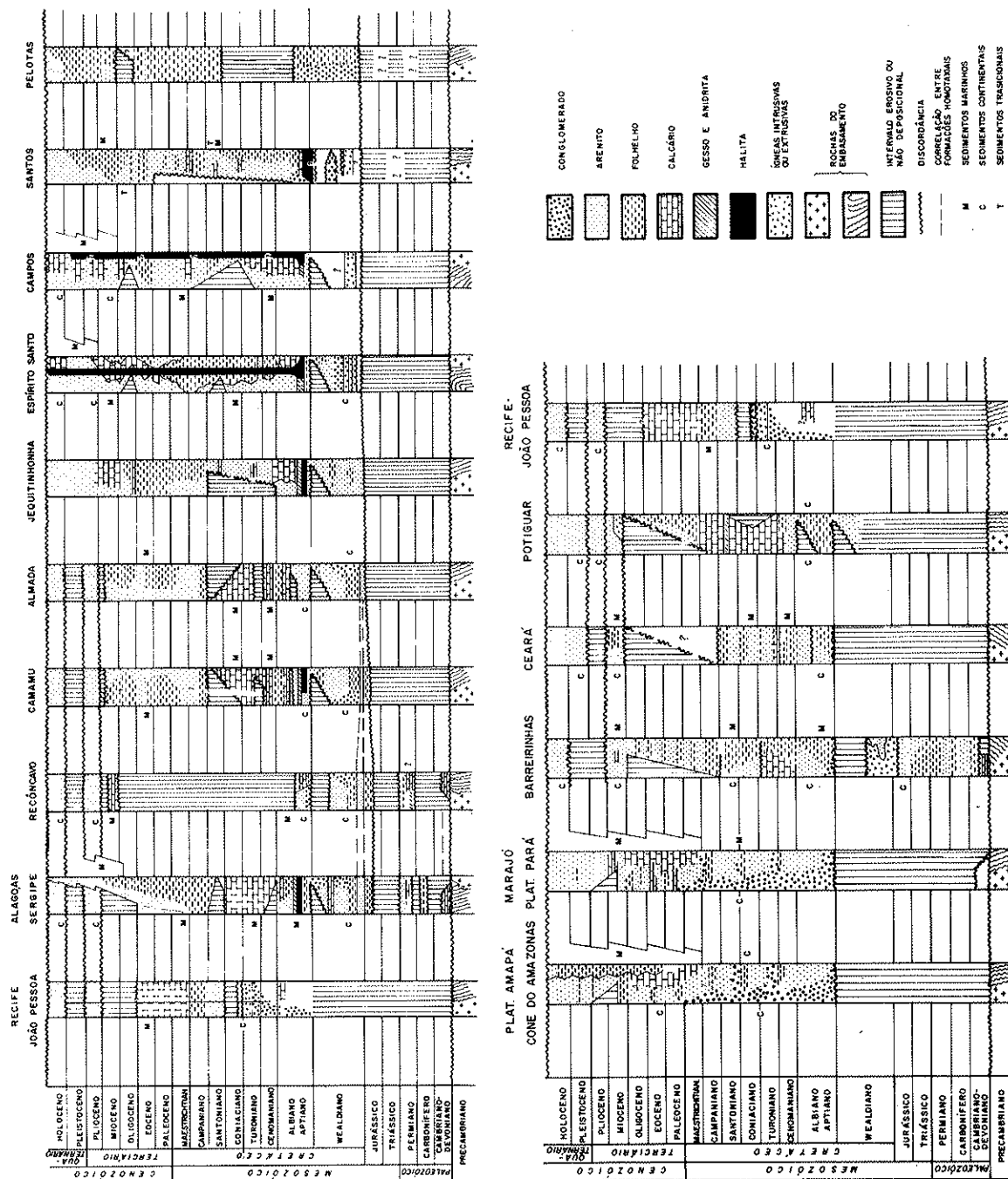
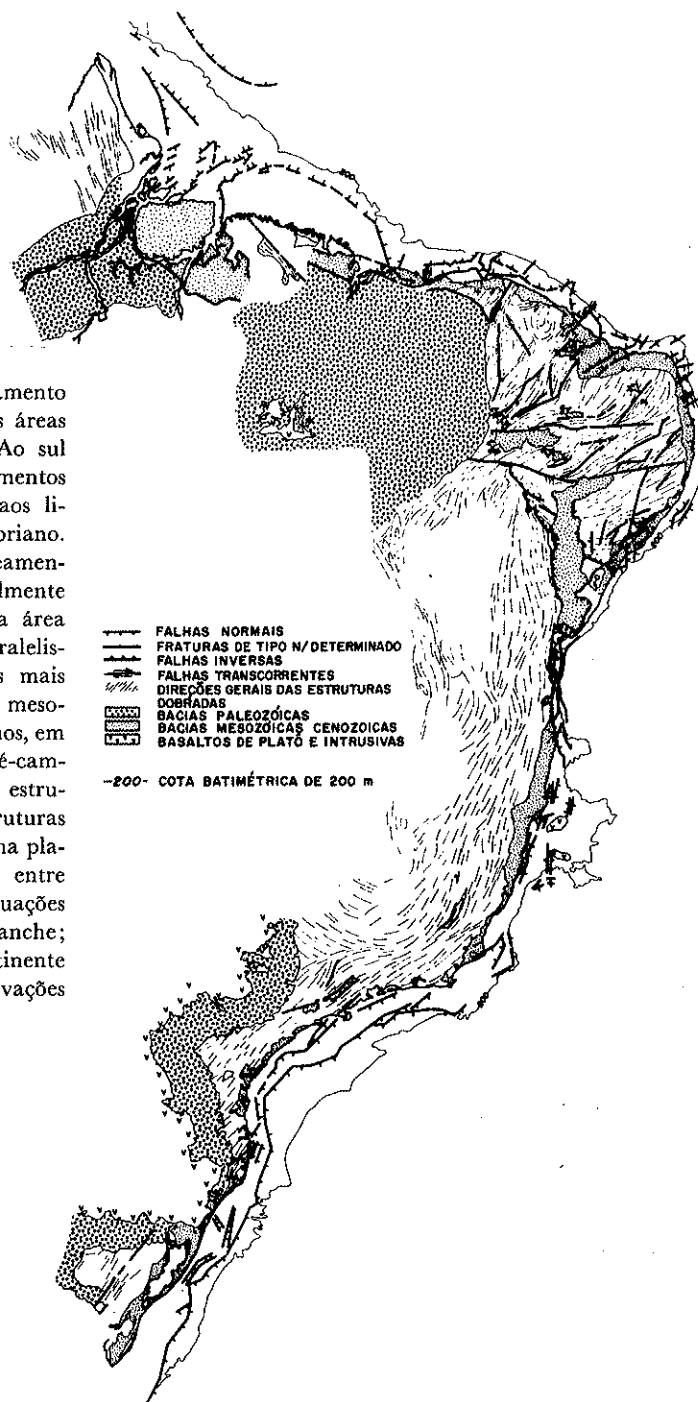


Figura 1 – Correlação crono-estratigráfica através das bacias da margem continental brasileira. (Asmus, 1973b). A área de Recife-João Pessoa limita duas províncias estratigráficas: a do sul, com exceção da área correspondente à bacia de Pelotas, apresenta-se com os três intervalos considerados: inferior, clástico, continental; médio, evaporítico, e superior, marinho franco. Na área ao norte, não aparece o intervalo médio, evaporítico

