ASPECTOS DA EVOLUÇÃO TERMOMECÂNICA DA BACIA DO PARANÁ NO BRASIL

LUÍS OTÁVIO AGUIAR OLIVEIRA*

ABSTRACT ASPECTS OF THE THERMOMECHANICAL EVOLUTION OF THE PARANÁ BASIN IN BRAZIL. Analysis of the subsidence history of the Paraná Basin using the backstripping technique indicates that: 1. two different tectonic subsidence patterns are associated with the deposition of the five main sedimentary sequences defined for the basin; 2. more than 50% of the total cumulative subsidence of its basement was caused by the sediment and volcanic rock load. Comparing theoretical subsidence curves with the ones obtained in this study, it was possible to define two regional extensional events. They caused a lithospheric thinning of about 21% in the region of Paraná Basin. Even though it is admitted that extensional stresses were predominant in the meridional portion of the Gondwana Continent associated with Serra Geral lava extrusion, at Paraná Basin such stresses did not reach sufficient magnitude to cause a new and significant reactivation of the tectonic subsidence of the basin. The heat generated by the two extensional events cited was sufficient for the Irati Formation to reach the oil generation window only in the deepest parts of the basin. In the late 238 Ma, Ponta Grossa Arch does not show a considerable uplift in absolute terms. Its surrounding depressions experienced a pronounced subsidence, mainly due to the volcanic-sedimentary load. Using values from 30 to 35 km for the effective elastic thickness of the lithosphere (T_e), it is possible to reproduce the overall basement geometry along two regional profiles studied.

RESUMO Pela análise da história de subsidência da Bacia do Paraná, utilizando-se a técnica de *backstripping*, conclui-se que: 1. dois padrões distintos de subsidência tectônica estão associados com a deposição das cinco seqüências sedimentares principais definidas na bacia; 2. mais de 50% da subsidência total de seu embasamento é devida à carga de sedimentos e rochas vulcânicas. Comparando-se curvas teóricas de subsidência com as obtidas no presente estudo, foi possível definir-se dois eventos distensivos de caráter regional. Esses fizeram a litosfera na região da Bacia do Paraná ser afinada em 21%. Embora se admita que, ao tempo da extrusão das lavas Serra Geral, aconteceu um quadro predominante de esforços distensivos na porção meridional do continente Gondwana, na região abrangida pela Bacia do Paraná, tais esforços não alcançaram magnitude suficiente a ponto de ocasionarem uma nova e significativa reativação da subsidência tectônica na bacia. O calor introduzido na litosfera pela ação dos dois eventos distensivos citados foi suficiente para que a Formação Irati atingisse a janela de geração de óleo somente nas partes mais profundas da bacia. Nos últimos 238 Ma, o Arco de Ponta Grossa não chegou a apresentar um soerguimento considerável em termos absolutos. As depressões que o limitam é que experimentaram acentuada subsidência, principalmente devido ao efeito da carga vulcano-sedimentar que se depositou neste período. Com valores entre 30 e 35 km para a espessura elástica efetiva da litosfera consegue-se reproduzir as principais estruturas do embasamento ao longo dos dois perfis regionais modelados.

INTRODUÇÃO A Bacia intraplataformal do Paraná engloba uma área total de aproximadamente 1.700.000 km², ocupando parte considerável do continente sul-americano em território brasileiro (1.100.000 km²), argentino (400.000), paraguaio (100.000) e uruguaio (100.000).

Sua porção SW (Argentina e Uruguai) recebe a denominação de Bacia do Chaco-Paraná.

O presente trabalho aborda apenas a parte brasileira da bacia e tem por objetivo principal estabelecer considerações preliminares acerca de sua evolução termomecânica.

A princípio, é realizada uma análise detalhada da história de subsidência da bacia. Com base nessa análise, procura-se definir os prováveis mecanismos envolvidos em sua origem e evolução. Em seguida, é realizada uma simulação da evolução termomecânica da bacia considerando-se os processos definidos na etapa anterior. Por fim, avalia-se a influência do parâmetro *rigidez flexural da litosfera* no modelo evolutivo ora proposto.

Quanto aos trabalhos anteriores versando especificamente sobre a evolução termomecânica da Bacia do Paraná, são citados apenas os de Soares (1978) e Hamza *et al.* (1983), este último tratando mais detalhadamente da evolução termal da bacia.

