

INTERPRETAÇÃO GENÉTICA DAS SEQÜÊNCIAS ESTRATIGRÁFICAS DAS BACIAS DA MARGEM CONTINENTAL BRASILEIRA

HUNG KIANG CHANG* e RENATO OSCAR KOWSMANN*

ABSTRACT The tectonic and stratigraphic evolution of Brazilian marginal basins, as presented in the literature, can be explained genetically from thermomechanical modeling. Two tectonic stages – rift and thermal – are attributed to lithospheric extension and to subsequent cooling of the thermal anomaly produced during extension, respectively. In the rift stage, tectonic subsidence rate is essentially controlled by the rate of lithospheric extension; whereas in the thermal stage it is determined by the degree of lithospheric thinning. Paleogeographic factors and eustatic changes of sea level combined with tectonic subsidence dictate the nature of the sedimentary prism. The interaction of these three parameters can explain the well-established stratigraphic sequences: clastic non-marine, evaporitic, and marine. It further explains the three subdivisions of the marine sequence: carbonate platform, marine transgressive and marine regressive.

INTRODUÇÃO A evolução das bacias sedimentares mesozóicas da margem continental brasileira segue um padrão sistemático bem definido. A coluna estratigráfica nelas depositada evolui de uma seqüência continental para uma seqüência marinha, passando por uma seqüência transicional, comumente evaporítica. A seqüência marinha se inicia por uma plataforma carbonática, passa para uma seqüência marinha transgressiva e culmina com uma seqüência marinha regressiva.

O presente trabalho pretende demonstrar que esta evolução estratigráfica resulta essencialmente da combinação de três fatores: subsidência tectônica, variação eustática do nível do mar e um componente paleogeográfico que engloba, entre outros fenômenos, taxa de suprimento sedimentar e condições climáticas.

De acordo com o modelo ora proposto, é possível prognosticar a ordem de grandeza da paleobatimetria esperada nos diversos estágios evolutivos da bacia, fornecendo um arcabouço básico para orientar ou complementar os estudos paleoecológicos.

SEQÜÊNCIA ESTRATIGRÁFICA As bacias costeiras brasileiras estão situadas em margem continental do tipo atlântico, que se caracteriza por estar implantada na transição entre as crostas continental e oceânica de uma mesma placa litosférica.

A coluna estratigráfica dessas bacias foi analisada por vários autores (Asmus & Ponte 1973, Asmus 1975, Ponte & Asmus 1976, 1978, Ponte *et al.* 1978) a partir dos dados obtidos pela Petrobrás, na exploração de hidrocarbonetos. Segundo Ponte *et al.* (1978), a coluna compreende três seqüências: clástica não-marinha, evaporítica e marinha. A seqüência marinha foi, por sua vez, subdividida em três subseqüências: carbonática, transgressiva e regressiva (Figs. 1 e 2).

A subseqüência clástica não-marinha inferior, de idade neojurássica, compreende sedimentos de origem flúvio-lacustre depositados em bacia intracratônica. A subseqüência superior foi implantada durante o Neocomiano, na margem leste, e no Aptiano (Andar Alagoas), na margem equatorial. Os sedimentos desta última sub-

seqüência são de origem deltaico-lacustre e foram depositados em fossas tectônicas do tipo *rift-valley*.

A seqüência evaporítica de idade aptiana, presente predominantemente na margem leste, foi depositada em ambiente marinho restrito e transicional, e é caracterizada pela ocorrência de sais associados a clásticos terrígenos.

A seqüência marinha inicia com uma extensa plataforma carbonática de idade albiana a santoniana, seguida de uma subseqüência transgressiva de idade campaniana a paleocênica, depositada em ambiente de talude continental. A seqüência marinha termina com a implantação de uma subseqüência regressiva de idade terciária, caracterizada pela sedimentação em ambiente que varia de litorâneo a talude continental.

A seqüência estratigráfica de Ponte *et al.* (1978), que sintetiza a evolução estratigráfica da margem continental brasileira, foi acrescida somente uma amarração cronológica mais detalhada dos limites das subseqüências com o objetivo de atender à análise semiquantitativa ora efetuada.

SUBSIDÊNCIA TECTÔNICA Os recentes avanços nos estudos geodinâmicos, em particular na modelagem termomecânica, têm permitido melhor entendimento dos processos atuantes na formação e evolução de bacias sedimentares. Por meio das modelagens, é possível quantificar a subsidência tectônica da bacia, ao longo do tempo, uma vez conhecido o processo que a originou.

Entre os vários modelos propostos para explicar a origem e evolução das bacias sedimentares, destacam-se os de Sleep (1971), Falvey (1974), Sleep & Snell (1976), McKenzie (1978) e Royden & Keen (1980). O modelo de McKenzie (*op. cit.*) tem tido uma ampla aceitação devido a sua simplicidade conceitual (tanto física como matemática) e abrangência de sua aplicação. Este modelo preconiza uma fase inicial de extensão, com consequente afinamento da litosfera, acompanhada de uma ascensão passiva da astenosfera. A subsidência resultante do afinamento litosférico produz uma bacia e se processa em duas etapas:

- *subsidência inicial (fase rifte)*: ocorre durante a distensão e resulta da substituição de material menos denso (crosta) por outro mais denso (manto), descontado o efeito da

* Centro de Pesquisas e Desenvolvimento Leopoldo A. Miguez de Mello (Cenpes), Divisão de Exploração, Cidade Universitária, Quadra 7, Ilha do Fundão, CEP 21910, Rio de Janeiro, RJ, Brasil