Figura 2 — Mapa estrutural do embasamento da margem continental brasileira e das áreas interiores adjacentes (Asmus, 1973b). Ao sul da área de Recife-João Pessoa, os falhamentos normais são essencialmente paralelos aos lineamentos do embasamento pré-cambriano. Na área de Recife-João Pessoa esses lineamentos mais antigos são truncados transversalmente pela margem continental. Ao norte da área de Recife-João Pessoa, embora haja paralelismo entre alguns elementos estruturais mais antigos do continente e os falhamentos mesozóicos da margem continental, estes últimos, em alguns casos, truncam as estruturas pré-cambrianas. A particularidade da província estrutural norte é a presença de possíveis estruturas transcorrentes. Alguns altos observados na plataforma continental na área ao largo entre São Luiz e Natal são considerados continuações das zonas de fraturas de Chain e Romanche; manifestações vulcânicas, tanto no continente como nos oceanos, são consideradas reativações ao longo dessas linhas de fratura



- o intervalo médio evaporítico, englobando os evaporitos propriamente ditos e os calcários de plataforma, que se lhe sobrepõem, depositou-se num estágio de relativa quiescência tectônica;

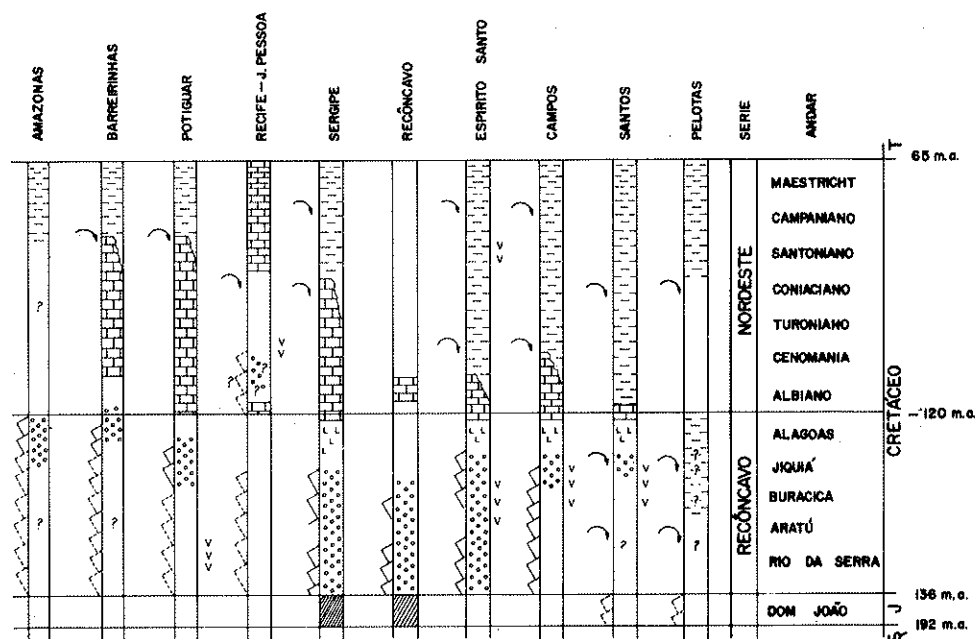


Figura 3 — Distribuição dos intervalos estratigráficos na margem continental brasileira em algumas bacias representativas, e eventos tectônicos associados. Hachurado diagonal: sedimentos continentais depositados numa bacia intracratônica, num estágio pré-rift; círculos: sedimentos clásticos depositados sintectonicamente no estágio rift-valley; os pequenos eles, assinalam os evaporitos e os retângulos, calcários de plataforma, ambos incluídos no estágio evaporítico; linhas horizontais interrompidas: sedimentos marinhos, e parálicos e continentais subordinados, do estágio marinho franco. Os triângulos, ao lado das colunas, representam os períodos de falhamento normal que são inferidos quando representados por linhas pontilhadas; os pequenos "v" representam atividade ígnea e as setas circulares indicam as subsidências da margem continental.

- o intervalo superior, marinho, que inclui também, subordinadamente, sedimentos continentais e sedimentos parálicos associados, caracteriza um estágio de movimentos verticais opostos ao longo de linhas de flexura.

Intervalo inferior clástico O intervalo inferior pode ser subdividido numa porção basal e numa porção superior, que correspondem, respectivamente, aos estágios pré-rift e rift.

A porção basal compreende folhelhos vermelhos com interposições de arenitos arco-sianos subordinados, sobrepostos por arenitos finos e conglomeráticos. É bem representado nas bacias do Recôncavo e de Sergipe-Alagoas, onde recebe os nomes formais de Formação Aliança e Formação Sergipe e de Formação Bananeiras e Formação Serraria, respectivamente. Aparece ainda nas bacias de Camamu e de Almada e, como remanescentes de uma distribuição mais ampla, preservado em bacias interiores do Nordeste (Jatobá, Araripe, Mirandiba, Olho d'Água). Segundo Ghignone e Northfleet (1971), o limite norte dessa deposição é desconhecido, podendo-se inferir entretanto que tenha ocupado a bacia Potiguar (Rio Grande do Norte). Várias espécies de ostrácodes dos gêneros *Bissulocyparis* e *Darwinula*, na fácies argilosa desse intervalo, permitem datá-lo como Jurássico Superior (Purbeckiano); nos andares definidos pela Petrobrás, recebe o nome de Dom João.

Munne *et al.* (1972), relatando um estudo estratigráfico detalhado nesse intervalo, concluem que o mesmo foi depositado por um sistema combinado de leques aluviais e

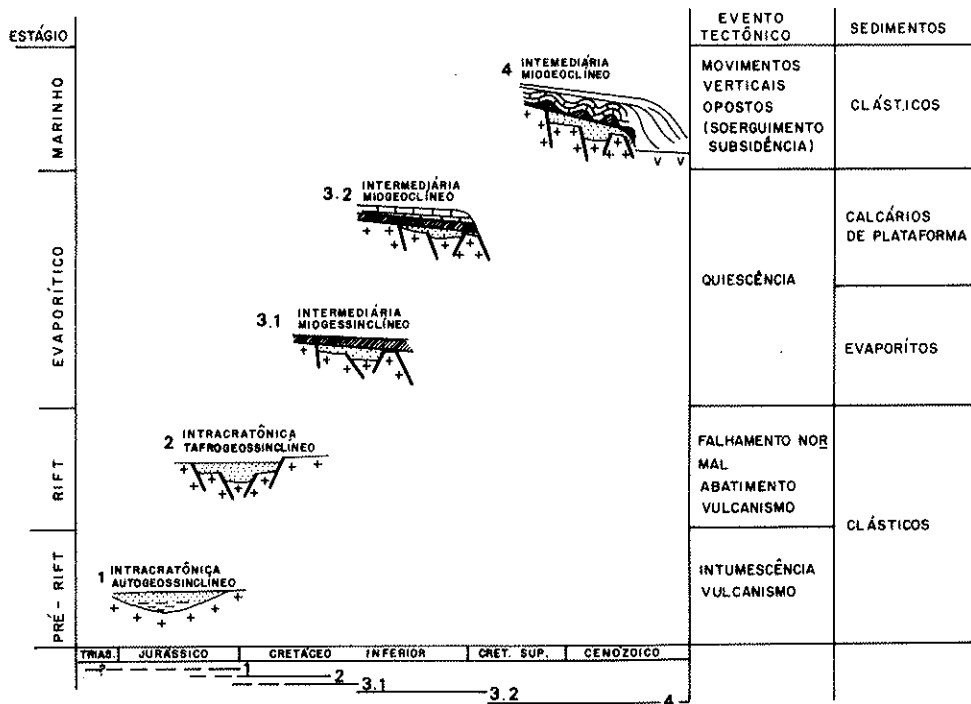


Figura 4 – Quadro de integração dos principais estágios evolutivos da margem continental brasileira. Na porção inferior, aparecem as extensões das faixas de idades para cada estágio; quando tracejadas são inferidas.