METODOLOGIA DE TRABALHO Fez-se uso, principalmente, dos dados de 12 poços exploratórios para pesquisa de hidrocarbonetos furados pela Petrobrás ou Paulipetro entre os anos de 1955 e 1983 (Fig. 1). Também foram utilizados mapas de isópacas, litofácies e contorno estrutural disponíveis

para a maioria das unidades litoestratigráficas.

Na figura 1 podem ser observados os perfis regionais AA' e BB' estabelecidos a fim de, na etapa final do trabalho, ser realizada uma análise bidimensional da evolução da bacia em um contexto de isostasia local e regional.

Os poços foram selecionados de forma que se posicionassem o mais próximo possível das seções AA' e BB', alcançassem o embasamento e possuísssem perfis sísmicos e/ou densidade. Desse modo, a profundidade do embasamento, de fundamental importância para a aplicação da técnica de *backstripping*, pode ser facilmente obtida para todos os poços a partir de seus respectivos perfis compostos.

Para cada poço foram estabelecidas funções empíricas porosidade *versus* profundidade, discriminadas segundo quatro tipos litológicos diferentes e construídas a partir de dados de perfis sísmicos e de densidade, quando disponíveis.

Em seguida, a coluna vulcano-sedimentar de cada poço foi dividida em unidades cronoestratigráficas, cujos limites representaram os horizontes usados no processo de *backstripping*, nos estudos de maturação e na análise evolutiva da bacia.

De posse desses dados foi possível realizar-se a descompactação, não só da coluna total de sedimentos como também das unidades cronoestratigráficas anteriormente individualizadas.

O passo seguinte compreendeu a construção das curvas de subsidência tectônica do embasamento (despido das camadas vulcano-sedimentares subjacentes) obtidas em seguida ao processo de descompactação. Essas informações foram passadas para os perfis AA' e BB' a fim de serem analisadas, posteriormente, em conjunto com os dados advindos da modelagem

* Petrobrás/Dexes/Dinter - Rodovia BR-101, km 67,5, CEP 29930, São Mateus, ES, Brasil

Figura 1 – Mapa da Bacia do Paraná ilustrando os perfis AA' e BB' e os poços selecionados ao longo deles; também são mostrados os poços perfurados até hoje e a porção NE da bacia coberta por gravimetria (modificado de Zalán et al. 1986)

Figure 1 – Map of Paraná Basin illustrating the AA' and BB' sections and the wells selected along them; also are shown the wells drilled until today, and the northern portion of the basin covered by a gravimetric survey (modified from Zalán et al. 1986)

flexural. Vale salientar que, nas curvas de subsidência, não foram considerados os efeitos de paleobatimetria e variações eustáticas pretéritas do nível do mar, tendo em vista ser a incerteza nesses valores aproximadamente da mesma ordem de grandeza que eles.

Em seguida, foram realizadas comparações entre as curvas de subsidência tectônica aqui obtidas e curvas teóricas diretamente relacionadas às taxas de distensão crustal e subcrustal (δ e β , respectivamente), ou seja, curvas de subsidência de um embasamento teórico que se esteja contraindo termicamente e consequentemente subsidindo, tal como é previsto pelo modelo de McKenzie (1978) (extensão uniforme) e/ou Royden & Keen (1980) (extensão não-uniforme).

Baseado nos valores estimados para os graus de distensão crustal e subcrustal (δ e β , respectivamente), foram calculados os paleofluxos de calor através da bacia, os quais, em conjunto com as funções condutividade térmica versus profundidade construídas para cada poço, forneceram os dados necessários para o cálculo das profundidades de diversas isothermas em função do tempo geológico. Também foram obtidos gráficos índice de maturação C (Royden et al. 1980) versus tempo geológico para cada unidade anteriormente estabelecida.

Por fim, foram analisadas ao longo dos perfis AA' e BB' as influências que, tanto a carga vulcano-sedimentar quanto processos tectono-térmicos em geral, exerceram na subsidência total da bacia; nesse estudo ainda foi considerado um estado de isostasia local (Airy). Em seguida, foi selecionada uma faixa de valores para a rigidez flexural da litosfera na região, faixa essa que se considera como representativa da média geral de todos os valores que esse parâmetro assumiu ao longo da história da bacia. Desse modo, foi possível computar-se a flexura litosférica devido à carga de sedimentos e rochas vulcânicas para vários horizontes de tempo.

ANÁLISE DA SUBSIDÊNCIA NA BACIA PELA TÉCNICA DE DESPIMENTO DAS CAMADAS

Introdução Atualmente, é de consenso geral afirmar que as grandes espessuras de sedimentos observadas em muitas bacias intracratônicas não podem ser atribuídas somente ao efeito da carga sedimentar; são necessárias outras forças (*driving forces*) para responder por tamanha subsidência verificada nessas regiões.