IDADE	SEQÜÊNCIAS	SUB SEQÜÊNCIAS	LITOLOGIA	AMBIENTES DEPOSICIONAIS	EVOLUÇÃO TECTÔNICA
TERCIÁRIO/ ALBIANO	MARINHA	PROGRADANTE OU REGRESSIVA		LITORAL PLATAFORMA E TALUDE	BACIA COSTEIRA TIPO V
		TRANSGRESSIVA		TALUDE	
		CARBONÁTICA		PLATAFORMA MARINHA RASA	
APTIANO	EVAPORÍTICA			MARINHO RESTRITO E TRANSICIONAL	GRÁBEN OU RIFTE TIPO III
NEOCOMIANO	CLÁSTICA	SUPERIOR		DELTAICO LACUSTRE	
JURÁSSICO	NÃO-MARINHA	INFERIOR		FLÚVIO - LACUSTRE	INTERIOR SIMPLES TIPO I

Figura 1 – Coluna estratigráfica generalizada das bacias da margem continental brasileira, segundo Ponte et al. (1978)

expansão térmica devido a seu aquecimento;

- **subsidência térmica:** ocorre após a distensão e resulta do resfriamento e conseqüente contração térmica da litosfera.

A amplitude da subsidência tectônica (subsidência inicial mais a subsidência térmica, ambas amplificadas pela coluna de água sobrejacente) depende exclusivamente do grau de extensão (β) ou do grau de afinamento litosférico (γ); quanto maior a distensão, maior a subsidência resultante. A taxa máxima de subsidência tectônica corresponde à de uma crosta oceânica durante sua fase inicial de resfriamento e é da ordem de 250 mm por 1.000 anos (Sclater et al. 1971).

Evidência geológica de extensão está na presença de blocos do embasamento rotacionados limitados por falhas (por exemplo, Montadert et al. 1979). O afinamento concomitante a esta extensão é bem caracterizado por refração sísmica (por exemplo, Avedik et al. 1982), que apresenta velocidades sísmicas compatíveis com aquela do manto, a profundidades bem menores, nas regiões onde a crosta continental está atenuada. Este posicionamento mais raso do manto nas áreas afinadas pode ser também detectado na modelagem gravimétrica (por exemplo, Hutchinson et al. 1982, Chang & Kowsmann 1985 e 1986).

VARIAÇÃO EUSTÁTICA DO NÍVEL DO MAR A ocorrência de oscilações globais do nível do mar tem sido reconhecida há mais de meio século (Suess 1906). Estas oscilações têm sido atribuídas a vários processos geológicos: glaciação, variação do volume das cadeias mesoceânicas,

orogenias de colisão, influxo sedimentar, *hot spots* e outros.

Pitman (1978), Donovan & Jones (1979) e Pitman & Golovchenko (1983) analisaram a atuação de cada um desses processos e concluíram que só a glaciação e a variação do volume das cadeias mesoceânicas influem significativamente com magnitudes máximas estimadas de variação de nível do mar de 150 e 350 m, respectivamente. No entanto a taxa de variação do nível do mar resultante da glaciação é muito maior (1.000 cm/1.000 anos) que a produzida pelas cadeias mesoceânicas (1 cm/1.000 anos). Durante o Mesozóico e o Paleogeno, o efeito do volume das cadeias mesoceânicas predominou sobre o da glaciação (Pitman 1978).

Vários métodos têm sido empregados para estimar a magnitude e a distribuição temporal das variações eustáticas do nível do mar: análise de fácies sedimentares sismoestratigrafia, cálculo da variação do volume das cadeias mesoceânicas e modelagem termomecânica (Hallam 1978, 1984, Vail et al. 1977, Vail & Todd 1981, Pitman 1978, Watts & Steckler 1979).

Apesar de todos esses métodos apresentarem deficiências na estimativa das oscilações eustáticas, as formas gerais das respectivas curvas, obtidas para o intervalo de tempo Mesozóico-Cenozóico, são semelhantes, diferindo basicamente em suas amplitudes (Fig. 3).

Todas as curvas, com exceção da de Watts & Steckler (1979), apresentam grande ascensão do nível do mar, em relação ao tempo presente, durante o Cretáceo Superior atingindo cerca de 300 m acima do nível atual.

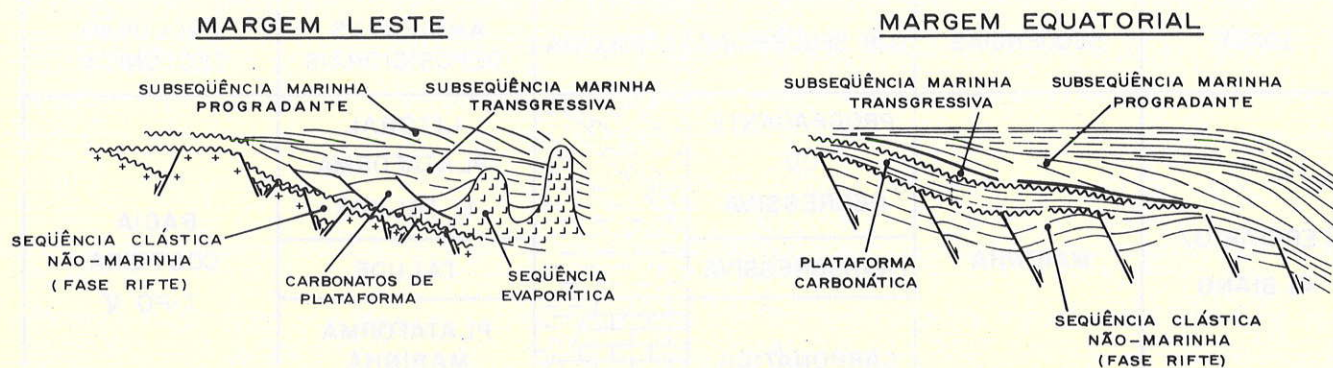


Figura 2 – Seções geológicas esquemáticas ilustrando as subseqüências estratigráficas apresentadas na figura 1 (Ponte et al. 1978)