Nas duas colunas à direita são assinalados os principais eventos tectônicos e a litologia essencial de cada estágio. A classificação das bacias mostrada nas seções esquemáticas e caracterizada pelos nomes acima de cada seção é baseada em Asmus e Porto (1972); os termos intracratônica e intermediária referem-se ao tipo de crosta

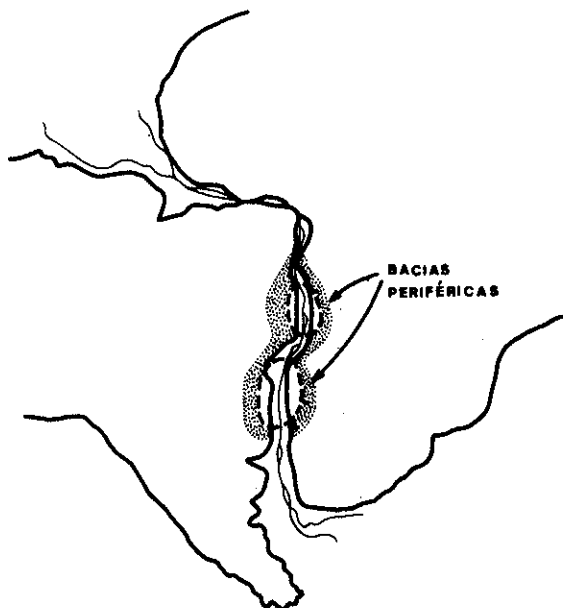
lagoas interiores. As fontes de sedimento para o caso da bacia do Recôncavo-Tucano, segundo os mesmos autores, situar-se-iam a oeste e a sudoeste. A predominância da fácies arenosa na bacia de Almada e o possível desaparecimento de todo esse intervalo basal nas bacias ao sul de Almada, onde ainda não foi detectado, permitem igualmente, supor ali a existência de uma área soerguida como fonte de sedimentos. A existência de um alto ao sul é suportada ainda por observações recentes de Soares *et al.* (1974). Estes associaram um incremento da granulometria numa subsequência estratigráfica que analisaram (Delta A) de idade jurássica, na bacia intracratônica do Paraná, com processo de soerguimento crustal que precedeu a ruptura da placa gondwânica.

A atividade vulcânica neo-jurássica e eo-cretácica em sítios localizados da margem continental e, mais largamente, em áreas emersas do interior do continente, levam também à consideração de intumescimento pré-vulcânico que, muito provavelmente, teria condicionado a bacia ou bacias de deposição dos estratos basais do estágio pré-rift.

De fato, Estrella, em 1972, levado pela distribuição dos sedimentos jurássicos nas bacias mesozóicas leste-brasileiras e pela presença de rochas basálticas eo-cretácicas nas bacias do Espírito Santo (127 m.a.) e de Campos (121 m.a.), postulou uma intumescência jurássica pré-vulcânica na área ocupada por essas duas bacias. Na periferia dessa intumescência teriam se desenvolvido depressões ou bacias intracratônicas receptoras dos sedimentos do intervalo basal da coluna mesozóica aqui analisada.

Asmus (1973a; 1973b), considerando que a maior expressão da atividade ígnea eo-cre-tácica, na margem continental, ocorre ao largo dos Estados do Paraná e de São Paulo (121 m.a.) e na própria bacia do Paraná através das vulcânicas da Formação Serra Geral (130-120 m.a.), sugeriu uma segunda intumescência pré-vulcânica abrangendo essas áreas. As duas feições dômicas assim inferidas coincidem com duas intumescências estabelecidas por Le Bas (1971) abrangendo o leste da América do Sul e o oeste da África num arranjo pré-deriva (Fig. 5). Entretanto, sob o aspecto de composição química e mineralógica, as rochas ígneas do Espírito Santo-Campos e de Santos-Paraná, essencialmente toleíticas (não-alcálinas) diferem das rochas peralcalinas (subalumínicas) associadas às áreas dômicas de Le Bas.

Figura 5 — Províncias de intumescências eo-jurássicas inferidas em uma reconstrução pré-*rift*. Modificado de Le Bas, (1971)



A causa dessas intumescências dômicas pode ser buscada nos pontos quentes (*hot spots*) que, como definiu Morgan (1971), são feições superficiais relacionadas com plumas ascensionais do manto terrestre. A Fig. 6 mostra esquematicamente a posição aproximada dos dois pontos quentes inferidos e, em função das intumescências resultantes, a distribuição dos sedimentos do estágio pré-*rift*. A ocorrência de sedimentos desse estágio entre as bacias de Campos e de Santos é conjecturada e válida para o caso de terem existido duas intumescências, como mostra a Fig. 6. Entretanto a partir do assinalado por Burke *et al.* (1973), pode-se estabelecer que esses dois pontos quentes, fixos um em relação ao outro, constituiriam uma única intumescência com dimensão horizontal máxima de 2000 km. A factibilidade deste valor é demonstrada pelas dimensões observadas nas áreas da África Oriental e do Mar Vermelho, possíveis sítios atuais de *hot spots* e que estão em torno de 1500 km. Assim, no caso de um único domo de grandes dimensões horizontais, a distribuição dos sedimentos basais do intervalo inferior na margem continental sul estaria restrita à área da atual bacia de Pelotas. Entretanto deve ser novamente assinalado que, nas bacias da margem continental brasileira ao sul da bacia de Almada, não se tem evidência alguma direta da presença de sedimentos do estágio pré-*rift*.

Anteriormente, em 1971, Ponte, ao estudar a paleogeologia do Brasil Oriental e África Ocidental, admitiu que a bacia intracratônica do estágio pré-*rift* tenha se formado