A técnica informalmente denominada *backstripping* pode ser definida como um monitoramento da subida (*rebounding*) do embasamento de uma bacia seguindo a remoção sucessiva (*unloading*) de unidades vulcano-sedimentares previamente individualizadas. Com esse processo, o embasamento busca um estado de novo equilíbrio isostático. Assim, é possível isolar-se a subsidência tectônica da bacia, isto é, a parcela da subsidência total não causada pela carga de rochas e água contida nos poros. Essa subsidência tectônica resultante pode então ser comparada diretamente com curvas teóricas derivadas do modelo geológico-geofísico que melhor atende às características da bacia em estudo.

No último item do capítulo são apresentadas algumas das curvas de subsidência geradas (Figs. 2 e 3) assim como seus respectivos histogramas: “unidades litoestratigráficas/geocronológicas selecionadas versus taxa média de subsidência total e tectônica” (Figs. 4 e 5). O conjunto de todas as curvas e histogramas gerados é analisado em termos dos atuais conhecimentos geológicos da Bacia do Paraná e algumas considerações já serão formuladas para que no último capítulo do trabalho sejam reunidas e discutidas em conjunto com as principais conclusões relativas aos dois próximos capítulos.

Figura 2 – Curva de subsidência total (St) e tectônica (S*) para o poço 3-CB-3-SP

Figure 2 – Total (ST) and tectonic (S*) subsidence curves for the well 3-CB-3-SP

Vale salientar que foi adotada no presente trabalho a coluna crono-lito-estratigráfica definida para a Bacia do Paraná por Zalán et al. (1986). Não foram aqui consideradas as

formações Rio Ivaí e Vila Maria, pois as mesmas não foram individualizadas nos perfis dos poços utilizados e ainda parece existir certa polêmica em torno de sua aceitação.

Figura 3 - Curva de subsidência total (St) e tectônica (S*) para o poço 2-AR-1-SP.

Figura 3 - Total (St) and tectonic (S*) subsidence curve for the wells 2-AR-1-SP.

Observações acerca do processamento dos dados

Como já se resumizou, a fim de se construírem as funções porosidade versus profundidade, foram discriminadas quatro litologias segundo o critério de uma maior diferenciação entre os respectivos grãos quanto a suas características físicas e também considerando a representatividade relativa de cada uma dentro da coluna vulcano-sedimentar da bacia; são elas: arenito, folhelho, calcário e basalto. Só as três primeiras foram consideradas para efeito de leitura dos perfis de porosidade; para o caso dos basaltos, foi estabelecida como premissa uma porosidade constante de 15%, a qual se justifica tendo em vista a presença nessas rochas de fraturas, falhas, geodos, lentes de arenito poroso e também minerais alterados, tudo isso fazendo que haja uma substancial diminuição da densidade original.

A segunda etapa dentro da metodologia seguida é relativa ao estabelecimento das unidades geocronológicas para cada poço; para tanto foi adotada a tabela de Harland *et al.* (1982) para a conversão: cronoestratigrafia $\Rightarrow$ idades absolutas em milhões de anos. A seleção das unidades foi feita de maneira que coincidisse os horizontes cronobioestratigráficos com os limites das principais unidades litoestratigráficas da bacia.

A fim de se processar a descompactação das colunas vulcano-sedimentares foram definidas dentro de cada unidade de tempo camadas de mesma litologia - arenito e folhelho ou basalto -, as quais foram descompactadas individualmente usando-se o programa DCMP (Karner 1986). Para litologias que não precisamente o arenito ou o folhelho, foi realizada aproximação até uma ou outra, levando-se em conta uma maior similaridade litológica entre os grãos; essa sistemática foi utilizada principalmente para o caso de diamictitos.

Considerando-se a pouca representatividade dos intervalos correspondentes a intrusões de diabásio na coluna total da maioria dos poços selecionados, tal litologia não foi aqui considerada.

Resultados obtidos Tendo em vista a análise que se segue, torna-se necessária a definição de um valor (ou faixa de valores) de taxa de subsidência que represente uma média global para a bacia ao longo dos intervalos de tempo em que efetivamente houve deposição e/ou extrusão de lavas básicas em grandes áreas de seu domínio. Levando-se em consideração as

discordâncias regionais presentes na bacia e a erosão associada, que aconteceram ao longo de aproximadamente 178 Ma de sua história, chega-se à faixa que vai de 28 a 38 m/Ma como a mais provável de ter existido. Para o cálculo desses valores foi considerado que de 10% a 50% da atual coluna vulcano-sedimentar da bacia foram erodidos. Tais valores percentuais foram adotados tendo em vista que ainda não se tem idéia, por mais imprecisa que seja, da ordem de grandeza das taxas de erosão que vigoraram ao longo de tamanho hiato de tempo em que a bacia, como um todo, esteve sujeita à movimentação epigênica positiva de seu embasamento.