Com base em análise sismoestratigráfica, Vail *et al.* (1977) conseguiram identificar, de acordo com a magnitude dos eventos, três tipos de ciclos de variação eustática do nível do mar, denominados primeira, segunda e terceira ordem. Cada ciclo corresponde ao intervalo de tempo geológico limitado por uma subida e descida do nível do mar.

A curva global de primeira ordem (Fig. 3) foi dividida em dois ciclos no intervalo de tempo compreendido entre o Cambriano e o Recente. O ciclo mais recente abrange o intervalo de tempo situado entre o Triássico Médio e o presente e se assemelha, na forma, às curvas globais de Pitman (1978) e Watts & Steckler (1979) (Fig. 3). De acordo com Schlager (1981) e Kendall & Schlager (1981), a taxa de variação do nível do mar, neste ciclo, é de alguns milímetros por 1.000 anos.

Do Cambriano até o presente, Vail *et al.* (1977) identificaram 14 ciclos de segunda ordem e mais de 80 de terceira. A duração desses ciclos varia de 10 a 80 Ma para os de segunda ordem e de 1 a 10 Ma para os de terceira. A taxa de variação do nível do mar para essas duas classes de ciclo é da ordem de 10 a 100 mm por 1.000 anos.

PALEOGEOGRAFIA A contribuição da paleogeografia, no presente contexto, compreende os fatores que influem na translação da linha de costa e na conseqüente composição litológica da sequência sedimentar. Esses fatores incluem a taxa de suprimento sedimentar, o clima e o ambiente deposicional.

A translação da linha de costa, conseqüência, entre outros fatores, da subida e descida relativa do nível do mar, é fortemente controlada pela taxa de influxo sedimentar. Uma alta taxa de suprimento pode resultar numa regressão da linha de costa, mesmo durante um regime de aumento de lâmina d'água (Curry 1964), desde que ela exceda o somatório da taxa de variação eustática do nível do mar e da subsidência tectônica.

Na coluna estratigráfica das bacias marginais predominam três tipos de rochas sedimentares: clásticos terrígenos, carbonatos marinhos e evaporitos.

Não há restrições de ordem climática e ambiental para a ocorrência de sedimentos clásticos terrígenos. Estes fatores apenas controlam a distribuição das fácies sedimentares e a composição mineralógica dos sedimentos. Já a ocorrência

dos carbonatos e evaporitos é altamente condicionada por fatores ambientais e climáticos.

A formação de carbonatos é favorecida em ambientes de águas quentes (baixa latitude), baixo influxo de clásticos terrígenos, alta energia e pequena profundidade. Esta última é regulada pela zona eufótica, cujo limite inferior varia entre 30 e 100 m de profundidade. A taxa de crescimento dos recifes e das plataformas carbonáticas é da ordem de 1.000 mm por 1.000 anos (Schlager 1981, Kendall & Schlager 1981). É, portanto, uma ordem de grandeza superior às maiores taxas conhecidas de variação de nível do mar (ciclos de terceira ordem) extraídas da curva de Vail *et al.* (1977). Essa taxa também excede em muito aquela da subsidência tectônica.

A formação de evaporitos é extremamente dependente do clima, pois sua precipitação é condicionada, essencialmente, pela supersaturação salina do meio aquoso. Conseqüentemente, locais com alta taxa de evaporação (clima árido) e com constante renovação de matéria-prima (sais dissolvidos) favorecem sua ocorrência. Os evaporitos são encontrados em três ambientes principais: continental, sabkha costeiro e marinho subaquoso (Schreiber *et al.* 1976). No ambiente subaquoso reconhecem-se três situações que envolvem a deposição na parte central da bacia: água profunda em bacia profunda, água rasa em bacia rasa e água rasa em bacia profunda (Kendall 1984). Este último difere do primeiro pela interrupção intermitente do influxo de água e conseqüente rebaixamento da coluna líquida por evaporação. Entende-se por profunda uma batimetria maior que 150 m (Miall 1984).

As taxas de acumulação de evaporitos encontradas na literatura indicam valores bastante elevados, chegando a 10.000 mm por 1.000 anos na Bacia de Zechstein, acima de 1.000 mm por 1.000 anos no Mediterrâneo e em torno de 600 mm por 1.000 anos na Bacia de Elk Point, no Canadá (Kendall 1984). Com essas taxas de acumulação, pode-se esperar um preenchimento da bacia sob quaisquer condições de subsidência tectônica e de variações do nível do mar.