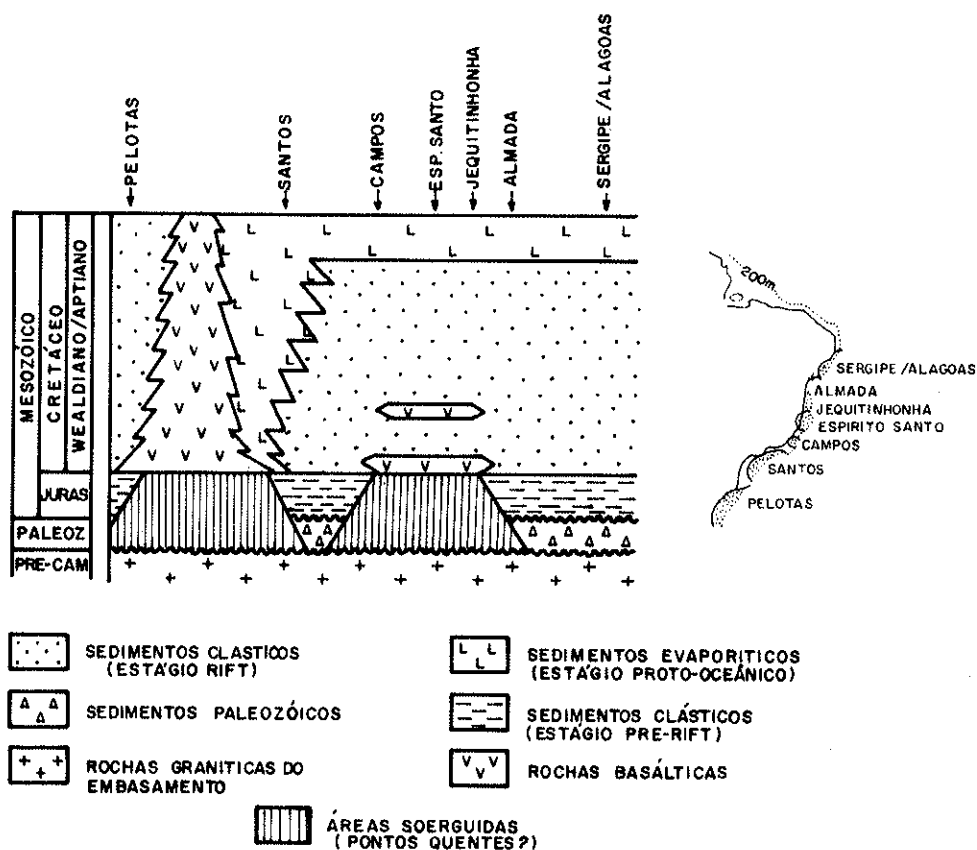


Figura 6 - Coluna sedimentar esquemática do rift do proto-Atlântico Sul. Modificado de Estrella (1972)

após um período de soerguimento e severa erosão no pré-Jurássico Superior, responsáveis pela denudação de pelo menos 2000 m de cobertura sedimentar. Essa erosão acha-se bem documentada nos contatos discordantes das formações Aliança e Bananeiras com rochas subjacentes do Pré-Cambriano, Devoniano, Carbonífero e Permiano. Tais evidências levam a admitir que as intumescências postuladas devam ser consideradas como porções de relevo mais acentuado numa área já positiva que, no Triássico e neo-Jurássico, se estendia por toda a faixa hoje ocupada pela zona litorânea e plataforma continental do leste brasileiro e oeste africano.

O arcabouço paleogeográfico aqui considerado para o estágio pré-rift adapta-se a um modelo estabelecido por Brookfield (1970) que inferiu um aumento de atividade no alto entre a América do Sul e a África, no neo-Jurássico. Oferece também uma explicação para a inexistência no Brasil de sedimentos jurássicos marinhos o que, como assinalou Petri (1974), acha-se em contradição com a prevalência de subsidência verificada em extensas áreas de todo o mundo durante aquele período.

Mais importante ainda, a consideração de soerguimentos na atual margem continental no seu estágio pré-rift ajusta-se a diversos modelos (Sleep, 1971; Kinsman, 1973; Falvey, 1974) que estabelecem a necessidade de um soerguimento crustal, causado por expansão térmica e submetido a um processo erosivo subsequente, para explicar a subsidência da margem continental, num estágio posterior.

A parte superior do intervalo clástico da porção inferior da coluna estratigráfica da margem continental depositou-se sintectonicamente, num processo de falhamentos normais, com rejeitos de 3 000 a 5 000 m, que determinou a formação de *rift-valleys* (tafrogeossinclíneos). Exemplo típico dessa situação, presentemente, é a bacia do Recôncavo; a qual não evoluiu para estágios subseqüentes, ao contrário do que ocorreu no restante das bacias da atual margem continental. As áreas dos supostos pontos quentes, tendo experimentado maior soerguimento (áreas Paraná-Santos e Campos-Espírito Santo), teriam sofrido como consequência um desgaste erosivo maior e, assim, uma subsidência também maior. A partir desse raciocínio prognostica-se uma maior espessura de sedimentos do estágio *rift* para essas bacias. O mecanismo do processo, de acordo com Falvey (1974), é o seguinte: o aquecimento da litosfera no estágio *rift-valley* provoca um aumento de temperatura na porção inferior da crosta e isto, como decorrência, causa uma migração ascensional do limite das fácies metamórficas xistos verdes – anfíbolitos; assim, parte da crosta será convertida em rocha de densidade mais elevada, o que, conseqüentemente, determinará sua subsidência isostática. Resumindo, a mesma anomalia térmica, capaz de causar o soerguimento por expansão térmica, é também capaz de causar subsidência por metamorfismo térmico.

O extenso sistema alongado de *rift-valleys*, da atual margem continental brasileira, foi entulhado por uma sedimentação clástica, segundo um modelo supostamente semelhante ao estabelecido para as bacias do Recôncavo e Tucano por Gama Jr. (1970), lacustre regressivo com desenvolvimento de deltas localizados.

Intervalo médio evaporítico Com a diminuição da intensidade tectônica, soterrou-se o relevo acidentado, até uma condição de equilíbrio entre o nível de base erosional do continente e um nível de base deposicional nas bacias. Ingressão marinha nessa área assim aplainada determinou a formação de um proto-oceano restrito com barreiras topográficas, ao norte e ao sul, resultantes de atividade vulcânica e/ou de manifestações ao longo de zonas de fraturas. A distribuição de evaporitos na margem continental permite associar a barreira restritiva sul a altos vulcânicos que, atualmente, se continuam pelo alto de Walvis. Ao norte, aparentemente, não existe uma possibilidade de delimitação tão segura. Tanto pode ter sido a área de Recife-João Pessoa e sua correspondente Nigéria-Rep. dos Camarões, num arranjo pré-deriva, que se apresentavam menos subsistentes que as áreas ao sul, como também, caso se confirme a presença de estruturas salinas sob o delta do Níger, inferida por Mascle *et al.* (1973), por alto associado à zona de fratura de Chain ou Fernando de Noronha-Charcot.

O ambiente de deposição dos evaporitos, se em águas rasas ou profundas, é ainda motivo de polêmica. Trabalhos realizados pelo Projeto Evaporitos, da Petrobrás (Sztamari *et al.*, 1974), apontam, através da análise estrutural e estratigráfica e megascopia e microscopia dos testemunhos na bacia de Sergipe, condições de águas rasas, alternando freqüentemente com ambiente de tipo *sabhska*. Entretanto, esses mesmos autores, considerando a distribuição e características dos evaporitos não-testemunhados da porção alagoana da bacia de Sergipe-Alagoas, admitem um outro regime deposicional mais distante da atual costa e caracterizado por águas mais fundas. Também a ocorrência de evaporitos nos atuais talude e sopé continentais, mais de 2 000 m de lâmina de água, desde o Platô de São Paulo até a bacia de Camamu (Leyden *et al.*, 1974) e dos quais não se tem informações diretas quanto às características sedimentares, reforça as inferências quanto a um ambiente deposicional de águas mais fundas. Deve-se observar que o conceito de ambiente de “águas profundas” para deposição evaporítica é relativo. Por outro lado, nesse estágio, não devem ser esperadas profundidades oceânicas. Isso porque, segundo o processo geo-

dinâmico aceito para explicar a evolução das bacias, a condição proto-oceânica da bacia evaporítica implica numa estreita faixa de crosta oceânica, quando não na sua ausência, à qual, pela sua condição térmica, não era permitida uma grande subsidência.