A tabela 1 sumariza os valores médios de taxa de subsidência obtidos para os intervalos de tempo compreendidos por unidade litoestratigráfica da Bacia do Paraná. Vale observar que esses valores são derivados das curvas de subsidência obtidas.

Tabela 1 - Valores das taxas de subsidência relativas a cada unidade litoestratigráfica da bacia. As idades absolutas foram estabelecidas levando-se em consideração, principalmente A. as informações bio-crono-estratigráficas contidas nos perfis compostos dos poços; B. a coluna crono-lito-estratigráfica da Bacia do Paraná confeccionada por Zalán *et al.* (1986)

Table 1 - Values of the subsidence rates related to each lithostratigraphic unit of the basin. Absolute ages were established considering, mainly: A) the bio-chrono-stratigraphic informations contained in the composite logs of the wells; B) The chrono-litho-stratigraphic column of the Paraná Basin constructed by Zalán *et al.* (1986)

Unidades Litoestratigráficas com suas Idades Absolutas em Ma	Taxas Médias de Subsidência	$\Delta S^*/\Delta t$ (m/Ma)	$\Delta S^*/\Delta t$ (m/Ma)
Gr. Bauru	(65/119)	1	3
Fm. Serra Geral	(119/144)	4	28
Fm. Botucatu	(144/188)	3	7
Gr. Rosário do Sul			
Fm. Pirambóia	(213/238)	1	2
Fm. Rio do Rasto	(248/251)	38	112
Fm. Teresina	(251/253)	33	102
Fm. Irati	(253/255)		
(Inclusive Membro Serra Alta)		20	73
Fm. Palermo	(255/258)	18	61
Fm. Rio Bonito	(258/261)	20	57
Gr. Itararé	(261/296)	27	62
Fm. Ponta Grossa	(367/394)	12	29
Fm. Furnas	(401/414)	18	35

Para as seqüências siluriana e devoniana não acontecem grandes discrepâncias quanto à ordem de grandeza das taxas de subsidência de uma região para outra da bacia (Figs. 4 e 5). Isso leva a crer em um tipo de sedimentação com caráter regional para o tempo Furnas e Ponta Grossa, ou seja, uma deposição não controlada por estruturas locais do tipo blocos individualizados do embasamento, o que levaria a ocorrer variadas taxas de sedimentação na bacia.

Pela tabela 1 observa-se que os valores de taxa média de subsidência ($\Delta S^*/\Delta t$) obtidos para os intervalos Furnas e Ponta Grossa (35 e 29 m/Ma, respectivamente) estão dentro da faixa calculada como provável de representar uma média

Legenda:

Legend:

Taxa de subsidência tectônica
($\Delta S^*/\Delta t$)

Tectonic subsidence rate ($\Delta S^*/\Delta t$)

Taxa de subsidência total
($\Delta St/\Delta t$)

Total subsidence rate ($\Delta St/\Delta t$)

← 1 → Unidades geocronológicas definidas para cada poço

← 1 → Time units defined to each well

Figura 4 – Histograma: taxa média de subsidência total ($\Delta St/\Delta t$) e tectônica ($\Delta S^*/\Delta t$) versus idade absoluta em Ma e/ou unidades litoestratigráficas da bacia (para o poço 3-CB-3-SP)

Figure 4 – Histogram: Total ($\Delta St/\Delta t$) and tectonic ($\Delta S^*/\Delta t$) subsidence rates versus absolute ages in Ma and/or lithostratigraphic units of the basin (for the well 3-CB-3-SP)

Legenda:

Legend:

Taxa de subsidência tectônica
($\Delta S^*/\Delta t$)
Tectonic subsidence rate ($\Delta S^*/\Delta t$)

Taxa de subsidência total
($\Delta St/\Delta t$)
Total subsidence rate ($\Delta St/\Delta t$)

← 1 → Unidades geocronológicas definidas para cada poço
← 1 → Time units defined to each well

Figura 5 – Histograma: taxa média de subsidência total ($\Delta St/\Delta t$) e tectônica ($\Delta S^*/\Delta t$) versus idade absoluta em Ma e/ou unidades litostratigráficas da bacia (para o poço 2-AR-1-SP)