MODELO EVOLUTIVO DAS BACIAS DA MARGEM CONTINENTAL

Uma vez conhecida a influência da subsidência tectônica, da variação eustática do nível do mar e da paleogeografia na evolução das bacias da margem continental, é possível combinar tais parâmetros e

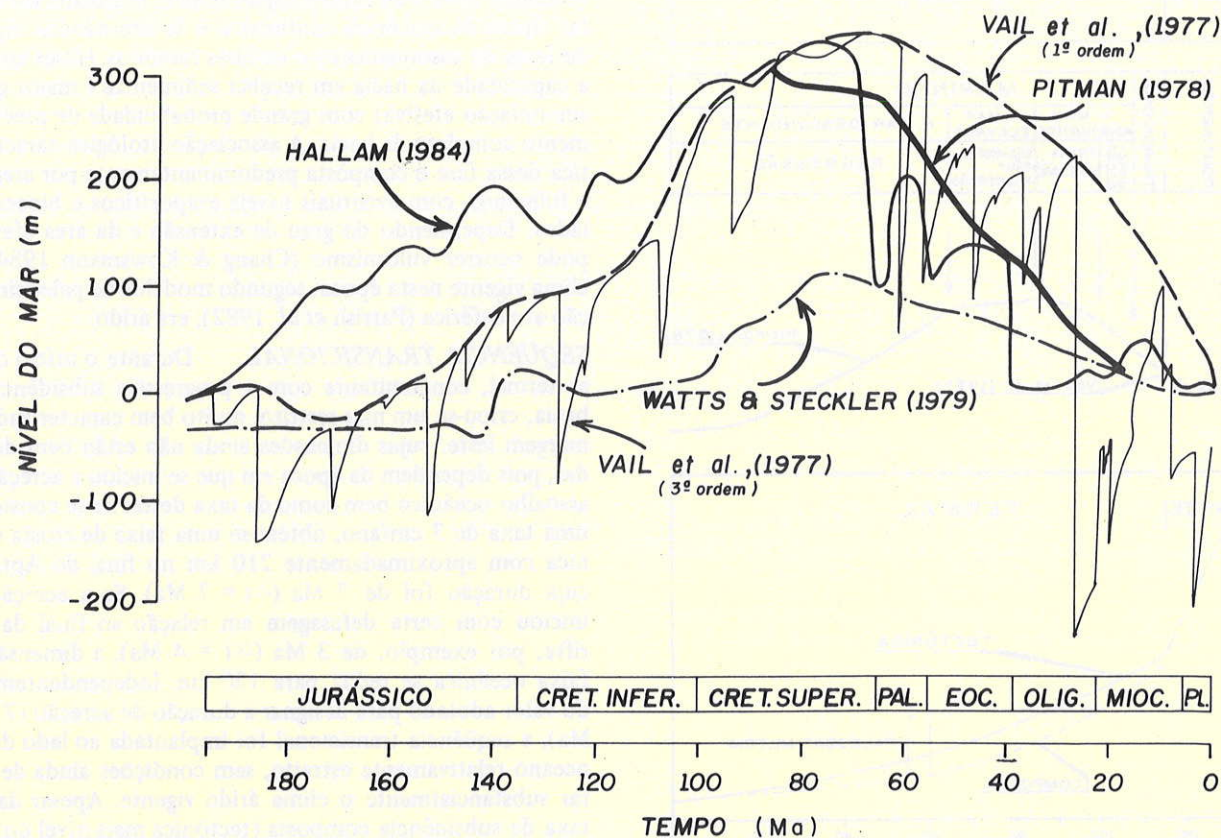


Figura 3 – Curvas de variação eustática do nível do mar durante o Mesozóico e o Cenozóico

desenvolver um modelo que reproduza a estratigrafia observada nessas bacias.

Curvas Eustáticas do Nível do Mar Na figura 4 são apresentadas as curvas de variação eustática do nível do mar, de subsidência tectônica e de subsidência resultante da combinação delas (subsidência composta). Devido ao longo intervalo de tempo geológico envolvido na coluna estratigráfica (≈ 135 Ma) e pela baixa resolução do posicionamento, no espaço e no tempo, das seqüências sedimentares que a compõem, optou-se por apresentar uma curva eustática na escala equivalente àquela de primeira ordem de Vail *et al.* (1977). A curva da figura 4 resulta da associação da própria curva de primeira ordem de Vail *et al.* (*op. cit.*), entre 135 e 85 Ma, com a de Pitman (1978), entre 85 Ma até o presente. Optou-se por uma curva híbrida, pelo fato de a curva de Pitman (*op. cit.*), disponível somente para os últimos 85 Ma, possuir caráter genético, pois resulta da estimativa direta da variação do volume dos oceanos. Essa curva representa o nível eustático máximo permissível, uma vez que não leva em conta o efeito das glaciações. Observa-se na figura 4, entre o Neocomiano e o Coniaciano, uma ascensão substancial do nível do mar, até a cota de aproximadamente 300 m, que assim permanece até o limite Cretáceo-Terciário, quando então se torna descendente e atinge o nível atual, no Mioceno.

Taxa de Subsidência A curva de subsidência tectônica, apresentada na figura 4, reproduz a curva teórica, baseada no modelo de McKenzie (1978), para uma litosfera estirada em 100% ($\beta = 2,0$) ou afinada em 50% ($\gamma = 0,5$). Esta é a situação num local da bacia posicionado, mar afora da linha de charneira, onde a seção estratigráfica é completa. A subsidência tectônica durante a fase rifte é considerada linear por falta de informações estratigráficas mais detalhadas. Sabe-se que, em certas áreas, evidenciam-se eventos pulsativos no registro sedimentar dessa fase. A subsidência tectônica durante a fase termal segue uma forma exponencial bem definida obedecendo à lei física que governa a contração térmica de uma placa inicialmente aquecida. Ela se caracteriza por ser mais intensa no começo do resfriamento, diminuindo sensivelmente após aproximadamente 60 Ma.

