

# CONTROLES TECTÔNICOS NA ESTRATIGRAFIA DA BACIA POTIGUAR: UMA INTEGRAÇÃO DE MODELOS GEODINÂMICOS

## TECTONIC CONTROLS IN THE STRATIGRAPHY OF THE POTIGUAR BASIN: AN INTEGRATION OF GEODYNAMIC MODELS

Ulisses Thibes Mello<sup>(1)</sup>

**RESUMO** — A evolução termo-mecânica e estratigráfica de bacias sedimentares de origem extensional pode ser simulada se considerarmos: fatores de extensão litosférica (uniforme ou não uniforme), rigidez flexural da litosfera (variando no tempo e no espaço), fluxo térmico lateral ou vertical na litosfera, taxa de erosão, compactação, suprimento de sedimentos, paleobatimetria, e variação do nível do mar. Os fatores de extensão litosférica da Bacia Potiguar foram estimados a partir de modelagens gravimétricas e análise de subsidência de poços exploratórios. A espessura elástica efetiva da litosfera foi determinada pela profundidade da isoterma de 300 °C. A erosão foi assumida como sendo proporcional a altitude da topografia, de tal modo que a taxa de erosão decresce exponencialmente com a denudação topográfica. A determinação da subsidência do embasamento foi baseada nos modelos de extensão uniforme de McKenzie (1978) e não uniforme de Royden & Keen (1980). A compactação dos sedimentos foi calculada por balanço de massa dos sedimentos, isto é, a massa dos grãos do arcabouço sedimentar foi assumida como constante durante o soterramento e a espessura da camada é diminuída de acordo com a expulsão da água dos sedimentos, sendo que tal expulsão é controlada pela curva de porosidade-profundidade da bacia. Três curvas de variação eustática do nível do mar foram testadas no modelo integrado — Vail *et al.* (1977), Watts & Thorne (1984) e Hallam (1984) — devido às suas diferentes magnitudes e formas. A paleobatimetria teve, na forma e na profundidade, a batimetria observada hoje na bacia. A comparação entre a estratigrafia observada e a estratigrafia sintética baseada na integração dos modelos matemáticos de eventos geológicos, permite o reconhecimento e a hierarquização dos fatores que influenciam na evolução da Bacia Potiguar. São eles: (1) disponibilidade de suprimento de sedimentos; (2) subsidência térmica; (3) flutuações eustáticas do nível do mar; (4) isostasia regional flexural; (5) erosão; (6) fluxo lateral de calor.

(Originais recebidos em 29.09.89.)

**ABSTRACT** — *The thermo-mechanical and stratigraphic development of extensional sedimentary basins can be simulated by taking into account: lithospheric stretching factors (uniform or depth-dependent); lithospheric flexural rigidity (time- and space-dependent), lateral or vertical heat flow in the lithosphere, rate of erosion, compaction, sediment supply, paleobathymetry, and variations in the sea-level. Gravimetric modeling and analysis of subsidence as detected in wildcat wells were used to estimate lithospheric stretching factors in the Potiguar Basin. Effective elastic thickness of the lithosphere was ascertained using the depth of the 300 °C isotherm. Erosion was assumed to be proportional to topographic altitude, the rate of erosion decreasing exponentially with topographic denudation. Determination of basement subsidence was based on McKenzie's uniform (1978) and on Royden and Keen's depth-dependent (1980) lithospheric stretching models. All driving subsidences which could be partially or totally infilled by sediments were assumed to be water-loaded. Calculation of sediment compaction was based on the mass of deposited sediment; the mass of sedimentary grains contained in a layer was assumed to be constant during burial and the thickness of the layer is decreased with the expulsion of water from sediments, expulsion being construed from the basin's porosity-depth curve. Three eustatic sea-level variation curves presenting different magnitudes and short wavelength forms were tested in the integrated model (Vail et al., 1977; Watts & Thorne, 1984; and Hallam, 1984). In terms of shape and depth, the basin's paleobathymetry was similar to present-day bathymetry. Comparing observed stratigraphy with synthetic stratigraphy based on the integration of mathematical models of geological events it is possible to recognize and rank the factors influencing the evolution of the Potiguar Basin. These are: (1) sediment supply; (2) thermal subsidence; (3) long-term eustatic sea-level fluctuations; (4) flexural compensation; (5) erosion; and (6) lateral heat flow.*

(Expanded abstract available at the end of the paper.)

1 - Divisão de Exploração (DIVEX), Centro de Pesquisas (CENPES), Cidade Universitária, Quadra 7, Ilha do Fundão, CEP 21910, Rio de Janeiro, RJ, Brasil.

## 1 – INTRODUÇÃO

A Bacia Potiguar está localizada no extremo nordeste da margem continental brasileira e cobre uma área de 41 000 km<sup>2</sup>, considerando-se sua parte emersa e submersa (Souza, 1982). Tem uma produção diária de 84 000 bbl de óleo e 1 853 000 m<sup>3</sup> de gás (novembro de 1989).

Este artigo segue uma nova tendência na geologia, que se utiliza de simulações numéricas de processos geológicos como uma ferramenta de experimentação. As simulações numéricas oferecem o teste e a interação de diferentes hipóteses, variáveis e parâmetros ao longo da evolução geológica de uma bacia sedimentar.

Esta tendência vem sendo reconhecida em artigos que procuram antecipar os avanços e as necessidades futuras na geologia (ex. Dott, 1988 e Welte, 1989).

Com o objetivo de reconhecer os fatores que tiveram maior influência na evolução da Bacia Potiguar, foi desenvolvido um programa de computador com a finalidade de integrar modelos matemáticos de eventos geológicos. A partir deste modelo integrado podem ser simuladas a formação e evolução estratigráfica de uma bacia sedimentar de origem extensional.

Os eventos que controlam a simulação da estratigrafia (estratigrafia sintética) se dividem em:

- I – termo-mecânicos: subsidência tectônica, resposta isostática do embasamento local ou regional, fluxo térmico vertical e/ou lateral;
- II – estratigráficos: erosão, compactação dos sedimentos, suprimento de sedimentos, variação eustática do nível do mar e paleobatimetria.

## 2 – AMBIENTE GEOLÓGICO DA BACIA POTIGUAR

O ambiente estrutural da Bacia Potiguar compreende, em sua parte emersa, três meio-*grabens* separados por altos intrabaciais (fig. 1). A parte submersa está localizada no *graben* da Margem Equatorial que é, localmente, também compartimentado por meio-*grabens*. Es-

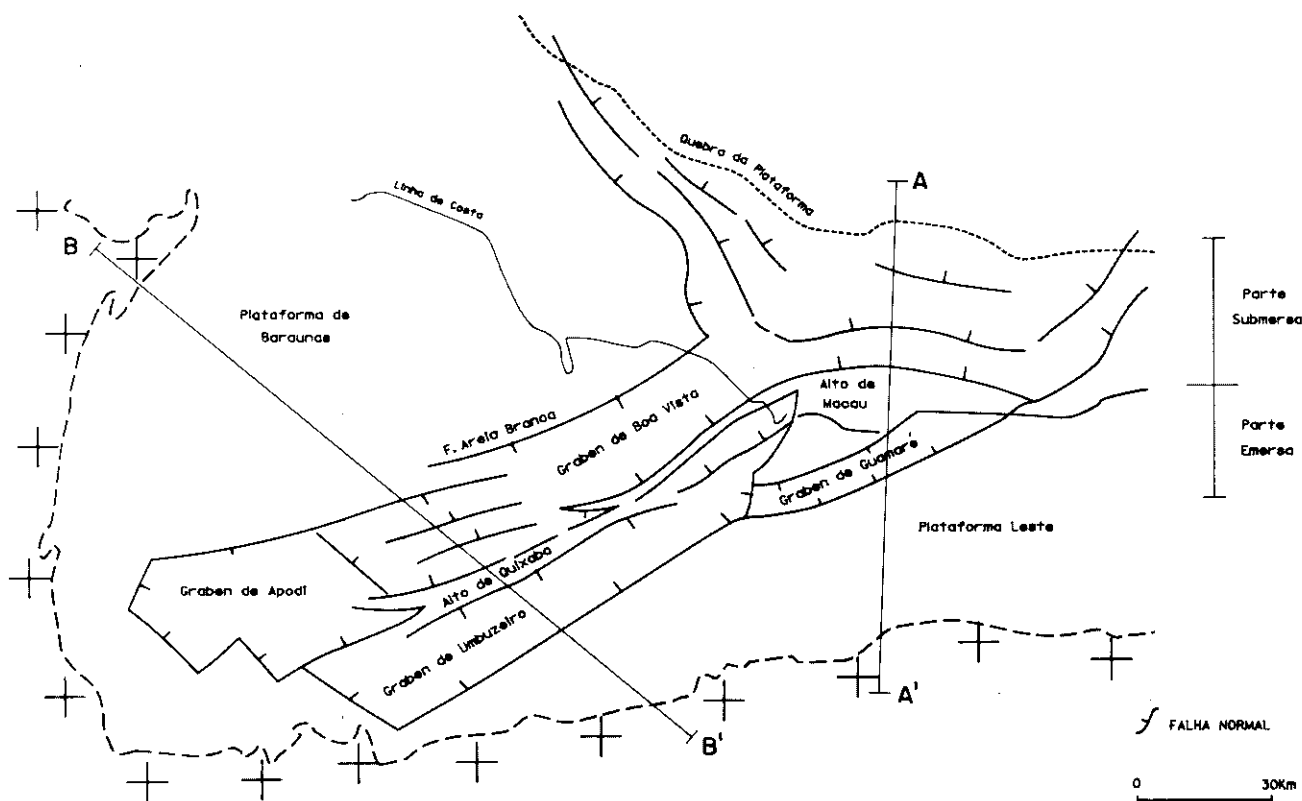


Fig. 1 - Arcabouço tectônico e principais feições fisiográficas da Bacia Potiguar. Os traços AA' e BB' representam a localização dos perfis discutidos neste trabalho.

Fig. 1 - Tectonic framework and main physiographic features of the Potiguar Basin. AA' and BB' show the location of the profiles discussed in this paper.

tes *grabens* estão relacionados ao episódio de rifteamento do Eocretáceo que formaram as bacias marginais brasileiras.

A coluna estratigráfica (fig. 2) da Bacia Potiguar compreende três grandes intervalos, separados por discordâncias regionais (Souza, 1982): I – Neocomiana, não marinha, depósitos da fase *rift* da Formação Pendência, que estão localizados ao longo dos *grabens*; II – Alagoas, aluvial e lacustre raso da Formação Alagamar, que cobre os *grabens* e os altos intrabaciais; III – Albiano ao Recente, com sedimentos aluviais, transicionais e marinhos da fase de evolução *drift*, que estão distribuídos espacialmente por toda a bacia.

### 3 – SUBSIDÊNCIA TECTÔNICA

Existe atualmente um consenso na literatura, que bacias de origem extensional têm uma origem térmica como causa principal de sua subsidência tectônica após a fase *rift*. Numerosos estudos de análise de subsidência mostram que a subsidência destas bacias pode ser descrita por modelos de rifteamento passivo, seja com extensão litosférica uniforme (McKenzie, 1978) ou não-uniforme (Royden & Keen, 1980).

Nos modelos de extensão, a litosfera é distendida e o material quente da astenosfera sobe, passivamente, abaixo ou lateralmente próximo ao *rift* que está sendo desenvolvido na superfície. A ex-

tensão é quantificada em termos de  $\delta$  (delta, fator de extensão crustal) e  $\beta$  (beta, fator de extensão do manto litosférico). No caso de extensão litosférica uniforme  $\delta$  deve ser igual  $\beta$ .

O primeiro resultado da extensão da litosfera é o seu ajuste isostático devido ao afinamento e expansão térmica. Este ajuste isostático causa a chamada subsidência inicial ou subsidência *rift*, controlada por falhamentos normais. Esta fase inicial é seguida pela fase de subsidência térmica, causada pela contração térmica da litosfera.