Figure 5 – Histogram: Total ($\Delta St/\Delta t$) and tectonic ($\Delta S^*/\Delta t$) subsidence rates versus absolute ages in Ma and/or lithostratigraphic units of the basin (for the well 2-AR-1-SP)

para toda a história de sedimentação da bacia. Ainda conforme a referida tabela, nota-se que os valores de $\Delta S^*/\Delta t$ equivalem a aproximadamente 45% dos verificados para $\Delta St/\Delta t$ no caso das duas formações em questão, mostrando com isso que, já a esse tempo, acontece uma razoável contribuição da carga sedimentar na subsidência total da bacia (aproximadamente 55%).

A forma da curva de S^* para as seqüências siluriana e devoniana (Figs. 2 e 3; canto superior esquerdo dos gráficos) é compatível com a de um modelo em que aconteça um crescimento exponencial da subsidência com o tempo, como ocorre em parte com os modelos de extensão litosférica uniforme e não-uniforme. Dessa forma, é válido associar-se a subsidência tectônica da bacia neste período (de 414 a 367 Ma) à contração térmica da litosfera derivada de algum tipo de processo tectônico ou puramente termal que atuou durante os tempos pré-devonianos nessa região da Plataforma Sul-Americana.

No caso da seqüência permo-carbonífera não mais se verifica um padrão único tão constante para a forma das curvas de S^* e St ; ao contrário, grandes variações quanto à ordem de grandeza das taxas médias de subsidência (Figs. 4 e 5) são observadas.

Os valores médios para $\Delta S^*/\Delta t$ equivalem a aproximadamente 34% daqueles relativos à taxa de subsidência total ($\Delta St/\Delta t$) (Tab. 1), o que indica forte influência da carga imposta pelo peso dos sedimentos na subsidência total da bacia durante o permo-carbonífero (em torno de 66% do total).

É importante salientar que, à parte das características já citadas, a referida seqüência exibe para todas as unidades constituintes valores médios anormalmente altos para ambas as taxas de subsidência ($\Delta S^*/\Delta t$ e $\Delta St/\Delta t$) (Tab. 1). É curioso observar tal comportamento em unidades cuja deposição foi geralmente de caráter global para toda a bacia, que a esse tempo adquiriu sua maior extensão como área receptora de sedimentos. Valores médios para toda a seqüência permo-carbonífera da ordem de 78 m/Ma para taxa de subsidência total e 25 m/Ma para taxa de subsidência tectônica estão muito acima da média aceita para a bacia. Essas altas taxas em geral estão associadas à sedimentação comum a riftes interiores (Bacia do Recôncavo, por exemplo) e marginais (bacias Potiguar e Sergipe/Alagoas entre outras). Nota-se uma razoável coincidência entre os valores de taxa média de subsidência total obtidos para cada unidade componente da seqüência permo-carbonífera (Tab. 1) e valores para o mesmo parâmetro verificados para o Cenozóico do Golfo de Suez por Scott & Govean (1985) (média em torno de 167 m/Ma). Para a fase rifte das Bacias Potiguar (Mello 1987) e Sergipe/Alagoas (Chang & Kowsmann 1984) são observadas as seguintes taxas de subsidência: Potiguar, $20 < \Delta S^*/\Delta t < 84$ e $46 < \Delta St/\Delta t < 205$; e SE/AL, $33 < \Delta S^*/\Delta t < 97$ e $64 < \Delta St/\Delta t < 208$. Como se pode notar, esses valores ficam próximos dos obtidos para a seqüência permo-carbonífera da Bacia do Paraná.

Da mesma forma que para as seqüências siluriana e devoniana, verifica-se para o pacote vulcano-sedimentar englobado pelas seqüências triássica e juro-cretácica um padrão consistente para a forma das curvas de subsidência (Figs. 2 e 3) e, além disso, valores de taxa de subsidência bem abaixo da média geral calculada para a bacia (exceção feita à Formação Serra Geral).

