



# ANÁLISE QUANTITATIVA DOS EFEITOS MECÂNICOS DE RIFTEAMENTO E SEDIMENTAÇÃO DA BACIA DO RECÔNCAVO

David F. Freitas, Jorge J. C. Palma (LAGEMAR/UFF)

Copyright 2005, SBGf - Sociedade Brasileira de Geofísica

This paper was prepared for presentation at the 9<sup>th</sup> International Congress of the Brazilian Geophysical Society held in Salvador, Brazil, 11-14 September 2005.

Contents of this paper were reviewed by the Technical Committee of the 9<sup>th</sup> International Congress of the Brazilian Geophysical Society. Ideas and concepts of the text are authors' responsibility and do not necessarily represent any position of the SBGf, its officers or members. Electronic reproduction or storage of any part of this paper for commercial purposes without the written consent of the Brazilian Geophysical Society is prohibited.

## Abstract

In this study it was developed a tectonophysics modeling program to simulate the mechanical effects related to the rifting and sedimentary infilling of a rift-type basin along its evolution. The program is based on extension models of Kusznir & Egan (1990) and Weissel & Karner (1989). The isostatic response is calculated using flexural model. The model was applied to Recôncavo basin. The shape of the Recôncavo basin geometry and the modeling results suggest that the underlying crust had a deep maximum strength depth ( $Z_{neck}$ -16 km) at time of rifting. Because of this, the  $d$  stretching factor of the upper crust was more important than  $\beta$  stretching factor of the lower crust for the crustal thinning. This fact caused significant uplift of the eastern rift flank (~1 km) in the basin, which was eroded along the time. The deposition of the Fm. Salvador sediments occurred as consequence. The results obtained until now show that the program provides a good close estimate of the crustal mechanical behavior related to evolution of the onshore rift-type basin.

## Introdução

Através de modelos físicos e matemáticos, podemos simular processos tectônicos, bem como estimar diversos fatores importantes para a gênese e maturação de hidrocarbonetos, tais como a estrutura térmica e distribuição de densidades das bacias, a geometria e profundidade do embasamento e a reologia da litosfera em questão. Os softwares baseados nestes modelos, que utilizam as informações dos dados indiretos sobre uma bacia sedimentar para fazer uma previsão do seu potencial exploratório, tornam-se ferramentas cada vez mais importantes para otimização de esforços e investimentos na exploração.

Assim, o presente trabalho tem como objetivo a confecção de um programa de modelagem tectonofísica, que visa a simulação dos efeitos mecânicos decorrentes da formação e evolução de bacias sedimentares extensionais. Espera-se com o programa, conseguir se estimar o nível de afinamento crustal de uma bacia bem como o comportamento isostático da mesma ao longo de sua evolução.

## Área de aplicação do modelo

Foi selecionada a bacia do Recôncavo como área para aplicação do modelo, já que a formação desta está relacionada ao evento extensional de abertura do

Atlântico. Ademais, a existência de uma gama de trabalhos e dados publicados sobre esta bacia facilita a parametrização do modelo. A Bacia do Recôncavo, parte integrante do rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá, situado na região nordeste do Brasil (Figura 1), ocupa uma área de aproximadamente 10.000 km<sup>2</sup>. Trata-se de um graben assimétrico alongado na direção NE-SW, paralelo à falha de Salvador, o maior elemento tectônico que forma a margem sudeste do rifte (Milani & Thomaz, 2000).

## Arcabouço estrutural

Em seu arcabouço geral a bacia adquire a forma de um meio-graben, com mergulho regional das camadas para SE, em direção aos grandes depocentros que se situam junto à borda oriental e atingem mais de 7000 m de profundidade. E esta borda é marcada por um grande falhamento normal, a Falha de Salvador, e no lado oposto o limite geológico da bacia se expressa por uma zona de baixo declive, com falhas de pequeno rejeito associadas (Figura 1-perfil). O Alto de Salvador, situado a leste da Falha de Salvador, se caracteriza como um *horst* onde granulito pré-cambriano é exposto, e separa a bacia interior da bacia marginal Jacuípe (Milani & Thomaz, 2000).

## Estratigrafia

A coluna estratigráfica da Bacia do Recôncavo pode ser dividida nas fases pré-rifte, rifte, e pós-rifte (Figura 2), sendo a última caracterizada por um fino pacote sedimentar (< 250m), composto por sedimentos característicos de leques aluviais (Milani & Thomaz, 2000). A seqüência pré-rifte corresponde a sedimentos continentais, e a seqüência sin-rifte, é caracterizada por sedimentos lacustres.