Neste trabalho, a subsidência tectônica é calculada a partir de fatores de extensões crustais e subcrustais, de acordo

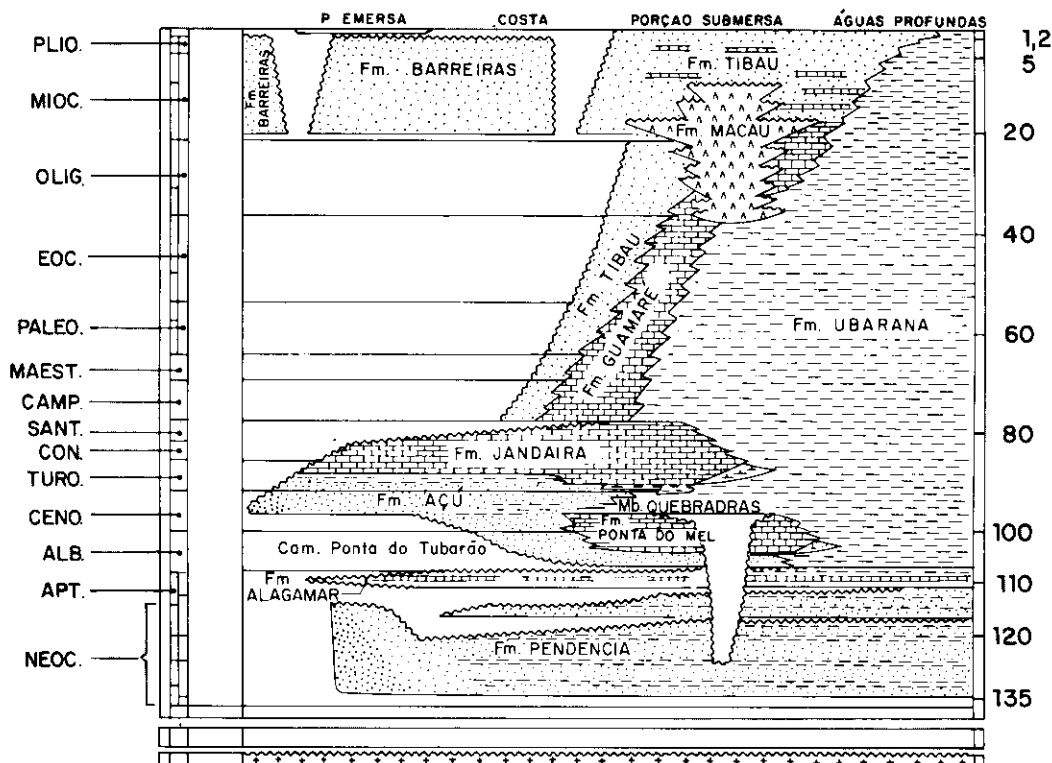


Fig. 2 - Coluna estratigráfica da Bacia Potiguar (adaptada de PETROBRÁS/DIRNOE/SECEPO, 1987, inédito).

Fig. 2 - Stratigraphic column for the Potiguar Basin (adapted from PETROBRÁS/DIRNOE/SECEPO, 1987, unpublished).

com o modelo de extensão não-uniforme (Royden & Keen, 1980) incluindo-se o efeito do fluxo lateral de calor (Turcotte & Ahern, 1977; Karner, 1984; Karner, 1986).

$$S_{tec}(x) = S_i(x) + E(x, 0) - E(x, t) \quad (1)$$

$$S_i(x) = \frac{1}{\{\rho_m(1 - \alpha T_m)\} - \rho_w} \left\{ \left[ (\rho_m - \rho_c) T_c \left(1 - \frac{\alpha T_m T_c}{2a}\right) - \frac{\alpha \rho_m T_m T_c}{2} \right] (1 - 1/\delta) - \left[ \frac{\alpha \rho_m T_m (a - T_c) T_c (1 - 1/\delta) + (a - T_c) (1 - 1/\beta)}{a} \right] \right\} \quad (2)$$

$$E(x, t) = \frac{2 a \rho_m \alpha T_m}{(\rho_m - \rho_w) \pi} \left[ \sum_{m=0}^{\infty} \frac{1}{(2m+1)} A_m^* e^{-(2m+1)^2 \pi^2 kt/a^2} \right] \quad (3)$$

$$A_m^* = \frac{2(-1)^{m+1}}{m^2 \pi^2} \left[ (\delta - \beta) \operatorname{sen}(2\pi T_c/a \delta) + \beta \operatorname{sen} \left[ \frac{m\pi T_c(\delta - \beta)}{a\delta\beta} + m\pi\beta \right] \right] + \frac{e^{-(x^2/4kt)}}{\sqrt{\pi kt}} \quad (4)$$

\* implica em convolução.

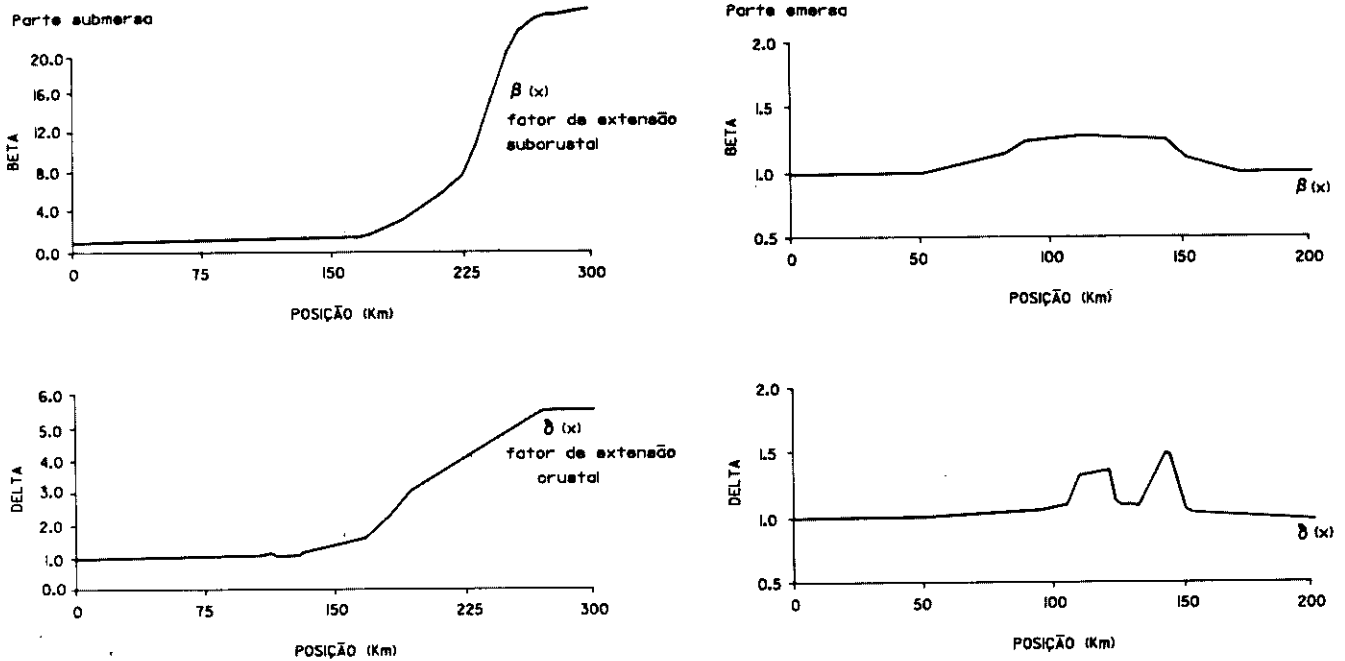


Fig. 3 - Funções dos fatores de extensão litosférica não-uniforme utilizadas nas modelagens, sendo beta ( $\beta$ ) o fator de extensão do manto litosférico e delta ( $\delta$ ) o fator de extensão crustal.

Fig. 3 - Functions of non-uniform lithospheric extension factors used in modeling, where beta ( $\beta$ ) is the extension factor for the lithospheric mantle and delta ( $\delta$ ), the crustal extension factor.

Os fatores de extensão litosférica da Baía Potiguar foram estimados através de modelagem gravimétrica e análise de sua subsidência tectônica. Para o caso de isostasia regional os fatores utilizados são, em geral, ligeiramente maiores que os obtidos por análise de subsidência

(Mello, 1987), isto porque aqueles valores foram obtidos por análise de subsidência, considerando isostasia local.

Todas as simulações, exceto as referentes ao modelo de extensão litosférica uniforme, utilizaram os fatores de ex-

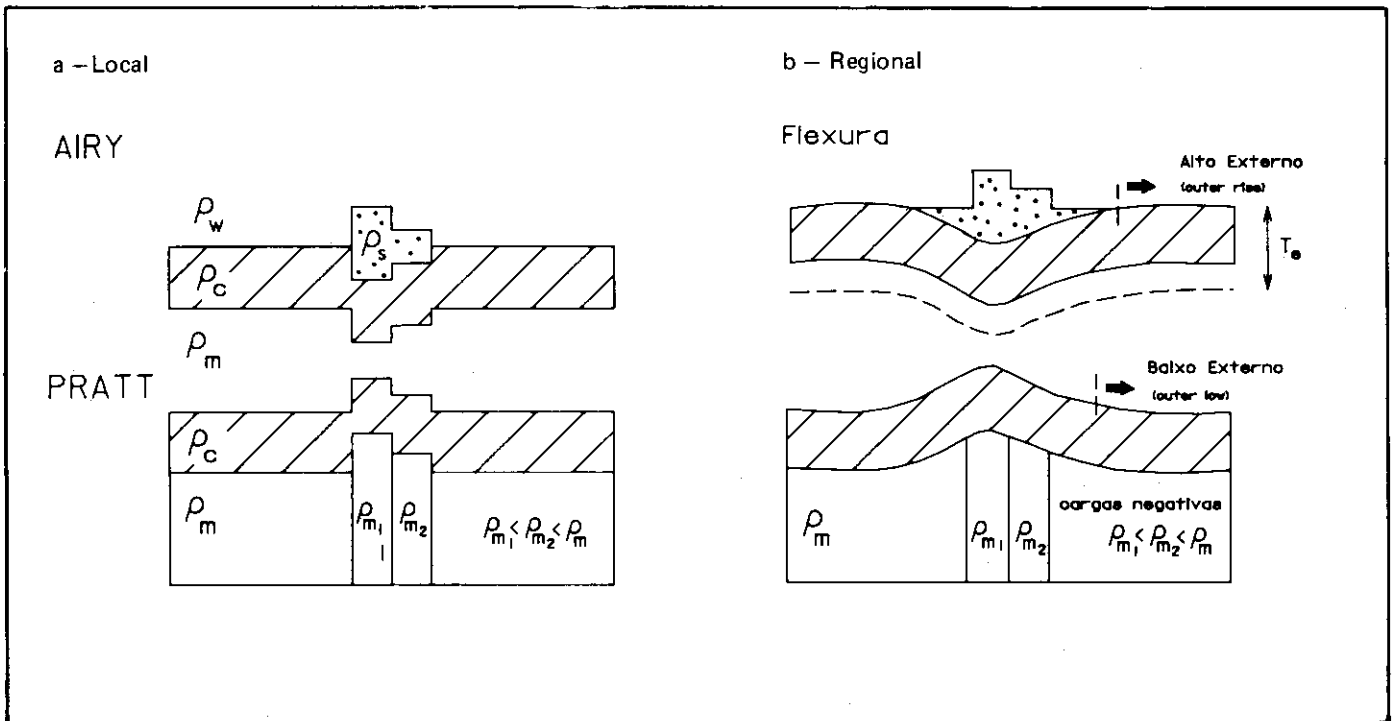


Fig. 4 - Representação gráfica dos modelos de isostasia local e regional (adaptada de Karner & Dewey, 1986).  
 Fig. 4 - Graphic representation of local and regional isostatic models (adapted from Karner & Dewey, 1986).

tensão exibidos na figura 3.

#### 4 - RESPOSTA ISOSTÁTICA DO EMBASAMENTO

São considerados dois tipos de resposta isostática do embasamento, seja para o carregamento (*loading*) de água ou sedimentos: mecanismo de compensação local ou regional (fig. 4).

Os mecanismos de isostasia local (modelos Airy & Pratt) têm como característica principal o ponto de compensação ocorrer diretamente abaixo ou acima do ponto de anomalia de massa (carga). Estes modelos implicam em uma litosfera sem resistência mecânica, ou seja, rigidez litosférica igual a zero.

Os mecanismos de isostasia regional têm a área de compensação da anomalia de massa bem maior que a área compreendida pelo limite físico da carga aplicada. O mecanismo de compensação regional é geologicamente mais realista na medida em que considera a resistência mecânica da litosfera, ou seja, os esforços cisalhantes se transmitem lateralmente.