A curva de subsidência composta (Fig. 4, em tracejado) resulta da combinação da subsidência tectônica com a variação eustática do nível do mar. Durante a fase de nível do mar ascendente (Aptiano-Coniaciano), a taxa de subsidência composta se torna mais acentuada em relação à da subsidência tectônica, pois os efeitos tectônico e eustático se somam. Durante a fase do nível do mar elevado (Coniaciano-Maestrichtiano), a taxa de subsidência composta permanece aproximadamente equivalente à da subsidência tectônica, pois o nível do mar se mantém estável. Finalmente, na fase

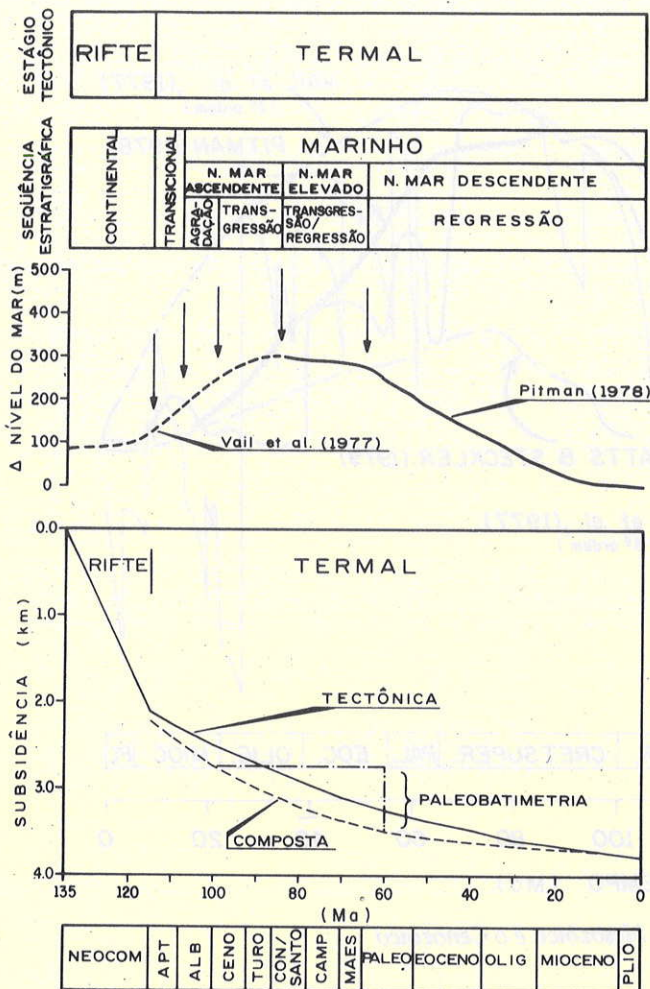


Figura 4 - Curvas de subsidência e de variação eustática do nível do mar e suas relações com as seqüências estratigráficas das bacias da margem continental brasileira

do nível do mar descendente (Paleoceno-Recente), a taxa de subsidência composta vai-se tornando menos acentuada que a da subsidência tectônica, pois os efeitos tectônico e eustático se subtraem. Em resumo, a variação eustática do nível do mar acentua as características da subsidência tectônica, isto é, alta taxa de subsidência no estágio termal inicial, seguida de notável diminuição nos últimos 65 Ma.

Evolução Tectono-Sedimentar A evolução tectônica das bacias da margem continental brasileira pode ser subdividida em dois estágios: rifte e termal. O estágio rifte corresponde à fase inicial de formação de bacia, em que a subsidência é geralmente acentuada e controlada pela taxa de extensão da litosfera. Essa fase tafrogênica, instalada durante o Neocomiano na margem leste e no Aptiano na margem equatorial, caracteriza-se por apresentar falhamento de blocos crustais e é, em geral, acompanhada de grande afluxo de sedimentos sintectônicos.

O estágio termal subsequente compreende mais de 85% da história da bacia e se caracteriza por apresentar subsidência exponencial. É acompanhado pela formação de crosta oceânica adjacente e, por esta razão, o mar passa a exercer controle importante sobre as fácies sedimentares.

SEQÜÊNCIA CONTINENTAL Por situar-se numa fase tectônica ativa e de caráter espasmódico, o quadro sedimentar típico da seqüência continental é de alternâncias rápidas de fases de assoreamento e de fases famintas, (fases em que a capacidade da bacia em receber sedimentos é maior que a acumulação efetiva) com grande probabilidade de preenchimento completo da bacia. A associação litológica característica dessa fase é composta predominantemente por arenitos e folhelhos, com eventuais níveis evaporíticos e bioacumulados. Dependendo do grau de extensão e da área afetada, pode ocorrer vulcanismo (Chang & Kowsmann 1984). O clima vigente nesta época, segundo modelos de paleocirculação atmosférica (Parrish *et al.* 1982), era árido.

SEQÜÊNCIA TRANSICIONAL Durante o início da fase termal, concomitante com a progressiva subsidência da bacia, criou-se um mar restrito, muito bem caracterizado na margem leste, cujas dimensões ainda não estão bem definidas, pois dependem da época em que se iniciou a acreção do assoalho oceânico bem como da taxa desta. Se se considerar uma taxa de 3 cm/ano, obtém-se uma faixa de crosta oceânica com aproximadamente 210 km no final do Aptiano, cuja duração foi de 7 Ma ($\Delta t = 7$ Ma). Se a acreção se iniciou com certa defasagem em relação ao final da fase rifte, por exemplo, de 3 Ma ($\Delta t = 4$ Ma), a dimensão da faixa oceânica se reduz para 120 km. Independentemente do valor adotado para designar a duração de acreção (7 ou 4 Ma), a seqüência transicional foi implantada ao lado de um oceano relativamente estreito, sem condições ainda de alterar substancialmente o clima árido vigente. Apesar da alta taxa de subsidência composta (tectônica mais nível do mar, Fig. 4) atuante nesta época, a taxa de acumulação do sal, como se viu anteriormente, facilmente a supera. Portanto, presume-se que, ao final desta seqüência, as bacias encontravam-se relativamente rasas.