Os sedimentos da fase pré-rifte datam do Jurássico superior e compreendem o Grupo Brotas, a Formação Itaparica e o Membro Tauá da Formação Candeias. O Grupo Brotas inclui as "red beds" da Formação Aliança e uma cobertura de arenitos fluvio-eólicos vermelhos e cinzas da Formação Sergi (Figura 2). A seqüência sin-rifte é composta predominantemente por folhelhos lacustres ricos em matéria orgânica que compreendem o Membro Gomo da Formação Candeias e a Formação Maracangalha (principais rochas geradoras de hidrocarbonetos) (Milani & Davison, 1988), depositados juntamente com influxos turbidíticos e incursões de leques areníticos (Netto & Oliveira, 1985 apud Milani & Davison, 1988). A Formação Maracangalha é seguida por sedimentos característicos de sistema deltaico progradante pertencentes ao Grupo Ilhas e de coberturas de arenitos fluviais da Formação São Sebastião (Figura 2). Adjacente à falha de borda de Salvador, encontra-se um espesso depósito de conglomerados em forma de cunha, que se intercala com as outras unidades da seqüência sin-rifte, conhecido como Formação Salvador (Figura 2) (Milani, 1985). Os sedimentos da fase pós-rifte correspondem à Formação

Marizal, pequeno pacote com aproximadamente 250 m de espessura, constituído por sedimentos característicos

de leques aluviais do Aptiano Superior.

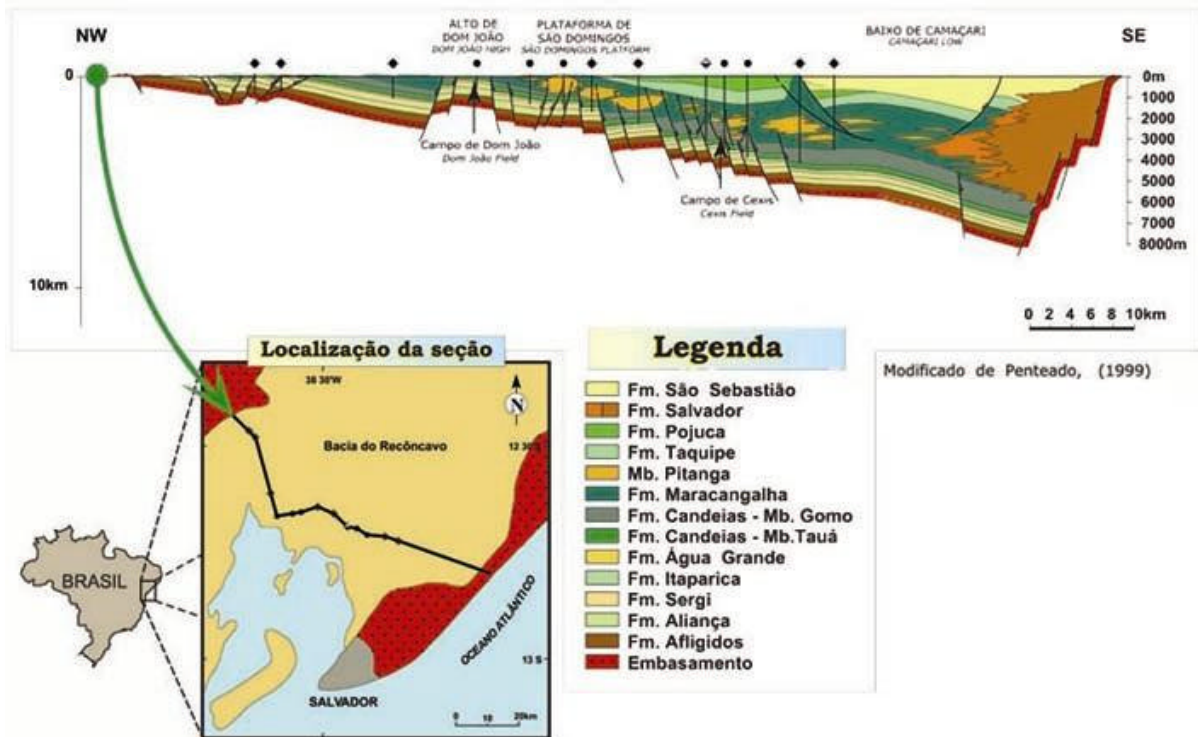


Figura 1: Seção geológica esquemática e mapa de localização da Bacia do Recôncavo (Fonte: ANP – Modificado de Penteado, 1999).