Para a quantificação da resposta isostática do embasamento às cargas sedimentares, em termos de forma da deflexão, adotou-se o modelo de reologia elástica

da litosfera, onde se assume que o comportamento da litosfera equivale ao de uma placa fina elástica de espessura ( $T_e$ ) sobre um fluido viscoso (manto), sendo sua deflexão preenchida por água ou sedimentos, seguindo a equação diferencial (Hetenyi, 1946):

$$\frac{\partial}{\partial x^2} \left[ D(x) \frac{\partial^2 w}{\partial x^2} \right] + P \frac{\partial^2 w}{\partial x^2} + (\rho_m - \rho_i) g w = (\rho_i - \rho_w) g h \quad (5)$$

sendo a rigidez flexural definida por:

$$D(x) = \frac{E T_e^3}{12(1 - \nu^2)} \quad (6)$$

Na modelagem, a equação de flexura (5) foi solucionada numericamente por Bodine (1981) pelo método de diferenças finitas, permitindo assim a consideração da variação espacial da rigidez flexural ( $D(x)$ ).

A espessura elástica efetiva da litosfera e conseqüente rigidez flexural foi determinada usando uma relação simples sugerida

por Bodine *et al.* (1981), Watts *et al.* (1982) e Karner *et al.* (1983). Estes autores demonstram que a resistência (*strength*) da litosfera está fortemente relacionada à sua estrutura térmica. Um aquecimento, por exemplo, provoca mudanças no comportamento reológico

da litosfera, provocando maior ativação do *creep* ativo e transiente em profundidade. Este aquecimento reduz a espessura elástica equivalente ( $T_e$ ). A espessura elástica desta placa corresponde aproximadamente a profundidade da isoterma de  $450 \pm 150$  °C na época do carregamento.

As isothermas são calculadas considerando a distribuição da temperatura na litosfera desde o riftamento, com base nos modelos termomecânicos citados no item sobre subsidência tectônica, incluindo-se o efeito do fluxo lateral de calor (Turcotte & Ahern, 1977; Karner, 1984):

$$T(x, z, t) = \frac{T_m z}{a} + T_m \sum_{m=1}^{\infty} \frac{2}{m\pi} A_m^* \text{sen}(m\pi z/a) e^{-m^2 \pi^2 K t/a^2} \quad (7)$$

## 5 - FLUXO TÉRMICO

São consideradas duas possibilidades de fluxo térmico nas modelagens. Uma consiste em fluxo térmico unidimensional fluindo verticalmente. A outra, trata o fluxo térmico bidimensional, fluindo tanto lateralmente como verticalmente.

O fluxo vertical de calor é calculado segundo a solução apresentada por McKenzie (1978). O fluxo bidimensional é calculado por separação de variáveis (Carslaw & Jaeger, 1959; Watts *et al.*, 1982; Cochran, 1983), onde a solução do fluxo lateral de calor é uma função impulso (*Green's function*) e a solução do fluxo vertical é a mesma apresentada por McKenzie (1978). A convolução entre estas soluções parciais resulta na solução final (Turcotte & Ahern, 1977; Karner, 1984; Karner, 1986).

$$Q(t) = \frac{KT_m}{a} \left[ 1 + \sum_{m=1}^{\infty} \frac{2}{m\pi} A_m^* e^{(-m^2\pi^2\kappa t/a^2)} \right] \quad (8)$$

## 6 - EROSÃO

A quantificação da erosão é ainda um ponto muito questionável, pois depende de inúmeros fatores, entre eles a altitude da topografia, a composição das rochas que formam a paisagem, a forma do relevo (o espectro de frequência de seu comprimento de onda), clima, vegetação, etc. Na quantificação da erosão aqui utilizada, assume-se que a taxa de erosão é proporcional a altitude do relevo e do tempo de exposição do mesmo às intempéries. Assim, a erosão atua como um processo difusivo que tem comportamento exponencial, diminuindo sua taxa progressivamente com a redução da elevação do relevo. Desta maneira a erosão fica restrita a ambientes subaéreos.

A taxa de erosão é estimada em termos de tempo, através de um fator denominado constante de tempo de erosão ( $K_e$ ), que representa o intervalo de tempo necessário para rebaixar a elevação da topografia a aproximadamente 2/3

da sua elevação inicial (Watts & Thorne, 1984), sendo que a equação diferencial abaixo descreve o processo:

$$\frac{\partial h}{\partial t} = -\frac{t}{K_e} \quad (9)$$

Para  $K_e$  constante se obtém a solução analítica:

$$h(t) = h_0 \cdot e^{(-t/K_e)} \quad (10)$$

A diferença entre a elevação final do relevo e a inicial é aqui denominada de erosão aparente ( $E_{ap}$ ):

$$E_{ap} = h(t) - h_0 \quad (11)$$

O termo aparente é aqui justificado por tal erosão refletir o decaimento da altitude da topografia e não o total de coluna de rocha removida. Este fato se deve ao *rebound* da topografia quando há um

alívio de carga causado pela erosão. O material soerguido também é erodido até que se estabeleça o equilíbrio isostático na litosfera entre a elevação topográfica e a deflexão (raiz) desta elevação. Portanto, a erosão real seria o somatório da erosão aparente e a "erosão da raiz da crosta", necessária para manter o equilíbrio isostático local (fig. 5).

$$E_r = (h(t) - h_0) (\rho_m / (\rho_m - \rho_c)) \quad (12)$$

Desta forma, pode-se observar que a erosão real de rochas de densidade próximas da crosta é cerca de seis vezes maior que a erosão aparente, no caso de isostasia local. Este fator é menor no caso de erosão de rochas sedimentares (menos densas) e significativamente menor no caso de isostasia regional.

Deve-se observar que a erosão de sedimentos causa dois movimentos relativos, que são convergentes entre si. O primeiro é o rebaixamento da altitude da topografia e o segundo é o soerguimento do embasamento causado pelo alívio de

carga das rochas erodidas. Esta observação mostra que a erosão pode causar o soerguimento do embasamento sem que a altitude da topografia seja elevada. Desta maneira, em bacias sedimentares a erosão é um processo análogo à sedimentação, porém agindo no sentido oposto, pois enquanto a sedimentação produz um aumento de carga, sem aumentar a altitude da topografia, rebaixando o embasamento, a erosão produz um alívio de carga e soergue o embasamento, rebaixando a altitude da topografia.

O *rebound* do embasamento causado pela erosão de sedimentos foi considerado local na fase *rift* e regional na fase *pós-rift* da Bacia Potiguar.

## 7 - COMPACTAÇÃO

É comum, na literatura, se considerar correções de descompactação no cálculo do descarregamento sedimentar (*backstripping*). É também comum se considerar um carregamento sedimentar de densidade homogênea por toda uma bacia, independentemente da posição e profundidade dos estratos. Este último procedimento é uma aproximação, porém incoerente, tendo em vista que não se consegue carregar o embasamento com uma coluna sedimentar e obter-se a mesma posição inicial deste embasamento ao se descarregar esta mesma coluna sedimentar, a não ser que se considere as curvas de compactação no carregamento sedimentar, como é feito no descarregamento. Ao se considerar uma curva de compactação na deposição sedimentar, deve-se esperar uma distribuição espacial de densidade não homogênea para um estrato de mesma composição litológica, pois esta depende de sua espessura e posição espacial na bacia.

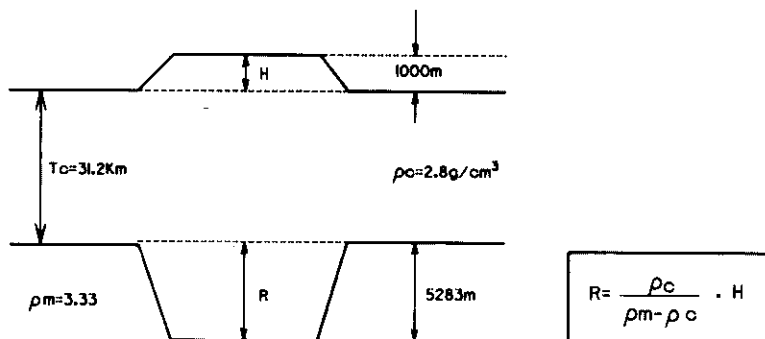
A curva de compactação utilizada para os cálculos para todas as litologias segue Athy (1930):

$$\phi(z) = \phi_0 e^{-cz} \quad (13)$$

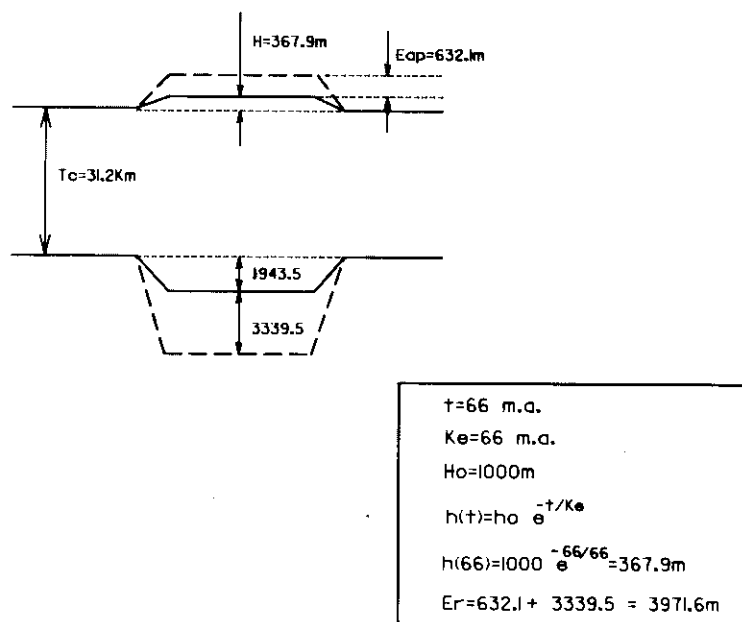
Nestas simulações, dois tipos de cálculo são executados: no primeiro se utiliza o conceito do preenchimento automático

## EROSÃO (ISOSTASIA LOCAL)

t = 0 m. a.



t = 66 m. a.



**Fig. 5 - Representação gráfica do modelo de erosão utilizado no contexto de isostasia local. No tempo t = 0 M. a., uma raiz de 5 283 m compensa uma elevação de 1 000 m de altitude. Decorrendo-se 66 M. a. a topografia é abatida em 632.1 m (correspondente à erosão aparente). Uma nova raiz de 1 943.5 m compensa a nova altura do monte agora com 367.9 m. Deste modo, a erosão real foi de 3 971.6 m que corresponde à erosão aparente somada à "erosão da raiz".**

**Fig. 5 - Graphic representation of the erosion model used in the context of local isostasy. At time t = 0 m. y., a root of 5,283 m compensates an elevation of 1,000 m in altitude. Sixty-six m. y. later, the topography has decreased by 632.1 m, corresponding to apparent erosion. The new root of 1,943.5 m compensates the new relief of 367.9 m. Real erosion was thus 3,971.6 m, corresponding to apparent erosion plus "root erosion".**

da deflexão (*automatic infilling*) e o segundo pelo seu preenchimento incremental e iterativo (fig. 6). Quando se depositam sedimentos em uma bacia, no esquema de isostasia regional, estes agem como uma carga que deflexiona o embasamento. Esta deflexão (w) pode ser preenchida por água ou por mais sedimentos, o que está expresso no termo  $(\rho_m - \rho_i)gw$  da equação 5. Se substituirmos a densidade do material de preenchimento ( $\rho_i$ ) pela densidade constante de sedimentos ( $\rho_i = \rho_s$ ), teremos o caso de preenchimento automático, que implica na desconsideração da compactação, pois a densidade dos sedimentos é assumida constante ( $\rho_s$ ). Para se levar em conta a compactação e conseqüente variação espacial de densidade dos sedimentos, substitui-se a densidade do material de preenchimento ( $\rho_i$ ) pela densidade da água ( $\rho_i = \rho_w$ ), que é constante, e calcula-se a deflexão. Esta deflexão é preenchida por água e posteriormente pelos sedimentos com uma distribuição de densidade, seguindo a curva de compactação de cada litologia. Cada substituição da água que preenche a deflexão por sedimentos (um novo carregamento) causa uma nova deflexão, menor que a anterior, que deve ser preenchida sistematicamente até que se chegue a uma deflexão praticamente insignificante (< 1 metro).