SEQÜÊNCIA MARINHA A contínua acreção do assoalho oceânico e o progressivo basculamento da margem, resultante da contração térmica e ascensão do nível do mar, ocasionaram um aporte cada vez maior de águas com salinidade normal. Isto acarretou a diminuição da taxa de supersaturação do mar, a ponto de interromper a deposição de evaporitos ao final do Aptiano. Conseqüentemente, no Albiano, implantou-se uma extensa plataforma carbonática, aproveitando ainda o baixo influxo terrígeno. Esta plataforma conseguiu acompanhar facilmente a taxa de subsidência composta, preenchendo até mesmo as depressões causadas por halocinese, uma vez que a taxa de crescimento dos carbonatos a supera. Por esta razão, denominou-se esta fase de seqüência marinha de *agradiação*.

A extinção da plataforma carbonática, no início do Cenomaniano, não é facilmente explicável à luz dos modelos carbonáticos existentes (Schlager 1981, Kendall & Schlager 1981). Aparentemente, nem mesmo a combinação da subsidência tectônica com a variação eustática do nível do mar é capaz de superar o crescimento do carbonato. No entanto, estes mesmos autores admitem que pulsos oscilatórios do nível do mar, com taxas da ordem de 10.000 mm/1.000 anos, fora da resolução sismoestratigráfica e paleontológica, podem ter sido a causa da extinção das plataformas carbonáticas do Cretáceo Médio. Um possível mecanismo para produzir estes pulsos eustáticos é o vulcanismo submarino de enormes proporções não-associado a cadeias meso-oceânicas (Schlanger *et al.* 1981). Outra possibilidade é a ocorrência de repetidos afogamentos produzidos

por oscilações da ordem de grandeza dos ciclos de terceira ordem de Vail *et al.* (1977), assinalados por Hancock & Kauffman (1979), durante o Cretáceo.

Evidência de que o pulso eustático foi extremamente rápido e de grande amplitude reside na presença generalizada, na margem continental brasileira, de fácies de águas profundas em *onlap* sobre a plataforma carbonática afogada. O extermínio definitivo dos seres vivos que se desenvolviam na plataforma foi ainda propiciado pela elevada taxa de subsidência composta fazendo com que a plataforma ultrapassasse a zona eufótica. No entanto, nas porções rasas das bacias (acima da linha de charneira) este afogamento pode não ter ocorrido devido a sua pequena subsidência tectônica.

Com o afogamento definitivo da plataforma carbonática, desenvolveu-se uma cunha transgressiva, predominantemente clástica, entre o Cenomaniano e o Coniaciano, denominada sequência marinha *transgressiva*.

Do Coniaciano ao final do Cretáceo, o nível do mar estabilizou-se num regime de mar elevado. Consequentemente, a taxa de subsidência composta é função somente da subsidência tectônica e se encontra bastante diminuída em relação à fase termal inicial. Se o influxo sedimentar superar a taxa de subsidência, haverá progradação; se for menor, permanece a tendência transgressiva. Tal controle, exercido pelo aporte de sedimentos, é bem registrado na estratigrafia das bacias marginais brasileiras. A idade do pico da fase transgressiva varia do Santoniano ao Maestrichtiano, dependendo da bacia analisada. Por esta razão, denominou-se esta fase sequência marinha *transgressiva-regressiva*.

Finalmente, do Paleoceno ao Recente, a curva do nível do mar é nitidamente descendente. Sua combinação com a baixa taxa de subsidência tectônica resulta numa curva composta praticamente invariante (baixíssima taxa de subsidência, Fig. 4). Consequentemente, qualquer taxa de aporte sedimentar irá resultar numa cunha progradante. Por esta razão, denominou-se *regressiva* esta fase da sequência marinha.

PALEOBATIMETRIA A curva de subsidência composta permite estimar a paleobatimetria em qualquer época da evolução da bacia, medindo-se a diferença entre as cotas do último evento raso e do evento profundo desejado. Para se obter a paleobatimetria (Fig. 4) do Paleoceno (~ 60 Ma), por exemplo, subtrai-se a cota deste ponto daquela do final do Albiano, supondo-se que este último foi depositado em águas rasas e não houve preenchimento posterior. Neste caso, a paleobatimetria resultante é de, aproximadamente, 750 m.

Numa situação distal, em que o grau de extensão litos-

férica é maior que $\beta = 2,0$ (50% de afinamento crustal), a paleobatimetria será necessariamente maior, uma vez que a curva de subsidência composta será mais acentuada. Para uma extensão com $\beta = 3,3$ (70% de afinamento), esta paleobatimetria situa-se em torno de 1.000 m. Este exercício simplista permite obter um limite aproximado das paleobatimetrias esperadas nas bacias marginais.

Paleobatimetrias calculadas por este método foram comparadas com as obtidas, mediante análise paleoecológica, do tipo ilustrado nos trabalhos de Beurlen (1982) e Koutsoukos (1982), e mostraram-se bastante coerentes.