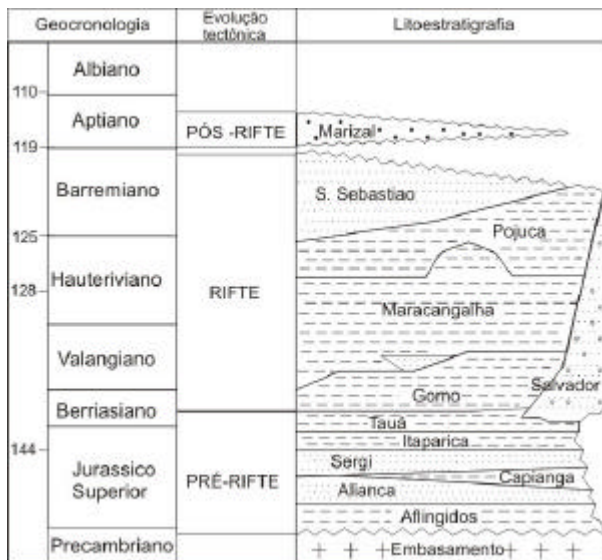


Figura 2: Carta estratigráfica da bacia do Recôncavo. Adaptada de Milani & Davison (1988).

**Modelo de extensão litosférica utilizado**

O programa computacional desenvolvido no presente estudo é baseado principalmente no modelo de vigas flexurais de Kusznir e Egan (1990), mas incorpora algumas características do modelo de Weissel e Kerner (1989). O modelo de Kusznir e Egan (1990) ou modelo de vigas flexurais (*flexural cantilever model*) considera que a crosta superior tem comportamento rúptil e deforma por cisalhamento simples através de falhas normais planas, enquanto a crosta inferior e o manto litosférico apresentam comportamento dúctil e deformam por cisalhamento puro (conforme Mckenzie, 1978) quando a litosfera é submetida a esforços distensivos (Figura 3).

Neste modelo, a litosfera possui rigidez flexural, e os efeitos do alívio e aumento de cargas são compensados por isostasia flexural. Durante a extensão, é assumido que os blocos da lapa e da capa que compõem a crosta superior se comportam como duas vigas flexurais (Magnavita et al., 1994). Assim, a resposta isostática à extensão gera colapso flexural da capa e soerguimento flexural da lapa (Figura 3B). O fator *d* de afinamento da placa superior vai ser dependente da geometria e rejeito das falhas.

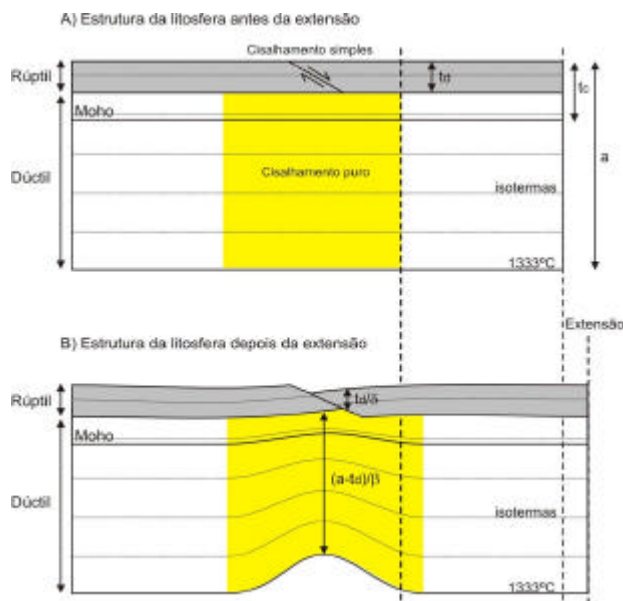


Figura 3: Modelo cinemático 2D de extensão instantânea da litosfera envolvendo cisalhamento puro da crosta inferior e manto litosférico e cisalhamento simples da crosta superior, segundo Kuszniir & Egan (1990). Sem escala.

A extensão por falhamentos normais na crosta superior é balanceada em profundidade por uma extensão plástica distribuída (*pure shear*) de mesma magnitude (Figura 3B). A deformação dúctil na crosta inferior e no manto litosférico é representada pelo fator de estiramento  $b$  (Mackenzie, 1978). Durante o processo de estiramento, o volume crustal é preservado.

Os principais parâmetros que influenciam o modelo de vigas flexurais (*flexural cantilever model*) e consequentemente, na geometria resultante das bacias são: 1) a localização e mergulho das falhas, 2) deslocamento das falhas, 3) espessura elástica ( $T_e$ ), 4) largura da área que é estendida plasticamente e 5) sedimentação e erosão.