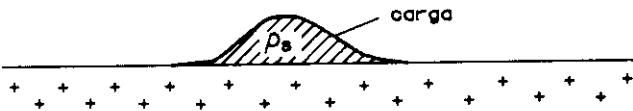
## 8 - SUPRIMENTO DE SEDIMENTOS E PALEOBATIMETRIA

O suprimento dos sedimentos em todas as modelagens foi considerado regular e proporcional às variações do nível do mar e à taxa de subsidência da bacia. Isto foi feito fixando-se os perfis batimétricos observados hoje, ao longo do tempo. Tais perfis limitam o aporte sedimentar até sua amplitude batimétrica. Esta simplificação foi feita objetivando uma maior simplicidade na entrada de dados do programa computacional e evitando possíveis erros de determinação da paleobatimetria por paleoecologia (em ambientes batiais e abissais, onde são críticos do ponto de vista quantitativo). Como a paleobatimetria teve sua

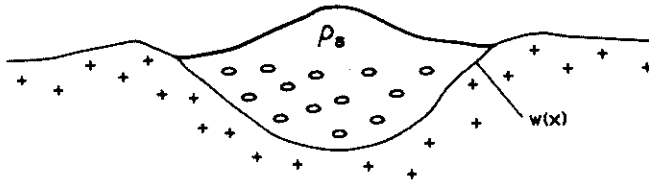
# COMPACTAÇÃO

## PREENCHIMENTO AUTOMÁTICO

### 1. Carregamento



### 2. Deflexão com preenchimento automático



## PREENCHIMENTO INCREMENTAL

### 1. Carregamento



### 2. Deflexão (preenchida por água)



### 3. Substituição da água por sedimento (novo carregamento)

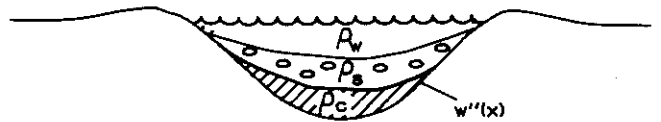
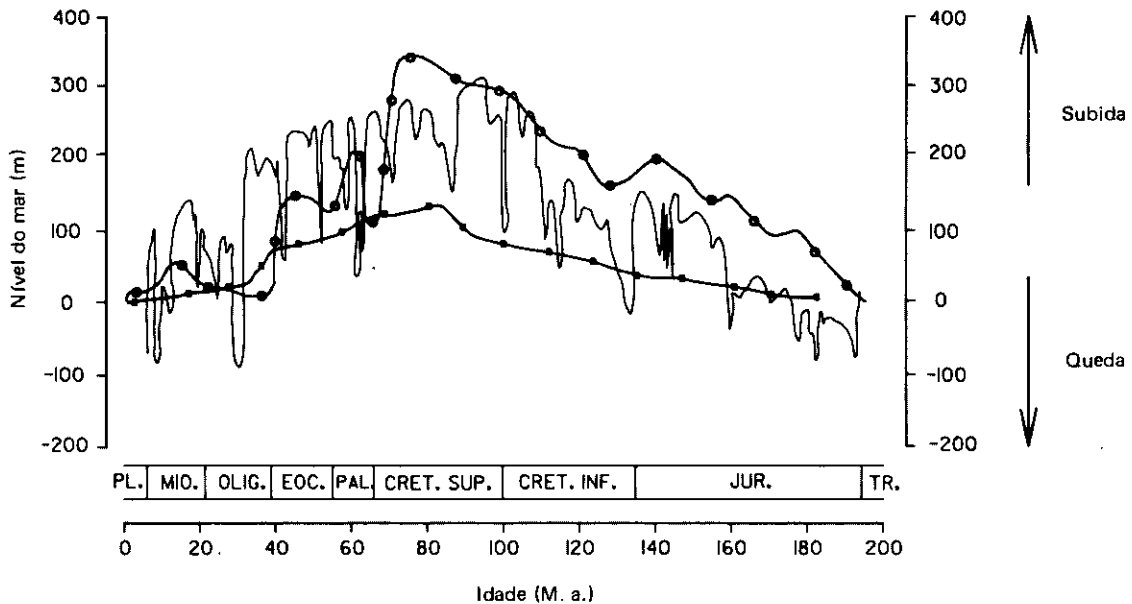


Fig. 6 - Representação gráfica do carregamento e compactação sedimentar segundo os conceitos de preenchimento automático e incremental. No preenchimento automático, a densidade dos preenchimentos e da carga sedimentar são iguais ( $\rho_s$ ) e, portanto, não há compactação. Já no preenchimento incremental, a densidade da carga e do preenchimento depende de sua porosidade ( $\rho_s = \phi\rho_w + (1 - \phi)\rho_i$ ) e, portanto, de sua profundidade; conseqüentemente, a compactação é considerada. Veja o texto para maiores explicações dos modelos.

Fig. 6 - Graphic representation of sedimentary loading and compaction, in accordance with the concepts of automatic and incremental infilling. In the case of automatic infilling, the densities of the infill and of sedimentary load are equal ( $\rho_s$ ) and therefore there is no compaction. With incremental infilling, the densities of infill and of load depend on porosity ( $\rho_s = \phi\rho_w + (1 - \phi)\rho_i$ ) and thus on depth; consequently, compaction is taken into account. See text for further explanations of models.



Determinadas por:

(●) Hallam (1984), (■) Watts & Thorne (1984) e (—) Vall & Hardenbol (1980)

Fig. 7 - Curvas de variação do nível do mar.  
Fig. 7 - Sea-level variation curves.



forma e amplitude similares à batimetria atualmente observada, implica a consideração de a geomorfologia da Bacia Potiguar não ter sofrido muitas mudanças durante sua evolução. Esta consideração é válida para quase toda a evolução da bacia, exceto, talvez, durante a deposição da Formação Jandaíra, quando a bacia é interpretada como fãmina (Souza, 1982) e a paleobatimetria na parte *offshore* foi mais profunda do que é hoje na mesma posição espacial.

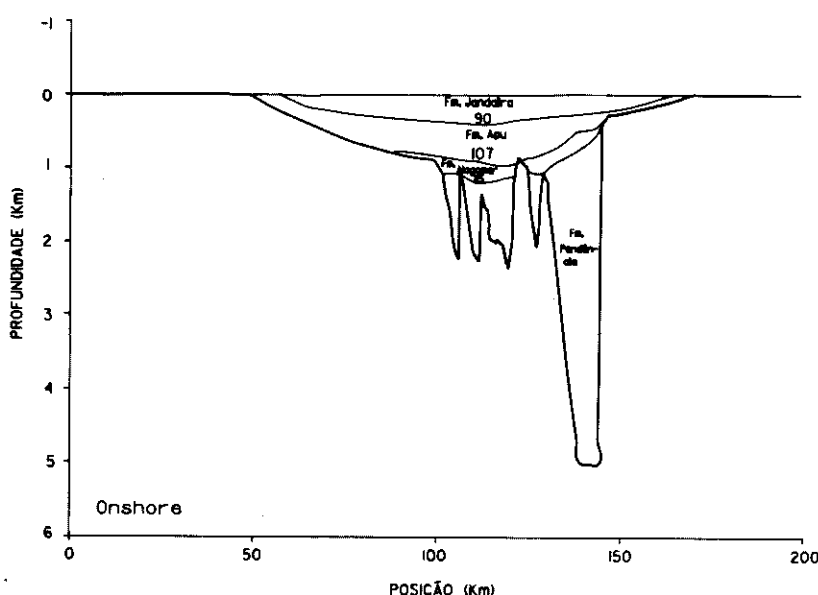
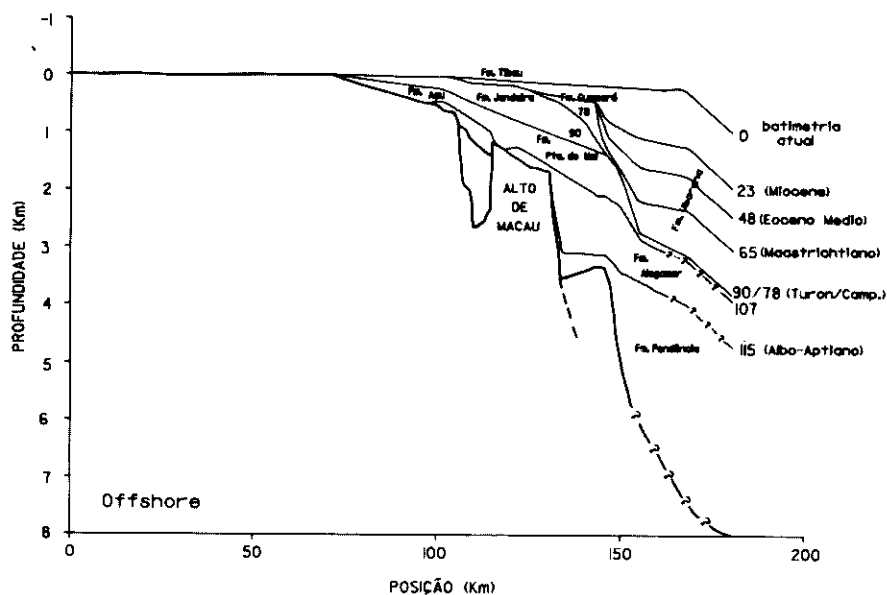
## 9 – VARIAÇÕES EUSTÁTICAS DO NÍVEL DO MAR

Nas modelagens, as variações do nível do mar podem ser consideradas ou não. Quando consideradas, são utilizadas as curvas de Watts & Thorne (1984) e Hallam (1984), por terem amplitudes diferentes e por não possuírem variações de terceira ordem pronunciadas. Estas variações são evitadas porque alguns autores as consideram de origem tectônica (ex.: Watts, 1982). As tendências de primeira ordem destas curvas de variação do nível do mar são semelhantes. A curva de Hallam (1984) representa bem a curva de Vail *et al.* (1977) em termos de amplitude, porém sem que se considere os ciclos de terceira e quarta ordem (fig. 7).

## 10 – DISCUSSÃO E RESULTADOS

Do ponto de vista quantitativo, fatores como suprimento de sedimentos e subsidência tectônica são os mais importantes para a evolução estratigráfica de uma bacia extensional, pois estes são os principais controles da magnitude das acumulações sedimentares. Nas bordas atuais da bacia ou em suas partes rasas, onde a subsidência tectônica tem pequena magnitude, os demais processos tornam-se muito importantes para a definição das relações estratigráficas por possuírem uma importância quantitativa de mesma ordem de grandeza.

A discussão a seguir tem como base as figuras 8 e 9, que representam seções simplificadas da estratigrafia da parte submersa e emersa da Bacia Potiguar, cuja localização pode ser vista na figu-

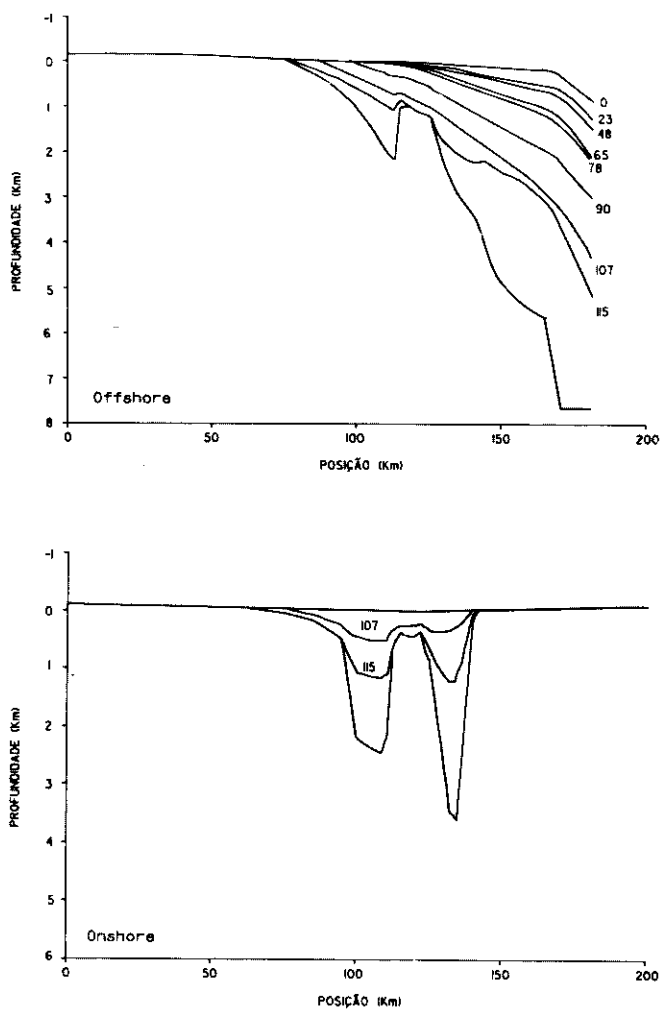


Figs. 8 e 9 - Estratigrafia simplificada da parte *offshore* (perfil AA') e *onshore* (perfil BB') da Bacia Potiguar, respectivamente, (localização na figura 1). Os números nas figuras representam a idade absoluta do topo das unidades consideradas.