A permanência de um período de calma tectônica, o reduzido afluxo de material clástico e a inundação das barreiras restritivas, favoreceram a deposição de calcários de plataforma, numa fase seguinte. Seções sísmicas submarinas, normais à costa, permitem observar, já nessa fase, a existência de um leve talude continental, causado, provavelmente, pelo crescimento do assoalho marinho, no oceano recém-formado.

Intervalo superior marinho O intervalo superior, marinho franco com sedimentos continentais e parálicos subordinados, formou-se pelo espessamento vertical e avanço progradação dos sedimentos, como resultado de um processo continuado de subsidência da margem continental, ao longo de linhas de flexura e de um suficiente afluxo sedimentar.

A causa da subsidência associa-se também à condição térmica da litosfera (Sleep, 1971; Falvey, 1974). Com o crescimento do assoalho oceânico, a margem continental afasta-se da fonte de anomalia térmica, no caso, a crista da cadeia meso-oceânica. Resulta assim, uma contração térmica da litosfera, a elevação de sua densidade e, conseqüentemente, a sua subsidência. Com relação ao Atlântico Sul tal processo é confirmado pela observação de Sclater e Francheteau (1970) quanto aos valores médios do fluxo térmico, que decrescem com o incremento da idade da crosta oceânica.

Cálculos de Sleep (1971), baseados em observações nas costas do Atlântico e do Golfo do México, permitiram estabelecer que as razões de subsidência declinam exponencialmente com o tempo. Os valores encontrados, para a margem continental leste dos Estados Unidos, são iguais aos das atuais cadeias meso-oceânicas.

Variações locais na distribuição dos diversos andares, ao longo da margem continental brasileira, e discordâncias e quebras nas seqüências sedimentares de distribuição restrita, são atribuídas a subsidências diferenciais entre uma área e outra.

Variações maiores e de caráter regional relacionam-se com reajustamentos isostáticos-eustáticos, dos quais resultam movimentos epeirogênicos da borda continental e movimentos regressivos-transgressivos do mar. As oscilações maiores do nível do mar podem associar-se a variações na atividade acrescional, ao longo das cadeias meso-oceânicas, como reflexo de processos ocorridos no manto superior. Possivelmente, uma transgressão no Cretáceo Superior e uma regressão no Oligoceno, observadas na margem continental brasileira, incluir-se-iam nesse caso.

EVOLUÇÃO TECTONO-SEDIMENTAR Na Fig. 3, apresenta-se esquematicamente a distribuição vertical dos diferentes intervalos estratigráficos, em algumas bacias representativas da margem continental brasileira. Representa-se também, como resultado de evidências diretas ou de inferências satisfatoriamente fundamentadas, nos registros estratigráficos e estruturais, os períodos de atividades tectônicas no estágio de *rift-valley* e o vulcanismo associado. Registra-se, ainda, os períodos de subsidência da margem continental ao longo de linhas de flexura, associados ao intervalo superior marinho franco.

Uma integração de todas as informações e interpretações, relativas à evolução tectono-sedimentar da margem continental, é mostrada tentativamente na Fig. 4. Baseando-se nas informações apostas na Fig. 2, procura-se estabelecer as faixas de idade correspondentes a cada estágio considerado. Dúvidas e casos especiais, dentro desse quadro de evolução geral, serão discutidos a seguir.

O estágio *pré-rift* na porção sul da margem continental, nas áreas correspondentes às bacias de Pelotas e Santos, é possivelmente mais velho que na área ao norte, onde é

considerado de idade Dom João (Jurássico Superior). Nessas bacias (Fig. 7), já no tempo Alagoas-Jiquiá, desenvolviam-se basculamentos característicos do estágio marinho franco (Ojeda, 1974, informação pessoal). Em um poço furado recentemente na bacia de Pelotas, encontraram-se sedimentos Alagoas com características provavelmente marinhas. Nessas bacias não é conhecido o arcabouço estrutural profundo, correspondente ao estágio *rift-valley*, nem a idade dos sedimentos que o preenchem. Suportando a inferência de um tectonismo mais antigo na porção sul, conta-se também, na bacia de Santos, com depósitos

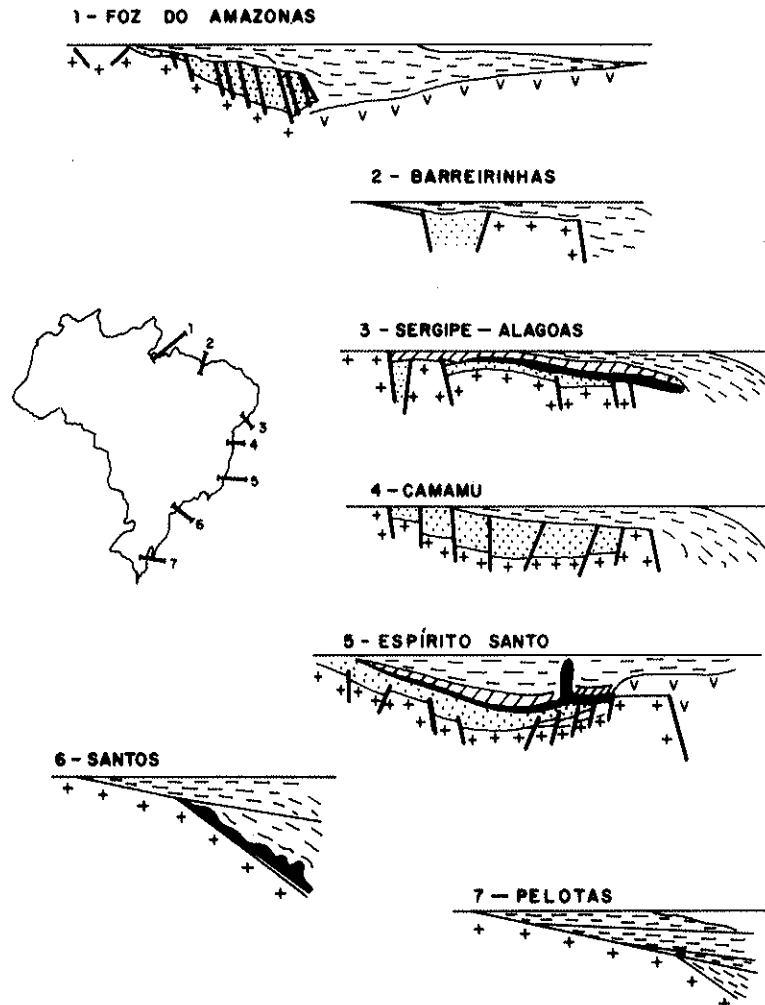


Figura 7 - Seções esquemáticas de algumas bacias da margem continental brasileira (escalas diferentes). Mostram o tectonismo de falhas limitado ao estágio *rift*, quando foram depositados sedimentos continentais (pontilhado na seção). Em preto os evaporitos e em hachuras os calcários, ambos do estágio evaporítico, caracterizado por uma quiescência tectônica. Pequenas linhas interrompidas representam o intervalo superior, do estágio marinho franco, caracterizado por uma subsidência contínua. Idades de cada estágio para as bacias ao longo da margem continental, no texto. Os símbolos + e V representam respectivamente embasamento cristalino e ígneas basálticas. As seções esquemáticas foram redesenhadas de 1. Campos *et al.* (1974); 2. Miura e Barbosa (1972); 3. Ojeda e Fujita (1972); 4. Souza (1971); 5. Asmus (1972); 6 e 7. Ojeda (informação escrita, 1974)