#### Adaptações feitas ao modelo de Kuszniir & Egan (1990)

No presente estudo foram observadas algumas pequenas deficiências no modelo de Kuszniir e Egan (1990) tais como:

1) A ausência de uma zona de descolamento que separe a placa superior rúptil da placa inferior plástica, para permitir o estiramento diferencial entre as duas. Mesmo que a magnitude da extensão total seja a mesma na placa superior e inferior como propõe o modelo, a presença de uma zona de descolamento que separe as duas placas se faz necessária, pois enquanto a extensão na crosta superior se distribui por falhamentos de diferentes rejeitos, na crosta inferior e no manto litosférico a extensão se distribui obedecendo a uma função parábola.

2) A deformação da crosta superior por falhamentos planos, aumenta a complexidade do equilíbrio de massa

entre a base da crosta superior e a porção da crosta inferior logo abaixo do deslocamento das falhas. Esse tipo de deformação também não explica a estruturação curva do embasamento em algumas bacias.

Contudo, percebeu-se que incorporando uma zona de descolamento que separe a camada rúptil da camada dúctil ao modelo de Kuszniir e Egan (1990), e considerando que os falhamentos mais importantes são lítricos, como proposto por Weissel e Karner (1989), as deficiências citadas acima são eliminadas. Temos assim, a combinação do modelo de Kuszniir e Egan (1990), com o modelo de Weissel e Karner (1989) (Figura 4).

Como no modelo original de Kuszniir e Egan (1990), este modelo híbrido divide a litosfera em duas camadas de comportamentos distintos: uma camada superior rúptil, representada pela crosta superior e uma camada inferior dúctil que compreende a crosta inferior e manto litosférico. A diferença está apenas na presença de uma zona de descolamento que se localiza no limite entre a crosta superior e a inferior, e na geometria das grandes falhas normais (figura 4A). Presumese, neste modelo, que a litosfera foi estendida instantaneamente, reduzindo assim a espessura da camada inferior da placa (crosta inferior e manto litosférico) a um valor  $(a-t_d)/b$  e da crosta superior a um valor  $t_d/d$ , enquanto a astenosfera é passivamente deslocada para cima (Figura 4B). Neste caso  $d$  é o fator de afinamento da placa superior e  $b$ , por sua vez, é o fator de afinamento da placa inferior.

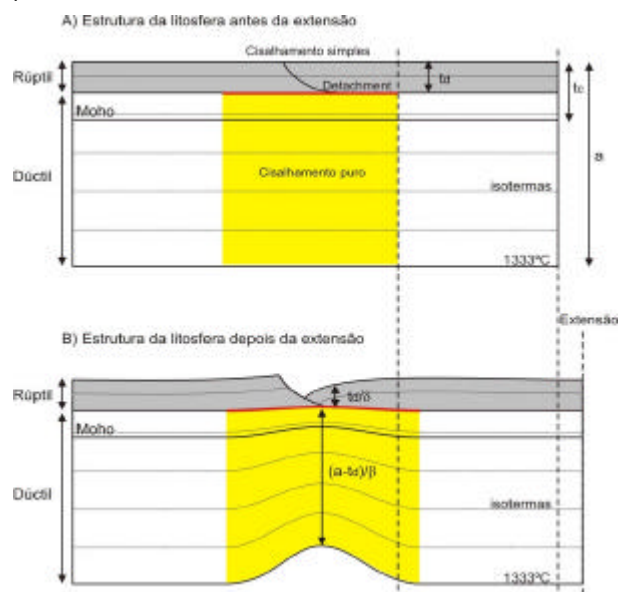


Figura 4: Modelo cinemático 2D de extensão da litosfera resultante da combinação do Modelo de Kuszniir e Egan (1990) com o modelo de Weissel e Karner (1989), envolvendo cisalhamento puro da crosta inferior e manto litosférico e cisalhamento simples com *detachment* da crosta superior. Sem escala.

Como mencionado anteriormente, este estudo presume-se que os falhamentos mais expressivos na placa superior são lítricos, e convergem para uma mesma profundidade  $t_d$  conhecida como zona de



descolamento ou *detachment* (Figura 4 – linha vermelha). Quando ocorre o processo distensivo e conseqüente deslocamento dos blocos, presume-se que a capa colapsa sobre a lapa como ilustra a Figura 4. Desta maneira, o fator  $d$  de afinamento da placa superior será controlado pela geometria destas falhas.