Figs. 8 and 9 - Simplified stratigraphy *offshore* (profile AA') and *onshore* (profile BB') in the Potiguar Basin (location shown in fig. 1). Numbers in the figures represent the absolute age of the tops of the units in question.

ra 1. A partir destas seções foram simulados dois perfis, para a sua parte submersa (fig. 10) e emersa (fig. 11), respectivamente. Estes perfis simulados são aqui denominados como modelagens de referência. Essas modelagens foram construídas utilizando-se os eventos e parâmetros previamente definidos e assumidos como os mais apropriados para

a origem e evolução da Bacia Potiguar: subsidência tectônica pelo modelo de extensão litosférica não uniforme, fluxo térmico bidimensional (vertical e lateral), compensação isostática regional para fase pós-*rift*, com a rigidez flexural baseada na isoterma de 300 °C, compactação dos sedimentos, variação do nível do mar utilizando a curva de Hallam



**Figs. 10 e 11** - Modelagem de referência da parte *offshore* e *onshore* da bacia, respectivamente. Nesta modelagem incluíram-se todos os parâmetros e modelos assumidos previamente como adequados para a evolução da bacia. Notar na parte *offshore* o truncamento erosivo das unidades inferiores e a similaridade das relações estratigráficas observadas nas figuras 8 e 9. Notar na parte *onshore* a não ocorrência (ou não preservação) da unidade correspondente à Formação Jandaíra.

**Figs. 10 and 11** - *Offshore and onshore reference modeling. This modeling took into account all parameters and models previously assumed appropriate to the basin evolution. Note the erosive truncation of lower units offshore and the similarity to stratigraphic relationships observed in figures 8 and 9. Onshore, note the non-occurrence (non-preservation) of the unit corresponding to the Jandaíra Formation.*

(1984), erosão com uma constante de tempo de 66,0 M. a. e suprimento de sedimento regular através da sua história.

A metodologia utilizada para a análise da importância dos eventos geológicos é baseada na comparação entre as seções observadas, as modelagens de referência e as simulações onde se varia algum parâmetro de um evento geológico.

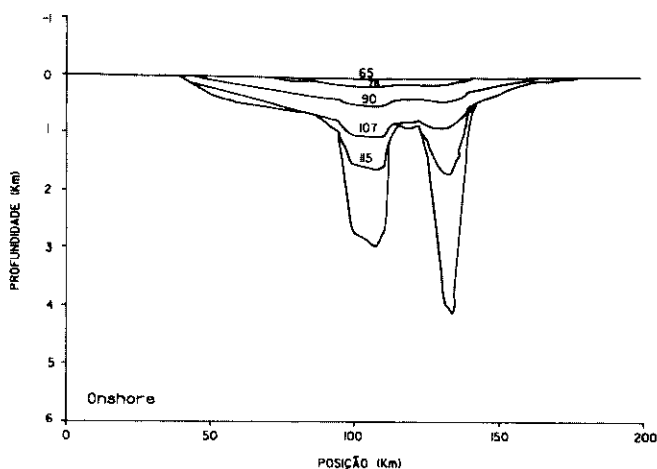
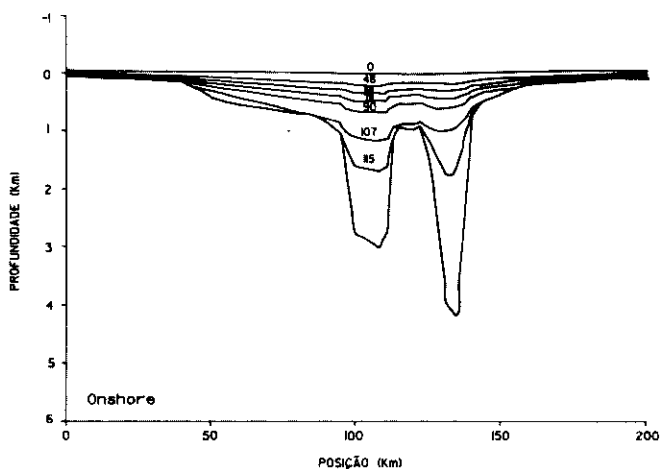
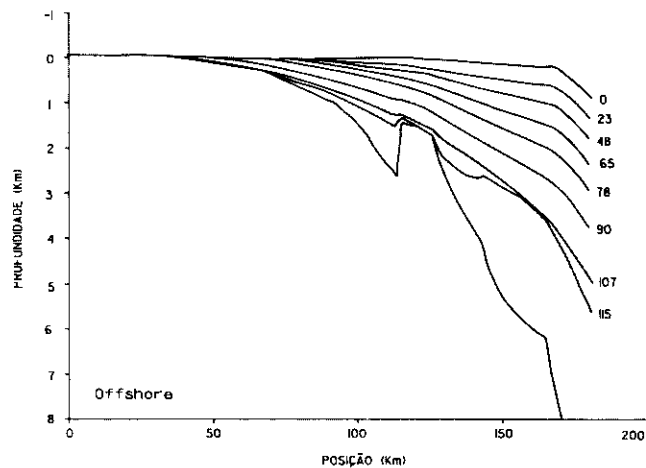
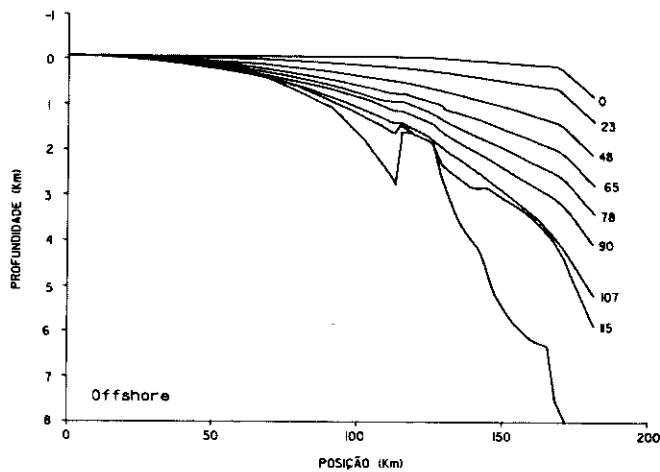
As idades absolutas atribuídas aos estratos modelados referem-se às suas discordâncias regionais e a intervalos cronoestratigráficos conhecidos nos poços próximos ao perfil (Souza, 1982).

As modelagens de referência (figs. 10 e 11) reproduzem, de forma geral, as feições tectono-estratigráficas observadas na bacia. A complexidade estrutural

do embasamento no *Graben* de Boa Vista não foi reproduzida intencionalmente, pois não foram introduzidos fatores de extensão crustal com variações de um curto comprimento de onda necessárias. A reprodução exata do embasamento não é o objetivo desta análise, e sim a detecção de processos e mecanismos mais importantes na sua evolução. Observa-se que além da sua forma estar razoavelmente representada nas modelagens, as relações estratigráficas na parte da plataforma continental da bacia mostram uma boa similaridade com a observada (figs. 8 e 10). Já na modelagem dos *grabens* da sua parte emersa (figs. 9 e 11) não foi observado o estrato que representaria a Formação Jandaíra, pois este foi erodido na modelagem de referência.

Na seção da parte submersa (fig. 8), próximo à quebra da plataforma, nota-se que a preservação dos sedimentos entre o Albiano Superior e o Campaniano foi pequena, o que se deve a efeitos "erosivos" subaquosos, provavelmente associados a rebaixamento do nível do mar ou à baixa taxa de sedimentação (bacia faminta). Estes dois fatores não são previstos pelas modelagens, pois, nestas, a erosão só é realizada em ambientes subaéreos e o suprimento de sedimentos é considerado regular. Um modelo considerando o suprimento de sedimentos e paleobatimetria como variáveis ao longo do tempo poderia facilmente simular estas feições.

Na modelagem de referência (fig. 10) e nas figuras 12, 14 e 16 pode-se observar que após a deposição dos sedimentos da fase *rift* (topo com 115 M. a.) houveram progressivos *onlaps*, *offlaps* e *overlaps* das camadas depositadas até 90 M. a., que estão associadas à transgressão marinha do Cretáceo Superior. Isto pode ser observado, principalmente, nas figuras 16 e 17, onde a erosão não foi considerada. Nestas figuras as relações estratigráficas são causadas efetivamente pelas oscilações do nível do mar. Estas relações estratigráficas mostram as megasseqüências marinho-transgressiva e marinho-regressiva da Bacia Potiguar. Após esta idade (90 M. a.), uma seqüência de



**Figs. 12 e 13** - Modelagem da parte *offshore* e *onshore* da bacia, sem considerar curvas de variação do nível do mar, isto é, mantendo o nível do mar constante ao longo do tempo. Notar em ambas as figuras o *onlap* causado pelo aumento da rigidez flexural ao longo do tempo sem que houvesse qualquer contribuição de subida do nível do mar. Na figura 13 observa-se que poderia haver deposição e preservação dos sedimentos até o Recente, se não houvesse variação do nível do mar ao longo do tempo.

*Figs. 12 and 13* - Offshore and onshore modeling, disregarding curves on sea-level variations, that is, holding sea-level constant over time. In both figures, note the onlap caused by increasing flexural rigidity over time, in the absence of any rise of sea-level. In figure 13, it can be seen that deposition and preservation of sediments could have occurred up until the Recent had there been no change in sea-level over time.

**Figs. 14 e 15** - Modelagem da parte *offshore* e *onshore* considerando-se a uma curva de variação do nível do mar com média amplitude e, basicamente, com ciclos de primeira ordem (Curva de Watts & Thorne, 1985, da fig. 7). Notar nestas figuras a maior preservação dos sedimentos pré-terciários devido a uma menor erosão que, por sua vez, foi minimizada por uma menor exposição dos sedimentos conseqüente de um menor rebaixamento do nível do mar.