É importante ressaltar que paleobatimetrias em torno de 1.000 m geradas pelo modelo só podem ocorrer em bacias resultantes de alto grau de extensão litosférica, que causam acentuada subsidência tectônica. Como a variação máxima do nível do mar não ultrapassa 350 m (Fig. 3), bacias com pequeno grau de extensão não podem apresentar paleobatimetrias muito acima deste valor. Esta constatação é muito importante para explicar o fato de não serem encontradas fácies de águas profundas (< 500 m) das bacias paleozóicas intracratônicas. No Paleozóico, a variação eustática do nível do mar não ultrapassou a cota de 350 m (Vail *et al.* 1977) e a subsidência tectônica destas bacias é pequena devido ao baixo grau de afinamento litosférico a que elas foram submetidas.

CONSIDERAÇÕES FINAIS O modelo evolutivo apresentado foi desenvolvido essencialmente com base nas colunas estratigráficas existentes das bacias costeiras leste e, secundariamente naquela, equatorial sul (Potiguar) brasileiras.

A estratigrafia da margem equatorial norte difere do restante da margem brasileira pela ausência de uma sequência transicional bem desenvolvida. Isto resulta, em parte, do atraso do rifteamento que se deu somente no Aptiano. No Albiano, a presença de oceanos, tanto ao norte (Atlântico Norte) como ao sul (Atlântico Sul), possibilitou uma rápida interconexão destes, logo após a ruptura continental. Nesta época a sedimentação foi predominantemente clástica.

Do Cenomaniano em diante, a estratigrafia segue, em linhas gerais, o modelo evolutivo proposto.

Agradecimentos Aos geólogos e geofísicos dos grupos de estudo de bacias da Petrobrás, pelo apoio na obtenção dos dados. Aos geólogos Gerhard Beurlen, Jorge Della Fáveira, Rodi Medeiros, Paulo Tibana e Frank Falkenheim, pelas discussões. Aos geólogos Antônio Thomaz Filho, Giuseppe Bacocoli, Antônio Manuel Figueiredo, Gerson Terra e Laércio Aranha, pelas proveitosas críticas e sugestões durante a elaboração e edição do presente trabalho.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ASMUS, H.E. — 1975 — Controle da deposição mesozóica nas bacias da margem continental brasileira. *Rev. Bras. Geoc.*, 5(3):160-175.
- ASMUS, H.E. & PONTE, F.C. — 1973 — The Brazilian marginal basins. In: NAIRN, A.E. & STEHLI, F.G., ed., *The ocean basins and margins*. New York, Plenum. v. 1. p. 87-133.
- AVEDIK, F.; CAMUS, A.L.; GINZBURG, A.; MONTADERT, L.; ROBERTS, D.G.; WHITMARSH, R.B. — 1982 — A seismic refraction and reflection study of the continent-ocean transition beneath the North Biscay margin. *Phil. Trans. R. Soc. London, Ser. A* 303:5-25.
- BEURLEN, G. — 1982 — Bioestratigrafia e geistória da seção marinha da margem continental brasileira. *Bol. Téc. Petrobrás*, 25(2):77-83.
- CHANG, H.K. & KOWSMANN, R.O. — 1984 — Subsidência térmica e espessura crustal na Bacia de Santos. In: CONGR. BRAS. GEOL., 33, Rio de Janeiro, 1984. *Anais...*, Rio de Janeiro, SBG. v. 4, p. 1602-1614.
- CHANG, H.K. & KOWSMANN, R.O. — 1985 — Thermal subsidence of Santos and Sergipe-Alagoas basins — application to hydrocarbon exploration. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 69(2):243. Abstract.
- CHANG, H.K. & KOWSMANN, R.O. — 1986 — Espessura crustal da Bacia de Sergipe-Alagoas. In: CONGR. BRAS. GEOL., 34, Goiânia, 1986. *Anais...* Goiânia, SBG v.1, p. 110-121.
- CURRAY, J.R. — 1964 — Transgressions and regressions. In: MILLER, R.L., ed. *Papers in marine geology*. New York, McMillan. p. 175-203.