Já a parte inferior da placa litosférica (crosta inferior e manto litosférico), segundo o modelo, é controlada por deformação plástica quando submetida a esforços (Figura 4B). Por simplificação, assumiu-se a geometria parabólica para a deformação. As equações que descrevem a geometria das falhas listricas e a geometria do fator  $\beta$  de afinamento da placa inferior são descritas, respectivamente, nos trabalhos de Weissel & Karner (1989), e Kuszniir & Egan (1990).

As interfaces da litosfera (topografia, embasamento, Moho e base da litosfera) geradas a partir dessas relações apresentam-se descompensadas isostaticamente. Neste trabalho foi utilizado o reajuste flexural para se fazer a compensação, já que foi o modelo de melhor adaptação ao perfil real.

#### Considerações para o reajuste isostático devido ao rifteamento e a profundidade de resistência máxima

Conforme Braun & Beaumont (1987) demonstraram, a profundidade da depressão de uma bacia, resultante da extensão horizontal está relacionada à profundidade de máxima resistência,  $Z_{neck}$ . Para uma  $Z_{neck}$  rasa, ocorrerá a formação de uma depressão rasa e um grande soerguimento da Moho relacionada (Figura 5a). Em contrapartida, para uma  $Z_{neck}$  profunda, ocorrerá a formação de uma depressão topográfica relativamente profunda e um soerguimento da Moho mais modesto (Figura 5b).

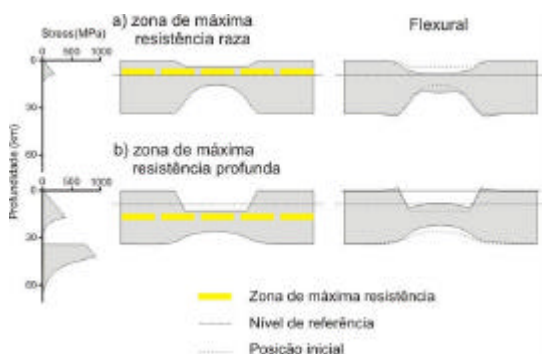


Figura 5: ilustrando a influência da zona de resistência máxima ( $Z_{neck}$ ) na geometria do rifteamento.

Por conta disso, foram considerados os efeitos da profundidade de resistência máxima na resposta isostática da litosfera, para melhor refinamento do programa.

#### Etapas de evolução consideradas na modelagem para a bacia do recôncavo.

A modelagem foi feita considerando o rifteamento instantâneo seguido pelo preenchimento da bacia em 3 eventos de deposição, uma camada sin-rifte e duas camadas pós-rifte, sendo estes intercalados por

alguns eventos erosivos. Foram considerados 3 eventos erosivos importantes, baseados na carta estratigráfica da figura 3 e na seqüência de eventos utilizada por Magnavita et al. (1994): 1) Durante a fase rifte (Berriasiano ao Barremiano), ocasionando erosão do flanco soerguido da borda leste da bacia (Figura 7c), 2) no fim da fase rifte (Aptiano Inferior), onde ocorre erosão antes da deposição da Formação Marizal (Figura 7e) e 3) na fase pós-rifte, por volta do Oligoceno, erodindo praticamente todo o pacote pós-rifte depositado até então (Figura 7f).

#### Resultados

As constantes utilizadas para os cálculos são descritas na Tabela 1. A Figura 6 mostra a configuração da crosta logo após o estiramento horizontal de 12 km (10 km na primeira grande falha e 2 km na segunda falha), com um *detachment* localizado a 16 km de profundidade, obtido pelo programa para a Bacia do Recôncavo, sem o reajuste isostático. A camada vermelha representa os sedimentos pré-rifte (~1100 m). Note como o fator de afinamento delta para placa superior foi muito mais expressivo que o fator de afinamento beta para placa inferior.