evaporíticos que, em função de informações paleontológicas e do rastreamento de horizontes sísmicos correlacionados com estratos de idade conhecida, são mais velhos (idade Jiquiá-Alagoas ou mesmo Jiquiá) (Ojeda e De Cesero, 1973) do que os que ocorrem na porção leste-nordeste da margem continental (idade Alagoas). Uma ruptura do tipo *rift*, mais antiga na porção sul, é ainda apoiada pelos resultados obtidos por Larson e Ladd (1973), no estudo de lineações magnéticas na área da bacia de Cabo ao largo da África do Sul. Apontaram esses autores, que a abertura da parte meridional do Oceano Atlântico Sul ocorreu entre 125 e 130 m.a. Nessa época, as bacias ao norte — Campos a Alagoas e Cuanza a Gabão — se encontravam no estágio *rift-valley*. Essa situação harmoniza-se também com a posição do pólo de rotação do Atlântico Sul, no Cretáceo Inferior (21,5°N e 14°W), estabelecido por Le Pichon e Hayes (1971). Com relação a esse pólo, a bacia de Pelotas situaria-se numa posição próxima ao equador de crescimento (*spreading*). Como resultado, tendo uma taxa de abertura mais rápida, a bacia de Pelotas estaria sujeita aos efeitos de incursões marinhas antes que as bacias ao norte, mais próximas do pólo de rotação e, portanto, com taxas de abertura mais baixas.

Na margem continental norte, desde a foz do Amazonas até a bacia Potiguar, os estágios *pré-rift* e *rift-valley* não estão perfeitamente estabelecidos. Ocorrência vulcânica de basaltos não-alcálinos, com 120 m.a., no interior da bacia paleozóica do Maranhão, aparentemente não tem correspondência na margem continental. Também na bacia Potiguar, ocorrências de diques lineares de direção leste-oeste e com idade em torno de 130 m.a., cortando o embasamento cristalino, limítrofe à porção sul da bacia, não parecem estar relacionadas com qualquer soerguimento crustal característico do estágio *pré-rift*. Deve ser apontado também, como particularidade dessa porção norte da margem continental, a presença, durante parte da evolução das bacias ali existentes, de elementos estruturais de movimentação horizontal, relacionados com a posição pretérita das zonas de fraturas equatoriais (Miura e Barbosa, 1972). Segundo esses autores, teria havido um estágio de *rift-valley* resultante de um período de tectonismo tensional atuante desde o eo-Cretáceo (≈ 120 m.a.) até o Santoniano (≈ 80 m.a.). Somente a partir dessa última idade, teria havido uma migração efetiva das porções correspondentes da África e da América do Sul, pelo seu deslocamento ao longo de falhas de transformação. Contrariamente, Kumar e Ladd (1974), analisando a origem das estruturas compressionais na plataforma continental norte-brasileira, concluem que a movimentação horizontal, naquela área, atuou no período de 127 m.a. a 84 m.a. A característica transformante (presença de falhas de transformação), já no início da evolução dessas bacias, implica na ausência de soerguimentos e, conseqüentemente, de adelgaçamentos erosionais da crosta, segundo um modelo geral e teórico de Kinsmann (1973). Entretanto é inegável a existência de esforços tensionais nas fases iniciais da formação da margem continental norte. Como suporte e exemplo dessa afirmação cita-se a bacia de São Luiz, de idade Jiquiá ou mesmo mais antiga, que, abortada no estágio *rift-valley*, deve pertencer ao mesmo sistema e idade das bacias ali presentes e que evoluíram para estágios mais avançados (exemplos: Barreirinhas, Piauí-Ceará, Potiguar).

Assim, não está ainda devidamente esclarecido o inter-relacionamento e a duração dos esforços tensionais e compressionais, responsáveis, respectivamente, por estruturas *rift-valley* e dobras e falhas reversas, da margem continental norte-brasileira.

Embora a interpretação de Miura e Barbosa (1972), considere os tipos e idades das estruturas, deve-se reconhecer que a curta duração atribuída por esses autores ao falhamento transformante, ao longo das bacias consideradas, exige uma alta taxa de crescimento do assoalho oceânico (*sea-floor spreading*), a qual não se harmoniza com dados obtidos através de uma análise mais global (Le Pichon, 1968) para essa porção do Atlântico.

À porção da margem continental, correspondente à bacia de Recife-João Pessoa, foi atribuída, até época recente, uma origem cretácica superior, tendo por base principalmente as idades dos sedimentos que a preenchem (Beurlen, 1962, 1967). Mais recentemente, Asmus *et al.* (1973), analisando essa área dentro de um contexto de evolução global, admitiram uma origem mais antiga, possivelmente também no tempo Recôncavo (Cretáceo Inferior). A menor espessura sedimentar e ausência de alguns intervalos, decorre de sua condição mais elevada, seja por influência de condição térmica, seja por influência de altos relacionados com zonas de fraturas. Evidências de levantamento epeirogênico do bloco continental nordestino, no pós-Aptiano, fazem com que também se considere a possibilidade de quebras na seqüência estratigráfica da bacia costeira, devidas à erosão.

No estágio marinho franco da bacia de Santos, deve ser destacada a influência de movimentos verticais consideráveis, responsáveis pela reativação terciária da Serra do Mar, expressos na grande espessura sedimentar e distribuição de fácies daquela idade. Os processos subcrustais, responsáveis por essa atividade tectônica, não são ainda perfeitamente conhecidos. Ainda que não se possa estabelecer qualquer relacionamento seguro de causa e efeito, é interessante observar que essa região limítrofe à bacia de Santos, coincide com a posição do soerguimento crustal inferido para o estágio pré-*rift*. Sua possível recorrência manifestou-se no Cretáceo Superior-Terciário, por atividade vulcânica alcalina observada ao longo da Serra do Mar.

COMPARAÇÕES COM AS BACIAS DA MARGEM CONTINENTAL DO OESTE AFRICANO O modelo para evolução da margem continental brasileira, segundo os estágios descritos nos capítulos precedentes, tem como ponto de partida a ruptura, no Mesozóico, de uma massa continental, — Gondwana Ocidental —, onde se incluem a América do Sul e a África.

Essa premissa básica tem sido suportada pela estreita semelhança entre as bacias costeiras e da margem continental da África Ocidental e do Brasil, quanto ao assentamento tectônico, estilo estrutural, seqüências estratigráficas e assembléias paleontológicas (Nairn e Stehli, 1973; Asmus e Ponte, 1973).

A partir daí estabeleceu-se, como hipótese de trabalho, que essas margens originaram-se e evoluíram, obedecendo a processos comuns, nos estágios pré e proto-oceânicos e a processos similares, no estágio oceânico.