- DONOVAN, D.T. & JONES, E.J.W. — 1979 — Causes of world-wide changes in sea level. *J. Geol. Soc. London*, 136:187-192.
- FALVEY, D.A. — 1974 — The development of continental margins in plate tectonic theory. *Aust. Petrol. Explor. Assoc. J.*, 14:95-106.
- HALLAM, A. — 1978 — Eustatic cycles in the Jurassic. *Paleogeogr., Paleoclim. Paleocol.*, 23:1-23.
- HALLAM, A. — 1984 — Pre-Quaternary sea level changes. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 12:205-243.
- HANCOCK, J.M. & KAUFFMAN, E.G. — 1979 — The great transgression of the Late Cretaceous. *J. Geol. Soc. London*, 136:175-186.
- HUTCHINSON, D.R.; GROW, J.A.; KLITGORD, K.D.; SWIFT, B.A. — 1982 — Deep structure and evolution of the Carolina Trough. In: American Association of Petroleum Geologists. *Studies in continental margin geology*. Tulsa. p.129-152. (AAPG Memoir n. 34).
- KENDALL, A.C. — 1984 — Evaporites. In: *Facies models*. WALKER, R.G.; (ed.), 2. ed. Toronto, Geological Association of Canada. p. 259-296. (Geoscience Canada Reprint Series 1).
- KENDALL, C.G.St.C. & SCHLAGER, W. — 1981 — Carbonates and relative changes in sea level. *Mar. Geol.*, 44:181-212.
- KOUTSOUKOS, E.A.M. — 1982 — Geohistória e paleoecologia das bacias marginais de Florianópolis e Santos. In: CONGR. BRAS. GEOL., 32, Salvador, 1982. *Anais...*, Salvador, SBC, v. 5, p. 2369-2382.
- McKENZIE, D.P. — 1978 — Some remarks on the development of sedimentary basins. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 40(1):25-32.
- MIALL, A.D. — 1984 — *Principles of sedimentary basin analysis*. New York, Springer-Verlag. 490 p.
- MONTADERT, L.; De CHARPAL, O.; ROBERTS, D.G.; GUENNOC, P.; SIBUET, J.C. — 1979 — Northeast Atlantic passive margins: rifting and subsidence processes. In: TALWANI, M.W.; HAY, W.; RYAN, W.B.F. ed., *Deep drilling results in the Atlantic Ocean: continental margins and paleo-environment*. Washington D.C., AGU. p. 164-186. (Maurice Ewing Symposium Series 3).
- PARRISH, J.T.; ZIEGLER, A.M.; SCOTSESE, C.R. — 1982 — Rain-fall patterns and the distribution of coals and evaporites in the Mesozoic and Cenozoic. *Paleogeogr., Paleoclim., Paleocol.*, 27:1-23.
- PITMAN, III, W.C. — 1978 — The relationship between eustasy and stratigraphic sequences of passive margins. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 89(9):1389-1403.
- PITMAN, III, W.C. & GOLOVCHENKO, X. — 1983 — *The effect of sea level change on the shelfedge and slope of passive margins*. Tulsa, Okla, p. 41-58. (SEPM special publication n.º 33).
- PONTE, F.C. & ASMUS, H.E. — 1976 — The Brazilian marginal basins: current state of knowledge. *An. Acad. bras. Ciênc.*, 48 (supl.):215-239.
- PONTE, F.C. & ASMUS, H.E. — 1978 — Geological framework of the Brazilian continental margin. *Geol. Rundsch.*, 67:201-235.
- PONTE, F.C.; DAUZACKER, M.V.; PORTO, R. — 1978 — Origem e acumulação de petróleo nas bacias sedimentares brasileiras. In: CONGR. BRAS. PETRÓLEO. 1, Rio de Janeiro, 1978. *Anais...*, Rio de Janeiro, IBP, p. 121-146.
- ROYDEN, L. & KEEN, C.E. — 1980 — Rifting processes and thermal evolution of the continental margins of eastern Canada determined from subsidence curves. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 51:343-361.
- SCLATER, J.G.; ANDERSON, R.N.; BELL, M.L. — 1971 — Elevation of ridges and evolution of the central eastern Pacific. *J. Geophys. Res.*, 76:7882-7915.
- SCHLAGER, W. — 1981 — The paradox of drowned reefs and carbonate platforms. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 92(4):197-211.
- SCHLANGER, S.O.; JENKINS, H.C.; PREMOLI-SILVA, I. — 1981 — Volcanism and vertical tectonics in the Pacific Basin related to global Cretaceous transgressions. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 52(2):435-449.
- SCHREIBER, B.C.; FRIEDMAN, G.M.; DECIMA, A.; SCHREIBER, E. — 1976 — Depositional environments of Upper Miocene (Messinian) evaporite deposits of the Sicilian Basin. *Sedimentology*, 23(6):729-760.
- SLEEP, N.H. — 1971 — Thermal effects of the formation of Atlantic continental margins by continental breakup. *Geophys. J.R. Astron. Soc.*, 24:325-350.
- SLEEP, N.H. & SNELL, N.S. — 1976 — Thermal contraction and flexure of mid-continental and Atlantic marginal basins. *Geophys. J.R. Astron. Soc.*, 45:125-154.
- SUESS, E. — 1906 — *The face of the Earth*. 2. ed. Oxford, Clarendon Press. 556 p.
- VAIL, P.R. & TODD, R.G. — 1981 — Northern North Sea Jurassic unconformities, chronostratigraphy and sea-level changes from seismic stratigraphy. In: Petroleum geology of the continental shelf of north-west Europe. London, Heyden & Son, p. 216-235.
- VAIL, P.R.; MITCHUM, Jr., R.M.; THOMPSON, III, S. — 1977 — Seismic stratigraphy and global changes of sea-level. In: CLAYTON, C.E., ed., *Seismic stratigraphy applications to hydrocarbon exploration*, Tulsa, Okla, AAPG, p. 83-97 (AAPG memoir 26).
- WATTS, A.B. & STECKLER, M.S. — 1979 — Subsidence and eustasy at the continental margin of eastern North America. In: TALWANI, M.; HAY, W.; RYAN, W.B.F., ed., *Deep drilling results in the Atlantic Ocean: continental margins and paleo-environment*. Washington D.C., AGU. p. 218-234. (Maurice Ewing Symposium Series, 3).

MANUSCRITO 379

Recebido em 01 de setembro de 1986

Revisão aceita em 17 de dezembro de 1986

"A compreensão da geologia fanerozóica do país, a previsão e prospecção das riquezas minerais nelas contidas e a própria pesquisa paleontológica, não podem estar alheias ao enquadramento das bacias sedimentares no cenário da diferenciação tectônica da plataforma e das estruturas de seu embasamento".

F.F.M. de Almeida, 1971, As bacias sedimentares brasileiras e a Paleontologia. *An. Acad. bras. Ciênc.*, 43(supl.): p.9.