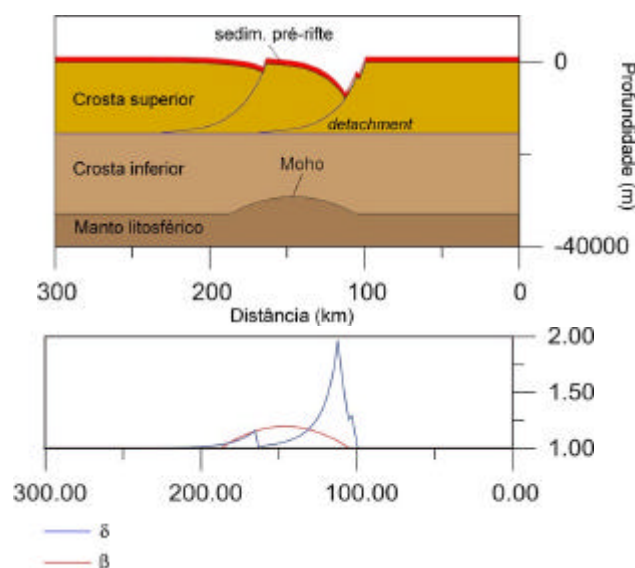


Figura 6: a) Resultado do estiramento horizontal de 12 km obtido pelo programa para o perfil da figura 1. b) Fatores de afinamento beta (para placa inferior) e delta (para crosta superior) resultantes do mesmo estiramento.

A Figura 7 mostra os resultados da simulação da formação e evolução da bacia do Recôncavo utilizando o modelo flexural para reajuste isostático, considerando os eventos deposicionais e erosivos mencionados na seção anterior. Os resultados mostram uma ótima aproximação do perfil teórico gerado pelo modelo e o perfil interpretado de Penteado (1999), seja na profundidade do depocentro da bacia, seja no posicionamento e ângulo de mergulho das falhas, ou ainda na geometria das interfaces e espessura das camadas sedimentares (Figura 8). A melhor aproximação entre o perfil interpretado e o perfil teórico gerado pelo programa foi para uma crosta de 33

km de espessura que sofreu um estiramento horizontal de 12 km (10 km na primeira grande falha e 2 km na segunda falha), e cujos grandes falhamentos de 46° de ângulo de mergulho convergiam para uma zona de descolamento (*detachment*) de 16km de profundidade. A  $T_e$  utilizada foi de 15 km para a fase rifte, 18 e 30 km para as duas etapas da fase pós rifte, respectivamente.

## VII. CONCLUSÃO

A julgar pela profundidade do depocentro e a espessura dos sedimentos sin-rifte, pode-se concluir, baseado nos resultados das simulações e nas proposições feitas por Braun & Beaumont (1987) (Figura 5), que a crosta subjacente à bacia do Recôncavo apresentava uma zona de resistência máxima ( $Z_{neck}$ ) relativamente profunda (~16km) no tempo do rifteamento. Assim, quando se deu o processo distensivo, os esforços foram acomodados principalmente pelos grandes falhamentos normais lístricos na crosta superior, tendo em vista o pouco afinamento da crosta inferior ( $\beta$  máx.~1.2).

O reajuste isostático flexural devido ao rifteamento gerou soerguimento do flanco leste da Bacia (Figura 7b). Os grandes depósitos de conglomerados da Formação Salvador, adjacente à falha de Salvador, servem como evidências de que tenha ocorrido soerguimento dos flancos do rifte nesta bacia (~1km), os quais foram erodidos ao longo do tempo geológico. Esses resultados concordam qualitativamente com resultados de estudos anteriores da região (Karner et al., 1992; Magnavita et al., 1994). Além disso, a evidência de soerguimento flexural dos flancos do rifte corrobora as afirmações da ocorrência de uma zona de descolamento profunda relacionada a este rifte, já que, como ilustrado na Figura 5, bacias formadas em regiões onde a crosta possui uma  $Z_{neck}$  rasa não apresentam soerguimento dos flancos da depressão. O evento erosivo após a deposição da Fm. Marizal expôs o embasamento pré-cambriano ao redor da bacia, e praticamente eliminou as evidências de sedimentação pós-rifte nesta porção da bacia. Segundo a modelagem, mais de 1100 m de material foi erodido, o que concorda com as estimativas feitas por Davison (1987 apud Magnavita et al. 1994) através da porosidade suoevical de folhelhos sin-rifte na Ilha de Itaparica. Com base nos resultados adquiridos até agora pode se dizer que o programa fornece uma boa aproximação do comportamento mecânico da crosta relacionado à evolução de uma bacia extensional do tipo rifte interior.

CONSTANTES DO MODELO	VALOR
Densidade da água do mar - $\rho_w$	1,03 g/cm <sup>3</sup>
Densidade da crosta - $\rho_c$	2,70 g/cm <sup>3</sup>
Densidade do manto - $\rho_m$	3,30 g/cm <sup>3</sup>
Densidade da camada rifte - $\rho_{sr}$	2,40 g/cm <sup>3</sup>
Densidade da camada pós-rifte 1 - $\rho_{s1}$	2,30 g/cm <sup>3</sup>
Densidade da camada pós-rifte 2 - $\rho_{s2}$	2,20 g/cm <sup>3</sup>
Módulo de Young - $E$	10 <sup>11</sup> N/m <sup>2</sup>
Coefficiente de Poisson - $\nu$	0,25
Aceleração média da gravidade - $g$	9,8 m/s <sup>2</sup>
Espesura da litosfera - $a$	125 km
Espesura da crosta - $t_c$	33 km

Tabela 1: Constantes utilizadas na geração dos modelos das figuras 6, 7, e 8.