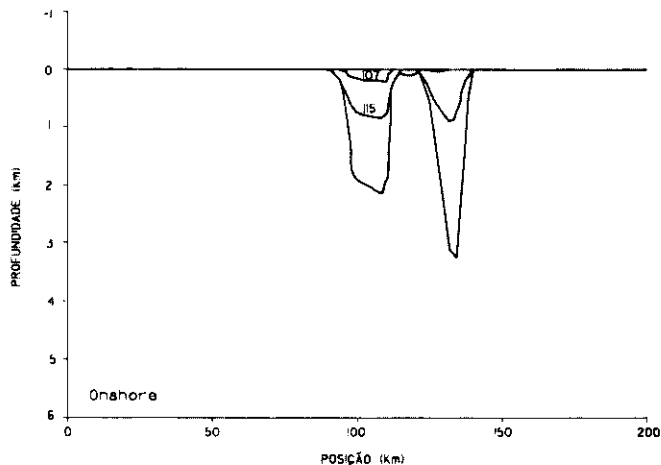
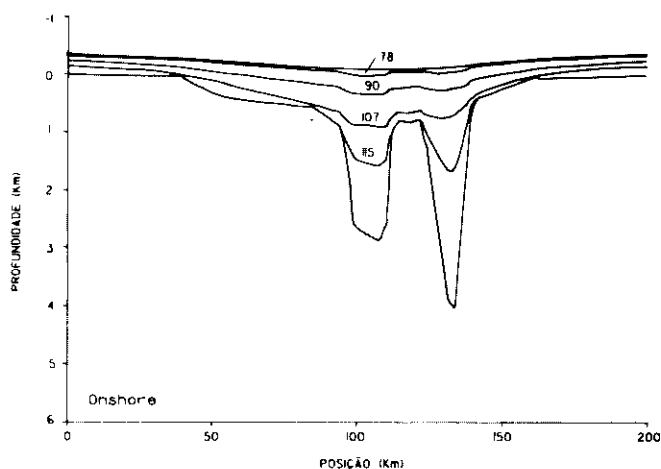
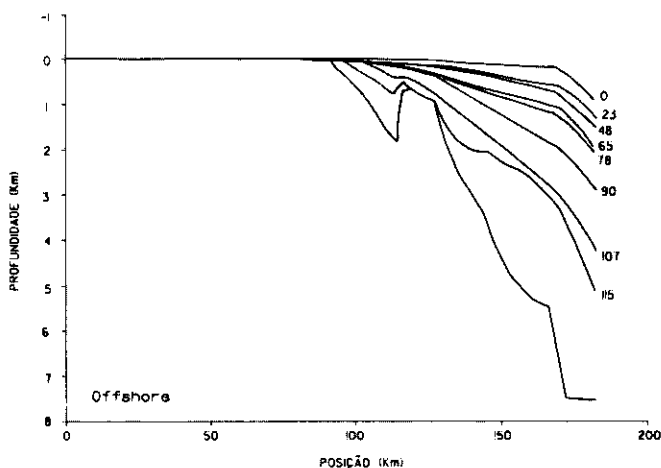
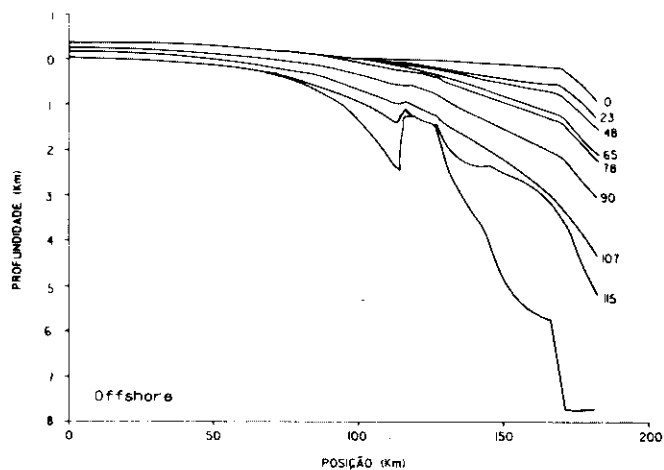
*Figs. 14 and 15* - Offshore and onshore modeling, taking into account a sea-level variation curve with an middle amplitude and, basically, with first-order cycles (curve from Watts & Thorne, 1985, fig. 7). In these figures, note the greater preservation of pre-Tertiary sediments due to lesser erosion, in turn minimized by a lesser degree of exposure of sediments, consequence of a smaller drop in sea-level.

*toplaps* regressivos são observados até o Oligoceno e um novo *onlap* costeiro ocorre durante o Mioceno. Durante a fase regressiva, os estratos depositados durante o Cretáceo Superior foram erodidos próximo à costa, eliminando os *onlaps* costeiros desta idade e formando os truncamentos erosivos. Baseando-se nestas figuras, observa-se que os fatores mais importantes na deposição e preser-

vação de estratos sedimentares são as interações de variação de nível do mar e erosão. Pois, nas figuras 12 e 13, onde a variação do nível do mar não é considerada, nota-se que em todos os intervalos de tempo analisados existe a preservação dos sedimentos. Isto ocorre na simulação porque a bacia esteve subsidindo continuamente, e como não há rebaixamento do nível do mar, não há a exposi-

ção dos sedimentos e nem erosão. Deve-se notar nestas figuras, (12 e 13), que existem progressivos *onlaps* costeiros de origem unicamente tectônica, originados pelo aumento de rigidez flexural da litosfera durante a sua evolução, causado pelo resfriamento da litosfera.

A aplicação do modelo de isostasia local implicaria em diferentes relações estrati-



**Figs. 16 e 17** - Modelagem da parte *offshore* e *onshore* sem considerar erosão. Notar o *overlap* nas margens da bacia. Na parte *onshore* não há deposição dos sedimentos terciários. Esta figura mostra que a ausência de sedimentos terciários pode ser causada pelo fato de a taxa de rebaixamento do nível do mar ser maior que a taxa de subsidência térmica, sem que haja necessidade de soerguimento e/ou erosão significativa.

*Figs. 16 and 17* - *Offshore and onshore modeling, disregarding erosion. Note the overlap at the margins of the basin. Onshore, there is no deposition of Tertiary sediments. This figure shows that the absence of Tertiary sediments may be due to the fact that the rate of sea-level fall is greater than the rate of thermal subsidence, with no need for significant uplifting and/or erosion.*

**Figs. 18 e 19** - Modelagem da parte *offshore* e *onshore* considerando uma "meia vida" pequena para a topografia, implicando em maiores taxas de erosão ao longo do tempo. Notar a baixa preservação dos sedimentos costeiros pré-terciários.

*Figs. 18 and 19* - *Offshore and onshore modeling, taking into account a short "half-life" for topography, meaning greater erosion rates over time. Notice the low degree of preservation of pre-Tertiary coastal sediments.*

gráficas, isto é, não causaria nenhum *onlap* costeiro.

O *onlap* da camada correspondente ao Mioceno, na figura 8, só pode ser simulado se for considerada uma subida no nível do mar nesta época.

Ao se considerar uma curva de nível do mar com oscilações de menor amplitude, do que a de Hallam (1984), como a de Watts & Thorne (1984) (figs. 14 e

15), pode-se notar uma preservação muito mais significativa dos sedimentos. Isto se dá porque a erosão passa a atuar menos eficientemente do que a taxa de subsidência da bacia. Na sua parte emersa, que sofreu menor influência das variações do nível do mar em termos de amplitude, devido ao seu maior distanciamento da costa, fica evidente uma maior similaridade entre a seção modelada (fig. 15) com o observado (fig. 9). Existe, porém, uma preservação de sedi-

mentos maior do que o observado na bacia, com a presença de um estrato de idade maestrichtiana. Este fato sugere que uma curva de variação do nível do mar com amplitudes intermediárias, entre as curvas modeladas, poderia defini-la com as características atuais, ou que uma curva de variação do nível do mar com baixas amplitudes, associada a uma "taxa" de erosão maior ( $K_e < 66.0$  M. a.), poderia simular sua estratigrafia, desde que a "taxa" de erosão

fosse maior do que a modelada ( $K_e = 66.0$  M. a.). Assim, com uma maior "taxa" de erosão poder-se-ia erodir este estrato excedente e reproduzir a bacia com as características próximas às atuais.

A variação de amplitude das curvas do nível do mar controla a espessura dos estratos a condições de suprimento de sedimentos regular. Também controla uma maior ou menor exposição dos sedimentos e sua conseqüente erosão.

Para se analisar as influências da taxa de erosão foram feitas simulações que consideram a taxa de erosão como nula, isto é, sem erosão alguma (figs. 16 e 17) e simulações (figs. 18 e 19) que consideram uma alta "taxa" de erosão ( $K_e = 13.3$  M. a.).

Na parte emersa (fig. 17) verifica-se que, mesmo sem erosão, não houve deposição de sedimentos terciários. Isto porque a taxa de subsidência tectônica foi inferior à taxa de rebaixamento do nível do mar. Assim, conclui-se que só pode ter havido deposição de sedimentos na sua parte emersa até o Maestrichtiano e, a partir desta época, a erosão começou a dissecar os sedimentos mais jovens. Ao se analisar as figuras 18 e 19, que modelam uma alta "taxa" de erosão ( $K_e = 13.3$  M. a.), vê-se que se a erosão fosse tão alta durante toda a evolução da bacia, então suas bordas estariam muito descaracterizadas, eliminando o aspecto de cabeça de touro que ela possui em sua parte emersa. Assim, taxas de erosão variadas em épocas com climas distintos, agindo em diferentes litologias, parecem ser um fator determinante em modelagem de estratigrafia sintética. Desta maneira, se considerarmos como correta a avaliação da erosão nas modelagens, então uma curva de nível do mar com variações de amplitudes intermediárias entre a de Watts & Thorne (1984) e a de Hallam (1984) seria requerida para reproduzir a estratigrafia atual da parte emersa da bacia, visto que detalhes a nível estratigráfico são o resultado de uma complexa interação entre a variação do nível do mar e a erosão.

As simulações que tratam a respeito do

fluxo térmico mostram que, quando se considera o fluxo lateral de calor (figs. 10 e 11), as bordas da bacia permanecem altas durante o início da sua evolução, fazendo com que os sedimentos não fossem depositados ou fossem com espessuras reduzidas nestas regiões. Quando, porém, se considera o fluxo térmico só vertical (figs. 20 e 21), a subsidência tectônica de origem térmica é bem maior nas suas bordas, permitindo uma deposição mais abrangente da Formação Alagamar (transicional) nas bordas da bacia.

O fluxo térmico bidimensional na parte emersa (fig. 11) fez com que sua parte central se resfriasse rapidamente, levando sua subsidência tectônica praticamente terminar em 50 M. a. após o rifteamento. Já com o fluxo térmico vertical a subsidência tectônica perdurou por muito mais tempo, permitindo a deposição de estratos até o fim do Cretáceo Superior.

Uma característica importante a respeito do fluxo térmico bidimensional pode ser observada nas figuras 10 e 11, onde intumescências termais nas ombreiras da bacia estiveram bem pronunciadas nos primeiros 20 M. a. de sua evolução. Estas intumescências reduzem as espessuras das camadas depositadas nesta época, mostrando que no período o fluxo de calor lateral concorre com o aumento de rigidez flexural na litosfera, impedindo o *onlap* costeiro enquanto a intumescência termal não diminuir. Este fator pode ter influenciado na evolução da bacia, no sentido de restringir a deposição da Formação Alagamar nas calhas da bacia.

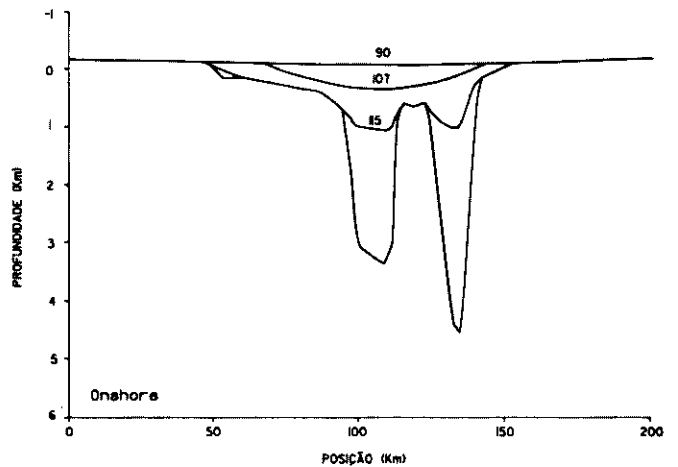
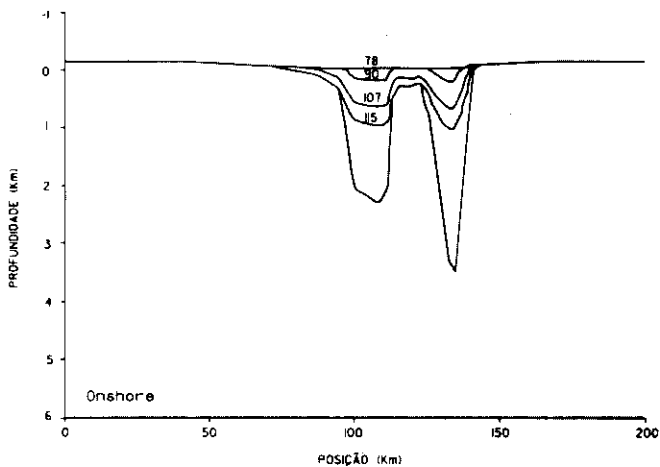
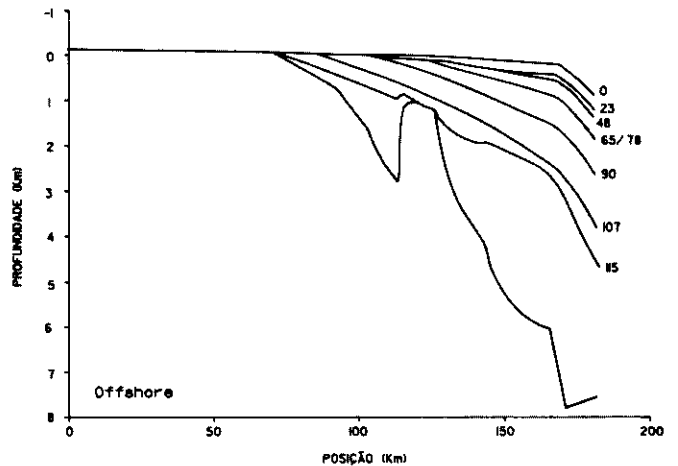
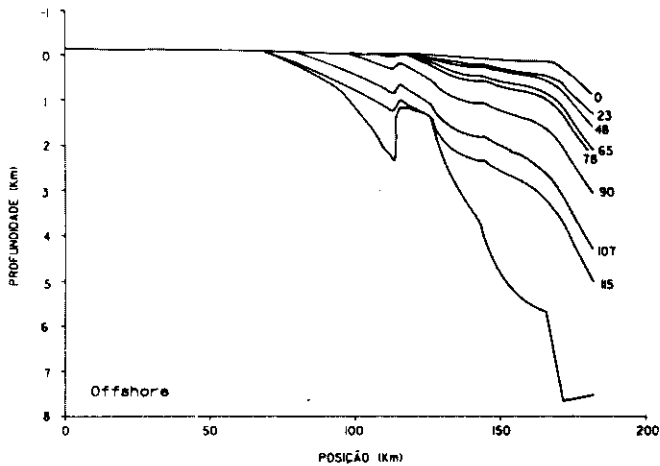
Com referência ao efeito da compactação e da consideração do conceito do preenchimento automático da deflexão ou do preenchimento incremental, pode-se dizer que a diferença entre os dois modos de cálculo é significativa (figs. 22 e 23). Quando se considera a curva de compactação (figs. 10 e 11) os trechos pouco profundos de bacias sedimentares, como plataformas, altos e bordas, em geral, apresentam uma densidade muito menor ( $1.8-2.0$  g/cm<sup>3</sup>) do que no centro da bacia ( $2.55-$

$2.70$  g/cm<sup>3</sup>) provocando, evidentemente, uma deflexão relativamente maior no seu centro em relação às bordas. As densidades aqui apresentadas referem-se às curvas de compactação apresentadas por Mello (1987).