Valores de gradiente para a curva de S^* ficam em torno de 2 m/Ma, considerando-se ou não a Formação Serra Geral, enquanto para $\Delta St/\Delta t$ obtém-se uma média de 4 m/Ma, não considerando os basaltos, e 10 m/Ma no caso de se incluir o efeito da carga dessas extrusivas (Tab. 1). Assim sendo, pela comparação direta das várias curvas de S^* e St obtidas para o período que vai de 144 a 119 Ma (Formação Serra Geral), pode-se apreciar quantitativamente a grande influência causada pela carga das rochas vulcânicas na subsidência total da bacia. Essa carga adicional induziu um aumento no gradiente médio (ou seja, calculado para as duas seqüências em estudo) da or-

dem de 6 m/Ma, isto é, 150% do valor alcançado ignorando-se o peso dos basaltos. Outro fato esclarecedor desse fenômeno diz respeito ao valor médio para $\Delta S^*/\Delta t$ corresponder a apenas 14% do valor de $\Delta St/\Delta t$ calculado para o tempo Serra Geral; no caso das unidades Pirambóia, Rosário do Sul e Botucatu, essa relação fica em torno dos 38% (Tab. 1).

Quanto à forma das curvas de subsidência tectônica para essa época (de 238 a 65 Ma; Figs. 2 e 3), parece corresponderem elas a curvas de crescimento exponencial da subsidência com o tempo, como previsto por modelos em que é considerado o efeito da contração termal de uma placa litosférica previamente aquecida.

MODELAGEM TERMOMECAÂNICA DA BACIA Introdução

A subsidência tectônica de bacias intracratônicas, embora de modo geral se mostre parecida à fase de subsidência térmica das bacias de margem passiva, torna-se mais complexa principalmente por possuir várias descontinuidades no formato básico de sua curva. Essas "quebras" no padrão de subsidência esperado estão associadas a discordâncias regionais presentes nessas bacias, as quais podem ter duração de até 150 Ma; como exemplo, podem-se citar as curvas para a Bacia do Paraná apresentadas no presente trabalho (Figs. 2 e 3) e também outras obtidas na Bacia de Michigan (Nunn & Sleep 1982) e na Bacia do Médio Amazonas (Nunn & Aires 1984).

As reativações da subsidência nas bacias intracratônicas podem estar associadas a vários eventos distensivos (riftes episódicos) ou, então, podem relacionar-se a reorganizações maiores no mosaico da tectônica de placas ocorridas ao longo do tempo englobado pela evolução da bacia, por exemplo: colisões, formação de novas bacias oceânicas etc (Karner 1985).

Na realidade, ainda não se tem, atualmente, idéia precisa acerca dos reais processos relacionados com a origem e a evolução das bacias intracratônicas em geral. Vários modelos alternativos já foram propostos, mas a hipótese mais viável, no entender do autor, ainda é a de que a gênese dessas bacias está relacionada a um afinamento da litosfera com origem em algum tipo de mecanismo tectônico no qual predominaram esforços de natureza extensional, embora não tenham esses alcançado magnitude tão elevada, como no caso das bacias de margem passiva.

Assim sendo, para a realização da presente modelagem foram selecionados os modelos de extensão uniforme (McKenzie 1978) e não-uniforme (Royden & Keen 1980) tendo em vista, principalmente, que: a. eles são capazes de explicar razoavelmente os padrões observados para as curvas de subsidência tectônica; b. como se conhecem os estados térmicos inicial e final da litosfera em cada um dos modelos, pode-se determinar com facilidade a distribuição de temperatura e fluxo de calor na superfície em função do tempo; c. são matematicamente versáteis e preditivos; d. podem ser facilmente testados geologicamente.

No modelo de McKenzie (1978) é proposta uma extensão uniforme, invariante com a profundidade, para toda a litosfera. Já no caso do modelo definido por Royden & Keen (1980), tal limitação não se faz necessária, porém persiste a invariância lateral da extensão. Essa modificação básica efetuada no modelo original é justificada pelo fato já comprovado de a litosfera não se deformar homogeneamente sob a ação de um esforço, principalmente devido à suas propriedades reológicas variarem conforme a temperatura e a pressão. A porção superior da litosfera, representada pela crosta, tem uma tendência a se deformar segundo um regime rúptil enquanto a região subcrustal, segundo um comportamento dúctil (Royden & Keen 1980).

Em nenhum dos dois modelos foi considerada a produção de calor a partir de isótopos radioativos presentes, principalmente na porção superior da crosta continental, o que modificaria o padrão linear assumido para os gradientes geotérmicos de equilíbrio (*steady-state*).

Tanto para o caso de extensão uniforme como não-uniforme é considerada uma litosfera sem rigidez flexural (D), ou seja, um equilíbrio isostático local (*Airy isostasy*); também se admite que só exista fluxo de calor na direção vertical. Tais hipóteses visam principalmente a simplificação dos cálculos e também, no caso do presente trabalho, manter a continuidade do tratamento já atribuído ao processo de despimento das camadas, onde foi considerado $D=0$.