## VIII. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BRAUN, J. & BEALMONT, C., 1987 – “Styles of continental rifting: results from dynamic models of lithospheric extension, in Beaumont, C. and Tankard, A. J., eds., *Sedimentary Basins and Basin-Forming Mechanisms*, Calgary, AB, Canadian Soc. of Petroleum Geologists, pp. 241-258.
- KARNER, G. D.; EGAN, S. S.; WEISSEL J. K., 1992 – “Modeling the tectonic development of the Tucano and Sergipe-Alagoas rift basins, Brasil”, *Tectonophysics*, 215, pp. 133-160.
- KUSZNIR, N. J. & EGAN, S. S., 1990 – “Simple shear and pure shear models of extensional sedimentary basin formation: Application to the Jean d’Arc basin, Grand Banks of Newfoundland, in Tankard, A. J., and Blackwill, H. R., eds., *Extensional Tectonics of the North Atlantic margins*, Memoir 46: Tulsa, OK, American Association of Petroleum Geologists, pp. 305-322.
- MAGNAVITA, L. P.; DAVISON, I.; KUSZNIR, N. J., 1994 – “Rifting erosion, and uplift history of the Recôncavo-Tucano-Jatobá Rift, northeast Brazil”, *Tectonics*, 13 (2), pp. 367-388.
- McKENZIE, D.P., 1978 – “Some remarks on the development of sedimentary basins”, *Earth Planet Sci. Lett.*, Amsterdam, 40, 25-32.
- MILANI, E. J. & THOMAZ, F. A., 2000 – “Sedimentary domains of the south American plate”, in *Sedimentary Basins of South America*, Eds CORDANI, U. G., MILANI, E. J., THOMAZ, A. F. & CAMPOS, D. A., Rio de Janeiro.
- MILANI, E. J. & DAVISON, I., 1988 – “Basement control and transfer tectonics in the Recôncavo-Tucano-Jatobá rift, northeast Brazil”, *Tectonophysics*, 154, pp 41-70.
- MILANI, E. J., 1985 – “Aspectos da evolução tectônica das bacias do Recôncavo e Tucano Sul, Bahia, Brasil”, *Dissertação de Mestrado*, UFOP, 131p.
- SPERLE, M – 1993 – “Análise Isostática no Platô de São Paulo”, *Publ. Esp. Observ. Nacional*, *Dissertação de Mestrado*, 125p.
- WATTS, A. B., 2001 – “Isostasy and flexure of the lithosphere”, *Cambridge University Press*, Cambridge, 458p.
- WEISSEL, J.K. & KARNER, G.D., 1989 – “Flexural uplift of rift flanks due to mechanical unloading of the lithosphere during extension”, *Jour. Geophys. Res.*, 94, 13919-50.