É natural, assim, que, da mesma maneira que se fez para o Brasil, se busquem comprovações da existência, na África Ocidental, de elementos (diagnose) capazes de suportar a prognose teórica de um soerguimento crustal pré-*rift*. Essa feição, expressão superficial de uma anomalia localizada em profundidade, seria o elemento desencadeador direto de todo o processo de ruptura a separação inicial, segundo a seqüência clássica: soerguimento — ruptura — vulcanismo. Para testar a existência desse soerguimento na África Ocidental, são pontos de importância decisiva a distribuição dos sedimentos da fase pré-*rift* e a presença de rochas ígneas juro-cretácicas.

Rochas ígneas basálticas encontram-se na faixa costeira da África do Sudoeste (Namíbia), com espessuras máximas atuais de 800 m que, segundo Martin (1973), não representam as espessuras originais, supostamente bem maiores. Determinações radiométricas nessas rochas, efetuadas por Siedner e Miller (1968), apontam o intervalo de 120-130 m.a. como o mais freqüente, na distribuição de idades das amostras analisadas. Esse intervalo coincide com a concentração máxima de idades da Formação Serra Geral, da América do Sul.

Rochas basálticas são também encontradas, em subsuperfície, na bacia de Cuanza. A partir de suas relações estratigráficas, confere-se-lhes uma idade na faixa do Jurássico ao Aptiano (Brognon, 1971).

Mais para o norte, até o Golfo da Guiné, não são conhecidas rochas ígneas jurássicas ou eo-cretácicas.

Entre as ocorrências de Namíbia e de Cuanza, aparecem, em Moçâmedes, lavas traquíticas e andesíticas e *stocks* e diques doleríticos que, infelizmente, não estão ainda datados (Frank e Nairn, 1973). Ponte e Palagi (1972) relatam a existência, em Lucira, na parte norte da bacia de Moçâmedes, de lavas basálticas interpostas em calcários turonianos.

A existência de um centro vulcânico de atividade recorrente, na África do Sudoeste, é reforçada também pelo caráter vulcânico da Cadeia Walvis, como foi indicado por Hekinian (1972) a partir de amostras dragadas nas proximidades da junção da Cadeia com a margem continental.

Quanto aos sedimentos da porção basal do intervalo inferior clástico, repete-se ao longo das bacias da costa ocidental africana a mesma distribuição observada ao longo das bacias costeiras do Brasil. Uma seção completa, com as séries M'Vone (=Aliança = Bananeiras) e N'Dombo (=Sergipe = Serraria), ocorre na bacia do Gabão. Já mais para o sul, na bacia do Congo-Cabinda, da mesma maneira que na bacia brasileira de Almada, ocorre apenas a porção arenosa, que constitui a Formação Lucula (=Sergi). Daí para o sul, desde a bacia do Cuanza até o sudoeste da África, não há registros da existência dessa seção clástica basal.

Da soma dessas duas constatações: presença de vulcânicas eo-Cretácicas e distribuição dos sedimentos basais Jurássicos, pode-se inferir, também para a África, um soerguimento crustal no estágio *pré-rift*. Num ajustamento *pré-deriva*, há justaposição das áreas de soerguimento do Brasil e da África.

CONSIDERAÇÕES FINAIS O presente trabalho mostra uma boa correspondência entre as deduções teóricas de uma hipótese de trabalho e os fatos geológicos existentes nas margens continentais e áreas emersas adjacentes, em dois continentes hoje separados por distâncias oceânicas. Embora suporte o modelo de tectônica global para explicar a origem e evolução dessas margens continentais, esse trabalho levanta, também, uma série de questões cujas respostas poderão reforçar ou contradizer o modelo proposto. Sugerem-se, assim, como problemas mais importantes a serem estudados, os que seguem.

a) Petrologia e geoquímica das rochas basálticas das bacias costeiras e da margem continental; correspondência com os basaltos da Serra Geral; possível existência de pontos quentes.

b) Direções de corrida das lavas da Serra Geral e determinação de áreas de extrusão do magma.

c) Ocorrências de ígneas alcalinas do Cretáceo Superior e do Cenozóico, ao longo da Serra do Mar, da borda norte da bacia do Paraná e na bacia do Espírito Santo, face ao modelo proposto.

d) Distribuição dos diversos intervalos crono-estratigráficos ao longo da margem continental brasileira, como resposta de reajustamentos isostáticos-eustáticos.

e) Taxas de subsidência da margem continental, durante sua evolução. Comparação com outras margens do tipo Atlântico.

Agradecimentos O autor agradece ao geólogo Francisco Celso Ponte e ao Dr. Peter Szatmari pelas sugestões, críticas e proveitosas discussões que muito auxiliaram na elaboração deste trabalho; aos geólogos Márcio Paulo de Ataíde Costa e Renato Oscar Kowsmann, pela revisão do texto.

Os agradecimentos são também estendidos à Sra. Irene Tomé da Silva e ao Sr. Almir Fraga pelo paciente trabalho datilográfico, e ao Sr. Antonio Carlos de Mattos, pela cuidadosa confecção das ilustrações.

BIBLIOGRAFIA

- ASMUS, H. E. — 1972 — Espírito Santo — A Pattern of the Eastern Brazilian Marginal Basins. Trabalho apresentado no 57th Annual Meeting da Amer. Assoc. Petrol. Geol. Denver, EUA. Relatório (inédito).
- ASMUS, H. E. — 1973a — Margem Continental Brasileira. Estado Atual de Conhecimentos. Trabalho apresentado no XXVII Congr. Bras. Geol., Aracaju (no prelo)
- ASMUS, H. E. — 1973b — Inferences, Working Hypotheses and Problems Concerning the Origin and Evolution of the Marginal Basins. Trabalho apresentado no Seminário Petrobrás-Gulf, em Houston, EUA. Relatório (inédito)
- ASMUS, H. E., GOMES, J. B. e PEREIRA, A. C. B. — 1971 — Integração Geológica Regional da Bacia do Espírito Santo: An. XXV Congr. Bras. Geol., 2: 235-252, São Paulo
- ASMUS, H. E. e PORTO, R. — 1972 — Classificação das Bacias Sedimentares Brasileiras segundo a Tectônica de Placas: An. XXVI Congr. Bras. Geol., 2: 67-90, Belém
- ASMUS, H. E. e PONTE, F. C. — 1973 (1970) — The Brazilian Marginal Basins, in The Ocean Basins and Margins, V. 1 The South Atlantic, A. E. Nairn e F. G. Stehli (eds.) pp. 87-133, Plenum Press, New York
- ASMUS, H. E., CARVALHO, J. C. e ZEMBRUSCKI, S. — 1973 — A Evolução do Atlântico Sul e a Área Recife-João Pessoa: XXVII Congr. Bras. Geol., Aracaju (inédito)
- BEURLIN, K. — 1962 — O desenvolvimento paleogeográfico do Oceano Atlântico Sul: Gabinete de Estratigrafia, Arq. Geol., Univ. Recife, n.º 2, pp. 21-36, Recife
- BEURLIN, K. — 1967 — Estratigrafia da Faixa Sedimentar Recife-João Pessoa: Bol. Soc. Bras. Geol., 16 (1): 43-53
- BROGNON, G. — 1971 — The Geology of the Angola Coast and Continental Margin: in the Geology of the East Atlantic Continental Margin, 4: Africa, F. M. Delany (ed.), Inst. Geol. Sci. Relatório n.º 70/16, pp. 134-152
- BROOKFIELD, M. E. — 1970 — Eustatic Changes of Sea Level and Orogeny in the Jurassic: Tectonophysics, 9: 347-363
- BURKE, K., KIDD, W. S. F. e WILSON, J. T. — 1973 — Relative and Latitudinal Motion of Atlantic Hot Spots: Nature, 245: 133-137
- CAMPOS, C. W., PONTE, F. C. e MIURA, K. — 1974 — Geology of the Brazilian Continental Margin: in Geology of Continental Margins, C. A. Burk e C. L. Drake (eds.), Springer-Verlag, New York, Inc. (no prelo)
- ESTRELLA, G. O. — 1972 — O Estágio *Rift* nas Bacias Marginais do Leste Brasileiro. An. XXVI Congr. Bras. Geol., 3: 29-34, Belém
- FALVEY, D. A. — 1974 — The Development of Continental Margins in Plate Tectonic Theory: Austr. Petrol. Explor. Assoc. J., 14 (1): 95-106
- FRANK, S. e NAIRN, A. E. M. — 1973 — The Equatorial Marginal Basins of West África, in The Oceans Basins and Margins, V. 1 The South Atlantic, A. E. M. Nairn e F. G. Stehli (eds.), pp. 301-350, Plenum Press, New York
- GAMA, Jr., E. — 1970 — Modelo Geológico das Bacias do Recôncavo e Tucano: An. XXIV Congr. Bras. Geol. pp. 191-200, Brasília
- GHIGNONE, J. I. e NORTHFLEET, A. A. — 1971 — Sequências Sedimentares Brasileiras. Relatório de Progresso de Geotectônica do Brasil. Relatório Petrobrás (inédito)
- HEKINIAN, R. — 1972 — Volcanics from the Walvis Ridge: Nature Phys. Sci., 239: 91-93
- KINSMANN, D. J. J. — 1973 — Rift Valley Basins and Sedimentary History of Trailing Continental Margins, in Petroleum and Global Tectonics: Hedberg Volume, A. G. Fisher e S. Judson (ed.) Princeton University Press