Na tabela 2 encontra-se o conjunto completo dos valores usados para os parâmetros envolvidos nas modelagens termomecânica e flexural.

Tabela 2 – Valores dos parâmetros utilizados na modelagem termomecânica e flexural

Table 2 – Values of the parameters used in the thermomechanical and flexural modelling.

Parâmetro	Símbolo	Valor Considerado
Espessura litosférica inicial	a	170 km
Espessura crustal inicial	tc	32 km
Coefficiente de expansão térmica	α	$3.28 \times 10^{-5} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$
Temperatura na base da litosfera	Tm	1333 $^\circ\text{C}$
Densidade do manto a 0°C	ρ_m	3.33 g cm^{-3}
Densidade da crosta a 0°C	ρ_c	2.80 g cm^{-3}
Densidade da água	ρ_w	1.03 g cm^{-3}
Difusividade térmica da litosfera	K	$8.0 \times 10^{-3} \text{ cm}^2 \text{ S}^{-1}$
Condutividade térmica da litosfera	k	$12.75 \times 10^{-3} \text{ cal cm}^{-1} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1} \text{ S}^{-1}$
Constante termo – temporal litosfera	τ	116 ma
Fluxo de calor superficial no estado de equilíbrio ($t \rightarrow \infty$)	$\frac{KT_m}{a}$	$1 \mu \text{ cal cm}^{-2} \text{ S}^{-1}$
Condutividade térmica para os grãos de folhelho	km (FOL)	$4.6 \times 10^{-3} \text{ cal cm}^{-1} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1} \text{ S}^{-1}$
Condutividade térmica para os grãos de arenito	km (ARN)	$10.0 \times 10^{-3} \text{ cal cm}^{-1} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1} \text{ S}^{-1}$
Condutividade térmica para o basalto	km (BAS)	$5.0 \times 10^{-3} \text{ cal cm}^{-1} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1} \text{ S}^{-1}$
Condutividade térmica da água	kw	$1.35 \times 10^{-3} \text{ cal cm}^{-1} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1} \text{ S}^{-1}$
Módulo de Young	E	$1.0 \times 10^{12} \text{ g cm}^{-1} \text{ S}^{-2}$
Razão de Poisson	ν	0.25

Estimativa dos graus de distensão crustal e subcrustal

Com base nas curvas de subsidência observadas (Figs. 2 e 3), foram definidos dois eventos distensivos principais para a bacia; o primeiro, acontecido a aproximadamente 414 Ma, foi responsável pela deposição das seqüências siluriana e devoniana; o segundo teve início em algum tempo dentro do grande intervalo englobado pela discordância neodevoniense/eocarbonífera e cessou a aproximadamente 296 Ma com o início da sedimentação Itararé, sendo o responsável pela deposição das seqüências permo-carbonífera, triássica e juro-cretácica. Só para fins de cálculo, tais fenômenos foram considerados como instantâneos; assim sendo, o primeiro teve lugar a 414 Ma e o segundo a 296 a partir de hoje (Figs. 6 e 7).

Embora se tenham verificado, para a seqüência permo-car-

Legenda:

Legend:

- – Curva de subsidência observada
- Curva de subsidência teórica
- – Observed subsidence curve
- Theoretical subsidence curve

Figuras 6 e 7 – Gráficos com a curva de subsidência tectônica observada (S^*) e a curva teórica que melhor se ajustou a ela; para os poços 2-AL-1-SC e 2-AR-1-SP

Figures 6 and 7 – Diagrams with the observed tectonic subsidence rate (S^*) and the theoretical curve that better fitted to it; wells 2-AL-1-SC and 2-AR-1-SP

bonífera, taxas de subsidência que podem diagnosticar uma fase rifte nesse período (com duração aproximada de 48 Ma), não há qualquer outra evidência que também venha a confirmar essa hipótese. Desse modo, não foi possível considerar-se na modelagem uma deposição do tipo rifte associada a essa seqüência.