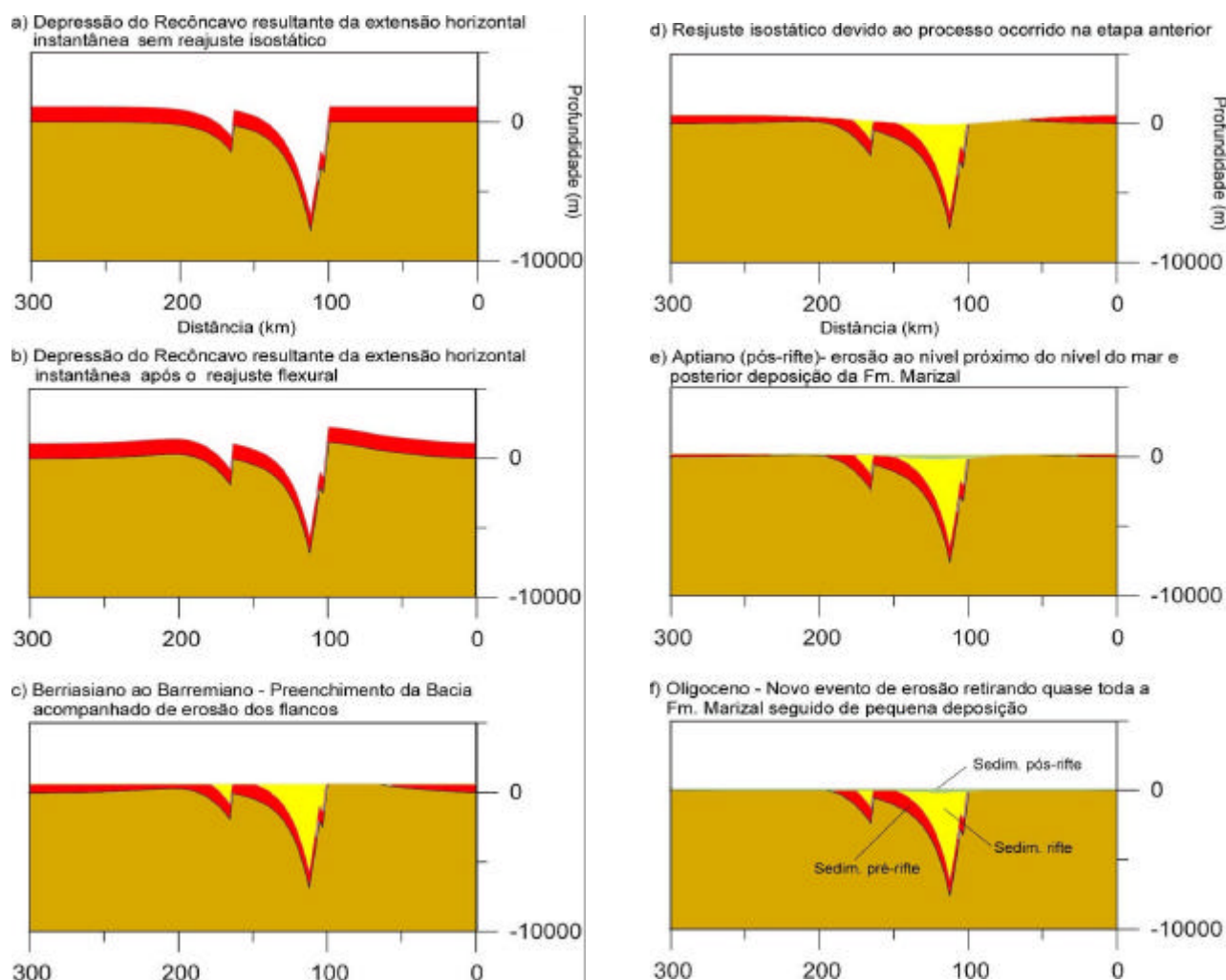


Figura 7. Resultados da simulação mostrando a estrutura da bacia do Recôncavo após o rifteamento e sucessivas deposições das principais camadas sedimentares (vermelho – pré-rifte, amarelo – rifte, verde – pós-rifte), intercaladas pelos principais eventos erosivos; a), b), c) e d) são eventos pertencentes a fase rifte; e) e f) ilustram os eventos do início do pós-rifte até o presente.

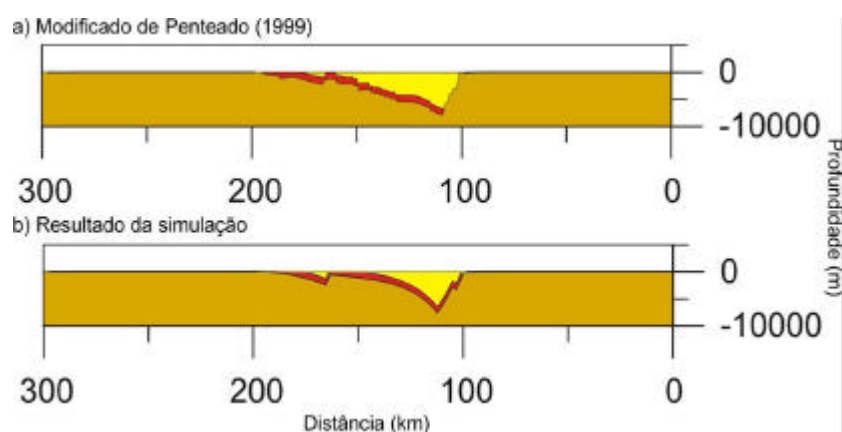


Figura 8: Comparação entre o perfil modificado de Penteadó (1999 – figura 1) e o resultado da simulação obtida pelo programa (figura 7f). A camada vermelha representa os sedimentos pré-rifte e a camada amarela os sedimentos sin-rifte. Note a semelhança na dimensão da bacia, no posicionamento e ângulo de mergulho das falhas, e na profundidade do depocentro.