- KUMAR, N. e LADD, V. W. — 1974 — Origin of Compressional Structures on the Shelf off Brazil and Ghana Formed During the Opening of Equatorial Atlantic: *Geol. Soc. Amer. Abstracts with Programs*, **6**(7): 835 (Abstr.)
- LARSON, R. L. e LADD, J. W. — 1973 — Evidence for the Opening of the South Atlantic in the Early Cretaceous: *Nature*, **246**: 209-212.
- LE BAS, M. J. — 1971 — Per-alkaline Volcanism, Crustal Swelling, and Rifting. *Nature Phys. Sci.*, **230**: 85-87
- LE PICHON, X. — 1968 — Sea-Floor Spreading and Continental Drift: *J. Geophys. Res.*, **73**: 3661-3697
- LE PICHON, X. e HAYES, D. E. — 1971 — Marginal offsets, Fracture Zones and The Early Opening of the South Atlantic: *J. Geophys. Res.*, **76**: 6283-6293
- LEYDEN, R., ASMUS, H. E., ZEMBRUSKI, S. e BRYAN, G. — 1974 — South Atlantic Diapiric Structures: Trabalho submetido à publicação no Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.
- MARTIN, H. — 1973 — The Atlantic Margin of Southern Africa between Latitude 17° South and the Cape of Good Hope: in *The Oceans Basins and Margins*, **1**, The South Atlantic, A. E. M. Nairn e F. G. Stehli (eds.), pp. 277-300, Plenum Press, New York
- MASCLE, J. R., BORNHOLD, B. D. e RENARD, V. — 1973 — Diapiric Structures off Niger Delta; *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, **57**: 1672-1678
- MIURA, K. e BARBOSA, J. C. — 1972 — Geologia da Plataforma Continental do Maranhão, Piauí, Ceará e Rio Grande do Norte: *An. XXVI Congr. Bras. Geol.*, pp. 57-66, Belém
- MORGAN, W. J. — 1971 — Convection Plumes in the Lower Mantle: *Nature*, **230**: 43
- MUNNE, A. I. *et al.* — 1972 — Análise Estratigráfica do Andar Dom João na Bacia do Recôncavo e do Tucano Sul: Petrobrás, Sepes, Relatório Técnico n.º 8, 73 pp., Salvador
- NAIRN, A. E. M. e STEHLI, F. G. — 1973 — A Model for the South Atlantic: in *The Oceans Basins and Margins*, **1**, The South Atlantic, A. E. M. Nairn e F. G. Stehli (eds.), pp. 1-24, Plenum Press, New York
- OJEDA, H. A. e DE CESERO, P. — 1973 — Bacias de Santos e Pelotas. *Geologia e Perspectivas Petrolíferas. Relatório Petrobrás* (inédito)
- OJEDA, H. A. e FUJITA, A. — 1972 — Bacia Sergipe-Alagoas. *Tectônica, Evolução Tecto-Sedimentar e Perspectivas Petrolíferas. Relatório Petrobrás* (inédito)
- PETRI, S. — 1974 — Sequences and Correlations of Brazilian Late Paleozoic and Mesozoic Deposits. Publicação do Instituto de Geociências Univ. S. Paulo, 20 pp.
- PONTE, F. C. (coord.) — 1971 — Evolução Paleogeológica do Brasil Oriental e África Ocidental. *Relatório Petrobrás* (inédito)
- PONTE, F. C. e PALAGI, P. R. — 1972 — Comentários sobre uma visita às bacias sedimentares do Cuanza e Moçâmedes, em Angola. *Petrobrás — Dexpro-Divex* (inédito), Rio de Janeiro
- SCLATER, J. G. e FRANCHETEAU, J. — 1970 — The implications of terrestrial heat flow observations on current tectonic and geochemical models of the crust and upper mantle of the earth. *Geophys. J.*, **20**: 493-509
- SIEDNER, G. e MILLER, J. A. — 1968 — K — Ar Age Determinations on Basaltic Rocks from South-West Africa and their Bearing on Continental Drift: *Earth Planet. Sci. Letters*, **4**: 451-458
- SLEEP, N. H. — 1971 — Thermal Effects of the Formation of Atlantic Continental Margins by Continental Break up: *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, **24**: 325-350
- SOARES, P. C., LANDIM, P. M. B. e FULFARO, B. J. — 1974 — Avaliação Preliminar da Evolução Geotectônica das Bacias Intracratônicas Brasileiras: XXVIII Congr. Bras. Geol., Bol. 1, Resumo das Comunicações, pp. 706-710, Porto Alegre
- SOUZA, R. G. — 1971 — Análise Preliminar das Possibilidades Petrolíferas das Bacias Sul do Recôncavo-Camamu e Almada. *Relatório Petrobrás* (inédito)
- SZATMARI, P., CARVALHO, R. S., SIMÕES, I. A., TIBANA, P. e LEITE, D. C. — 1974 — Projeto Evaporitos, Evaporitos de Sergipe, V. 1, *Geologia e Geoquímica: Petrobrás, Sepes-Didep-Sen-Ba*, 160 pp. (inédito)
- VANDOROS, P., CORDANI, U. e MATZKO, J. J. — 1966 — Idades Absolutas das Rochas Ígneas da Região do Cabo, Pernambuco: in XX Congr. Bras. Geol., Soc. Bras. Geol., Núcleo Rio de Janeiro, Publicação n.º 1, pp. 64-66, Rio de Janeiro