No caso de se atribuir aos estratos sedimentares de uma densidade de  $2.45$  g/cm<sup>3</sup>, constante para toda a bacia, estar-se-á mudando as suas relações estratigráficas e tectônicas. Isto porque força-se uma maior deflexão nas suas bordas e uma menor no seu centro, do que seria normalmente esperado, pois, em geral, esta densidade constante é muito alta se comparada às densidades esperadas para locais com lâmina d'água pouco profundas (ex.: nas bordas). Nas figuras 22 e 23 fica evidente a amplificação da subsidência causada pela compensação de cargas sedimentares mais densas nas suas bordas. Este efeito poderia realmente ocorrer em plataformas carbonáticas, como a Formação Jandaíra, já que a compactação de rochas carbonáticas costuma ser precoce, e também porque sua densidade de matriz é mais alta.

Na parte emersa, uma carga sedimentar mais densa realça o mecanismo de compensação flexural, tornando a forma modelada da bacia com o mesmo aspecto (cabeça de touro) da observada. Esta observação não implica necessariamente que os sedimentos da fase térmica foram densos. Evidencia porém, claramente, a importância da deflexão flexural nesta fase térmica e que talvez a rigidez flexural utilizada nestas modelagens tenha sido superestimada devido a escolha da isoterma que representa a espessura elástica efetiva.

A variação espacial da rigidez flexural na parte emersa da bacia parece não ter uma importância significativa, pois quando comparada à modelagem que considera a rigidez flexural, constante através da bacia (fig. 25), praticamente não se observa nenhuma diferença. Este fato se deve à pequena dimensão da bacia e aos baixos fatores de extensão litostférica que atenuam as variações do comportamento mecânico da litosfera na sua área emersa. Na parte submersa



Figs. 20 e 21 - Modelagem da parte *offshore* e *onshore* considerando fluxo térmico só na direção vertical. Notar que quando a bacia perde calor só verticalmente, ao invés de bidimensionalmente, existe uma preservação maior de calor sob a bacia durante sua evolução. Este fato induz a uma subsidência térmica menor, logo após a fase *rift* e uma subsidência maior no final do Cretáceo e Terciário, na comparação com modelagens de perda de calor bidimensionalmente (figs. 10 e 11).

Figs. 20 and 21 - *Offshore and onshore modeling, taking only vertical heat flow into account. Note that when the basin loses heat only vertically rather than bi-dimensionally, more heat is preserved under the basin during its evolution. This means there will be less thermal subsidence shortly after the rift phase and greater subsidence at the end of the Cretaceous and Tertiary, in comparison with bi-dimensional model of heat loss (figs. 10 and 11).*

Figs. 22 e 23 - Modelagem da parte *offshore* e *onshore* sem considerar compactação, isto é, levando-se em conta apenas o conceito de preenchimento automático. Notar que as bordas da bacia estão mais deflexionadas que nas figuras 10 e 11, devido à atribuição de densidades dos sedimentos mais altas que as esperadas para regiões pouco profundas e muito porosas. Porém, verificar a similaridade da feição cabeça de touro na sua parte *offshore*, que pode ser atribuída à compactação precoce de rochas carbonáticas.

Figs. 22 and 23 - *Offshore and onshore modeling, disregarding compaction, that is, taking only the concept of automatic filling into account. Note that basin edges are more deflexed than in figures 10 and 11 due to the assignment of higher than expected sediment densities to not very deep but very porous regions. However, notice the similarity of the steer's head feature offshore, might be attributed to early compaction of carbonate rocks.*

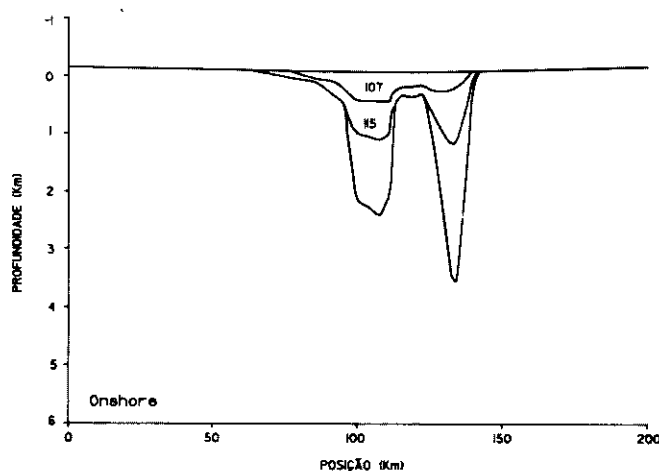
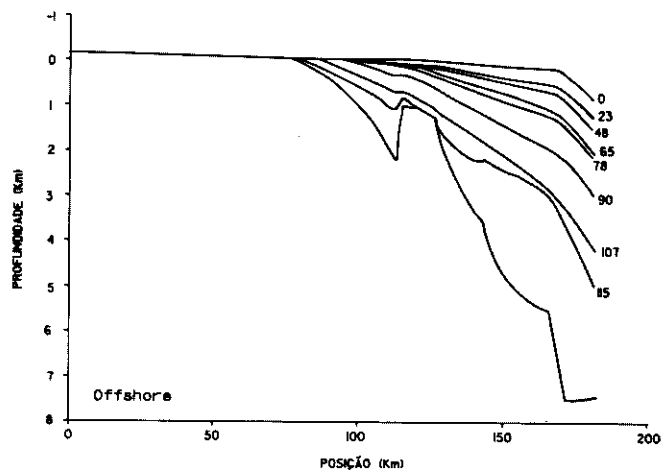
(fig. 24), as implicações da variação espacial de rigidez flexural são maiores, aumentando a profundidade final e deslocando o depocentro levemente em direção ao mar. Isto se deve ao fato de o embasamento ter menor resistência ao carregamento sedimentar em áreas que foram muito aquecidas, e este aquecimento foi substancial durante rifteamento da Margem Equatorial.

A figura 26 mostra uma simulação utilizando o modelo de extensão uniforme da litosfera. Este modelo tem uma característica mais regional e não reproduz facilmente feições de curto comprimento de onda, como o *Graben* de Guamaré.

## 11 – CONCLUSÕES

A técnica de simulação da estratigrafia, baseada na integração dos modelos matemáticos de eventos geológicos mencionados no texto, pode explicar muitas relações estratigráficas presentes na Bacia Potiguar. Pode-se dizer que a formação e evolução da Bacia Potiguar pode ser explicada com sucesso pela subsidência tectônica prevista pelos modelos de extensão litosférica, sendo que esta subsidência é amplificada pela sobrecarga sedimentar.

Na Bacia Potiguar, o efeito de compensação isostática flexural teve grande importância na deposição dos sedimentos da fase pós-rift. Estes resultados confirmam os obtidos por Mello (1987) e Mello & Bender (1988) sobre o comportamento mecânico da Margem Equatorial obtidos a partir da função resposta isostática do embasamento (admitância). Os autores sugeriram que a bacia é compensada pelo modelo flexural (Te média de 5 a 10 km) e que a deposição dos sedimentos da fase *rift* estão associados a uma litosfera de baixa rigidez flexural, enquanto a deposição dos sedimentos subseqüentes estão associados a valores maiores de rigidez flexural. Tais resultados mostram que o modelo de compensação regional flexural pode explicar as anomalias gravimétricas observadas, como também explica importantes feições de ordem tectono-estratigráfica. De for-



**Figs. 24 e 25** - Modelagem da parte *offshore* e *onshore* considerando rigidez flexural constante ao longo do espaço e variável ao longo do tempo. Este fator apresenta pequena importância para regiões onde a litosfera foi pouco afinada e, portanto, não teve sua estrutura térmica significativamente alterada.

*Figs. 24 and 25* - *Offshore and onshore modeling, with flexural rigidity held constant over space but variable over time. This factor has little importance for regions where the lithosphere has not thinned much and consequently has not had its thermal structure altered substantially.*

ma que os sedimentos depositados durante a fase de subsidência térmica são compensados regionalmente, favorecendo a deposição sedimentar em áreas superficiais progressivamente mais amplas.

A queda do nível do mar após o Maestrichtiano parece não ter permitido a deposição de sedimentos Terciários na parte emersa da bacia, provocando uma erosão moderada dos sedimentos já depositados até o Cretáceo Superior. Esta mesma queda produziu o truncamento erosivo na parte costeira submersa. A erosão é um fator importante na sua evolução, já que discordâncias regionais

podem ser explicadas por erosão associada ao rebaixamento do nível do mar, sem que haja a necessidade de um prévio soerguimento do embasamento.

O fluxo térmico lateral pode ter sido o responsável pela restrição da Formação Alagamar nos *grabens*. Caso contrário, uma queda do nível do mar seria necessária para erodir os sedimentos que fatalmente extrapolariam as calhas da bacia. No entanto, nenhuma queda é verificada nas curvas globais de variação do nível do mar nesta época. Assim, seria necessário um melhor conhecimento das oscilações das curvas do nível do mar na

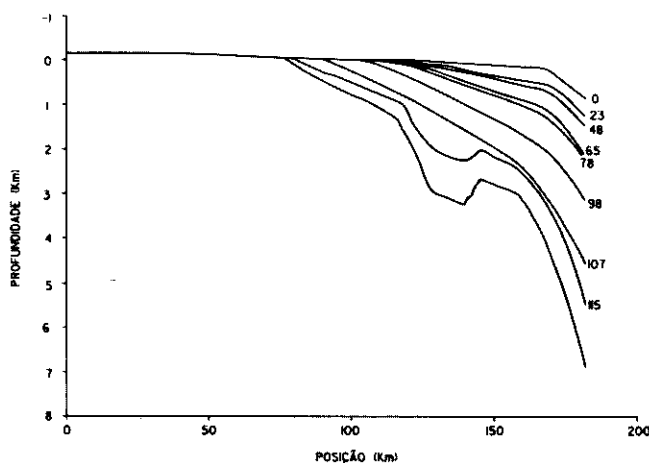


Fig. 26 - Modelagem utilizando o modelo de extensão litosférica uniforme. Notar a dificuldade de se modelar feições de cisalhamento simples como falhas e baixos estruturais com um modelo de cisalhamento puro.

Fig. 26 - Modeling using the uniform lithospheric extension model. Notice how difficult it is to apply a pure shear model to the modeling of simple shear features such as faults and structural lows.

região da Bacia Potiguar, pois se a tendência global de subida de nível do mar durante o Cretáceo Inferior estiver correta, então um mecanismo adicional seria requerido para explicar a coibição da Formação Alagamar nos seus *grabens*.

O efeito flexural do deslocamento do depocentro da bacia dos *grabens* NE-SW para a Margem Equatorial, no Neocomiano Superior, associado ao fluxo lateral de calor proveniente do rifteamento da Margem Equatorial, poderia produzir parte da discordância regional do Topo da Formação Pendência. Esta discordância poderia ter sido causada pela erosão e/ou não deposição de sedimentos do Andar Jequiá, na parte emersa, em função de um soerguimento paralelo a atual linha de costa gerado por um *outer rise* flexural associado às ombreiras termais.

A comparação entre a estratigrafia observada e a estratigrafia sintética permite o reconhecimento e a hierarquização dos fatores que influenciaram a evolução da estratigrafia da Bacia Potiguar. Os principais fatores controladores da estratigrafia da Bacia Potiguar são:

- 1 - disponibilidade de suprimento de sedimentos;
- 2 - subsidência térmica;
- 3 - flutuações eustáticas do nível do mar;

- 4 - compensação regional flexural;
- 5 - erosão;
- 6 - fluxo lateral de calor.

#### SÍMBOLOS, PARÂMETROS E UNIDADES USADOS

a	Espessura da litosfera ( $125 \times 10^3$ m)
$\alpha$	Coefficiente de expansão térmica ( $3.4e-05$ °C <sup>-1</sup> )
Am	Coefficiente m da série de Fourier
$\beta$	Fator de extensão do manto litosférico
c	Constante de decaimento da porosidade com a profundidade (m <sup>-1</sup> )
c <sub>e</sub>	Constante de decaimento da curva de porosidade da parte emersa da bacia = $0.946 \times 10^{-3}$ m <sup>-1</sup>
c <sub>s</sub>	Constante de decaimento da curva de porosidade da parte submersa da bacia = $0.674 \times 10^{-3}$ m <sup>-1</sup>
D (x)	Rigidez litosférica na posição x (N.m)
$\delta$	Fator de extensão crustal
E	Módulo de Young ( $1.0 \times 10^{11}$ Pascal)
E (0)	Elevação inicial no tempo 0 (m)

E (t)	Contração térmica no tempo t (m)
E <sub>ap</sub>	Erosão aparente (m)
E <sub>r</sub>	Erosão real (m)
$\phi$ (z)	Porosidade na profundidade z (%)
$\phi_0$	Porosidade na interface água-sedimento (%)
$\phi_e$	Porosidade inicial da parte emersa da bacia = 43,994%
$\phi_s$	Porosidade inicial da parte submersa da bacia = 51,814%
g	Aceleração da gravidade ( $9.80$ m/s <sup>2</sup> )
h	Altitude da topografia (m)
h (t)	Altitude da topografia decorrido o tempo de exposição t (m)
h <sub>0</sub>	Altitude inicial da topografia (m)
K	Condutividade térmica da litosfera ( $3,347$ W/m °C)
$\kappa$	Difusibilidade térmica ( $0.8 \times 10^6$ m <sup>2</sup> /s)
K <sub>e</sub>	Constante de tempo de erosão (M. a.)
$\nu$	Razão de Poisson (0,25)
$\rho_c$	Densidade da crosta ( $2\,700$ kg/m <sup>3</sup> )
$\rho_i$	Densidade do material que preenche a deflexão (kg/m <sup>3</sup> )
$\rho_m$	Densidade do manto ( $3\,330$ kg/m <sup>3</sup> )
$\rho_w$	Densidade da água ( $1\,030$ kg/m <sup>3</sup> )
S <sub>i</sub>	Subsidência inicial (m)
S <sub>tec</sub>	Subsidência tectônica (m)
t	Tempo (s)
T <sub>c</sub>	Espessura da crosta ( $31,2 \times 10^3$ m)
T <sub>e</sub> (x)	Espessura elástica efetiva (m)
T <sub>m</sub>	Temperatura na base da litosfera ( $1\,333$ °C)
w	Deflexão (m)
x	Posição espacial (m)
z	Profundidade (m)

#### AGRADECIMENTOS

À PETROBRÁS, por dar suporte a este trabalho e aos geólogos André A. Bender, Renato O. Kowmann, Jorge C. Della Fávera e Chang H. Kiang pelas proveitosas críticas e revisão deste manuscrito.



## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ATHY, L. F. I. 1930. Density, porosity, and compaction of sedimentary rocks. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 14: 1-23.
- BODINE, J. H.; STECKLER, M. S.; WATTS, A. B. 1981. Observations of flexure and rheology of the oceanic lithosphere. *Journal of Geophysical Research*, 86: 3695-707.
- CARSLAW, H. S.; JAEGER, J. C. 1959. *Conductions of heat in solids*. Oxford, Clarendon Press. 510 p.
- COCHRAN, J. R. 1983. Effects of finite rifting times on the development of sedimentary basins. *Earth and Planetary Science Letters*, 66: 289-302.
- DOTT JR., R. H. 1988. Perspectives: Something old, something new, something borrowed, something blue — A hindsight and foresight of sedimentary geology. *Journal of Sedimentary Petrology*, 58 (2): 358-64.
- HALLAM, A. 1984. Pre-Quaternary sea-level changes. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 12: 205-43.
- HETENYI, M. *Beams on elastic foundation*. Ann Arbor, University of Michigan Press. p. 31.1-31.10. *pressional and extensional stress regimes*. Toulouse, France, Summer School of Space Physics. Centre
- KARNER, G. D. 1984. *Continental Tectonics — a quantitative view of the thermal and mechanical properties of the continental lithosphere in com-* National d'Estudes Spatiales.
- KARNER, G. D. 1986. Effects of lithospheric in-plane stress on sedimentary basin stratigraphy. *Tectonics*, 5: 573-88.
- KARNER, G. D. & DEWEY, J. F. 1986. *Rifting: lithospheric versus crustal extension as applied to the Ridge Basin of Southern California*. Tulsa, American Association of petroleum Geologists. p. 317-37 (AAPG. Memoir, 40).
- KARNER, G. D.; STECKER, M. S.; THORNE, J. A. 1983. Long-term thermo-mechanical properties of the continental lithosphere. *Nature*, 304: 250-3.
- MCKENZIE, D. 1978. Some remarks on the development of the sedimentary basins. *Earth and Planetary Science Letters*, 40: 25-32.
- MELLO, U. T. 1987. *Evolução Termomecânica da Bacia Potiguar — RN, Brasil*. Ouro Preto, Universidade Federal de Ouro Preto. 186 p. Tese de mestrado.
- MELLO, U. T. & BENDER, A. A. 1988. On isostasy at the Equatorial Margin of Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 18: 237-46.
- ROYDEN, L. & KEEN, C. E. 1980. Rifting process and thermal evolution of the continental margin of eastern Canada determined from subsidence curves. *Earth and Planetary Science Letters*, 51: 343-61.
- SOUZA, S. M. 1982. Atualização de litoestratigrafia da Bacia Potiguar. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32, Salvador, 1982. *Anais . . .* Salvador, SBG. v. 5, p. 2392-406.
- TURCOTTE, D. L.; AHERN, J. L.; BIRD, J. M. 1977. The state of stress at continental margins. *Tectonophysics*, 42: 1-28.
- VAIL, P. R. & HARDENBOL, J. 1980. *Relatório Interno de EXXON*. s. l., EXXON. inédito.
- VAIL, P. R.; MITCHUM JR., R. M.; THOMPSON III, S. 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 3: relative changes of sea level from coastal onlap. In: PAYTON, C. E., ed. *Stratigraphic interpretation of seismic data*. Tulsa, American Association of Petroleum Geologists. p. 63-97. (AAPG. Memoir, 26).
- WATTS, A. B.; KARNER, G. D.; STECKLER, M. S. 1982. Lithospheric flexure and the evolution of sedimentary basins. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, A305: 249-81.
- WATTS, A. B. & THORNE, J. A. 1984. Tectonics, global changes in sea level and their relationship to stratigraphical sequences at the US Atlantic continental margin. *Marine and Petroleum Geology*, 1: 319-39.
- WELTE, D. H. 1989. The changing face of geology and future needs. *Geologische Rundschau*, 78 (1): 7-20.

## EXPANDED ABSTRACT

The thermo-mechanical and stratigraphic development of extensional sedimentary basins can be simulated by taking into account: (a) thermo-mechanical parameters, that is, lithospheric stretching factors (uniform or depth-dependent); the flexural rigidity of the lithosphere (time- and space-dependent); and lateral or vertical heat flow in the lithosphere following rifting and (b) stratigraphic parameters, that is, rate of erosion, compaction, sediment supply, paleobathymetry, and sea-level variations.

Determination of basement subsidence was based on the one-layer (McKenzie, 1978) and two-layer (Royden & Keen, 1980) stretching models of basin formation. These theoretical models describe initial, fault-controlled basement subsidence and ensuing thermal subsidence based on the degree of lithospheric stretching. All driving subsidences that may be partially or totally infilled by sediments were assumed to be water-loaded. Gravimetric modeling and analysis of basement subsidence (Mello, 1987) were

used to estimate lithospheric stretching factors.

Vertical heat flow is calculated by obtaining the Fourier series for the rift temperature structure and by solving the diffusive heat-flow equation (McKenzie, 1978). Lateral effects of heat flow were obtained by convolving the impulse or Green's function for lateral heat conduction with the solution of the vertical heat flow equation (Karner, 1986).

The response of the lithosphere to applied loads is assumed to be analogous to the flexure of a thin elastic plate overlying a viscous fluid. The effective elastic thickness of the lithosphere is related both to the rheological properties of the lithosphere and to its temperature structure. Here, the effective elastic thickness is determined using the depth of the 300 °C isotherm. Deformation of the basement due to sedimentary loading is obtained by numerically solving a fourth-order elastic differential equation (Hetenyi, 1946), using either the Fast Fourier Transform (spatially constant elastic thickness, Karner, 1982) or finite difference (space-dependent elastic thickness, Bodine, 1981) techniques.

In terms of shape and depth, the basin's paleobathymetry was similar to present-day bathymetry. Therefore, sediment supply should be adequate for filling in the basin as it subsides, maintaining a constant water-depth and preserving its "equilibrium profile".

Changing sedimentary loads produced the compaction of underlying sediments over time. Compaction was ascertained based on the mass rather than the thickness of deposited sediment; the mass of sedimentary grains contained in a layer was assumed to be constant during burial, and reduction of water volume was controlled using the porosity-depth curve

for the basin.

Three eustatic sea-level variation curves presenting different magnitudes and wavelength patterns were tested in the integrated model (Vail et al., 1977, Watts & Thorne, 1984, and Hallam, 1984).

Erosion was assumed to be proportional to topographic elevation, the erosion rate decreasing exponentially with topographic denudation (Watts & Thorne, 1984).

Modeling of stratigraphic sections of the Potiguar Basin in northeastern Brazil indicates that primary controls on sedimentation include:

- (1) thermal subsidence, responsible for tectonic subsidence of the basin following rifting;
- (2) long-term eustatic sea-level fluctuation, which has been of key importance in determining sediment geometry in the shallow water regions of the basin (e. g., coastal plain area);
- (3) the increasing of flexural rigidity over time, producing coastal flexural onlap;
- (4) erosion of exposed and uplifted areas;
- (5) lateral heat flow following rifting, which led to thermal uplifting of rift shoulders. These shoulders may have become the source of sediments and limited the depositional area of the sedimentary sequences (e. g., Alagamar Formation, the early post-rift unit).

The interaction of sea-level fluctuations with subsidence had a definitive effect on the development of stratigraphic features near the coast (shallow water environments). Onshore in the basin, where the rate of subsidence after the Santonian was lower than the rate of fall of the sea-level, deposition ceased upon the sedimentary units last deposited. The resulting exposure may have occurred in the absence of tectonic uplift. During the Late Cretaceous, flexural onlap (Açu and Jandaíra Formations) was amplified offshore by the rising sea-level. During the Tertiary, the rate of fall of sea-level was greater than the rate of subsidence, exposing Upper Cretaceous units (Açu and Jandaíra Formations) and hence producing coastal erosional truncation over those sediments.

In conclusion, the forward stratigraphic modeling technique based on the integration of the aforementioned models can explain many stratigraphic features observed in the Potiguar Basin. A comparison between synthetic and observed basin stratigraphy allowed for recognition and ranking of factors influencing the stratigraphic evolution of the basin. Primary controls on sedimentation are: (1) availability of sediment supply, (2) thermal subsidence, (3) long-term eustatic fluctuations in sea-level, (4) flexural compensation, (5) erosion, and (6) lateral heat flow.