Pelo que ilustram as figuras 2 e 3, não chega a ser verificado um aumento na taxa de subsidência tectônica que justifique a proposição de um terceiro estiramento regional para a bacia associado à extrusão das lavas básicas componentes da Formação Serra Geral. Tendo em vista o valor de 116 Ma, obtido para a constante termotemporal da litosfera na região, a aproximadamente 108 Ma a partir do segundo evento aqui considerado, quando teve início a sedimentação da seqüência juro-cretácica, ainda havia, no mínimo, 1/3 do total de calor introduzido pelo citado evento a ser dissipado. A dissipação do calor remanescente, em conjunto com o efeito concomitante da carga devida ao peso das rochas vulcânicas, parece ter sido o principal responsável pela subsidência que abrigou a deposição da seqüência juro-cretácica. Pelas figuras 6 e 7, observa-se uma concordância muito boa entre as curvas de subsidência observadas e teóricas para o trecho dos gráficos relativos às seqüências triássica e juro-cretácica. Assim sendo, embora se acredite na existência de um quadro de esforços distensivos ao tempo dos derrames basálticos juro-cretácicos, pelo que ilustra a totalidade das curvas de subsidência aqui analisadas, esses esforços certamente não atingiram magnitude suficiente a ponto de originarem uma nova e significativa reativação da subsidência tectônica na bacia. A estruturação ocorrida na Bacia do Paraná, ligada aos fenômenos magmáticos mencionados e de grande importância na formação de trapas para hidrocarbonetos, parece ser unicamente associada aos próprios processos de intrusão e/ou extrusão ocorridos.

Ao primeiro evento distensivo, provavelmente de idade siluriana ou ordoviciano, estão associadas taxas de estiramento constantes para crosta e subcrosta. Essas são sempre de

magnitude bem pequena, variando de $\beta = 1,03$ (1-J-1-SP) na borda leste a $\beta = 1,09$ (3-CB-3-SP) na parte mais profunda da bacia, relativa ao eixo deposicional principal de direção aproximada NE-SW (Tab. 3).

A segunda grande extensão que sofreu a bacia, provavelmente durante o Eocarbonífero, proporcionou valores de estiramento crustal e subcrustal diferenciados. Os valores de β situaram-se entre 1,17 para o poço 1-J-1-SP e 1,28 para o 1-RS-1-PR; os valores de δ variaram de 1,12 (1-J-1-SP) a 1,25 (2-DOst-1-MT); para maiores detalhes, ver tabela 3. Com exceção dos poços situados no atual depocentro (3-CB-3-SPB-1-SP), houve sempre a situação em que $\beta > \delta$.

Baseado nos valores estimados para δ e β no contexto do modelo tectônico aqui adotado, pode-se concluir que, se presente alguma estruturação do tipo rifte na Bacia do Paraná, esta não deverá ser muito profunda e estará concentrada, principalmente, na região do eixo central (NE-SW) da bacia.

Em ambas as depressões que limitam o Arco de Ponta Grossa são observados elevados valores para as taxas de distensão, porém geralmente abaixo daqueles verificados para o eixo central e borda ocidental da bacia.

Evolução termal da bacia Com o intuito de ilustrar as discussões a seguir, são apresentados alguns exemplos dos diagramas tempo-temperatura (Figs. 8 e 9) e índice de maturação *C versus tempo* (Figs. 10 e 11). Estes gráficos, em conjunto com os de fluxo de calor na superfície *versus tempo*, e condutividade térmica *versus profundidade*, constituem o resultado final da modelagem termomecânica realizada. Esses quatro tipos de diagrama foram construídos para cada um dos oito poços selecionados para essa etapa da pesquisa; são eles: 2-DOst-1-MT; 3-CB-3-SP; 2-TB-1-SP; 2-AL-1-SC; 1-RS-1-PR; 1-J-1-SP; 2-LIst-1-SP; e 2-AR-1-SP.

Nos diagramas tempo-temperatura é representada a história completa de soterramento das unidades em conjunto com a evolução da estruturação termal da bacia e crosta subjacente ao longo do tempo. Pelos gráficos de índice *C*, pode-se avaliar o estado de maturação da matéria orgânica presente nos sedimentos; nesses diagramas tem-se que a janela de geração de óleo é definida pelos valores de $C = 10$ e $C = 16$ (segundo Royden *et al.* 1980).

Vale salientar que, na modelagem realizada, não foi computado o efeito térmico ligado ao magmatismo juro-cretácico que atuou na bacia.

Como era de esperar, a região central da bacia, representada pelo poço 3-CB-3-SP, apresenta os mais elevados gra-

dientes geotérmicos. Além disso, verifica-se, em geral, uma boa concordância entre os gradientes observados e aqueles calculados.

Pelos diagramas tempo-temperatura pode-se observar que, desde muito tempo, as principais unidades potencialmente geradoras de hidrocarbonetos na bacia ficam posicionadas em uma faixa do gráfico em que a temperatura é favorável à maturação da matéria orgânica; desde aproximadamente 135 a 255 Ma (a partir do presente) para as formações Irati e Ponta Grossa, respectivamente.

Com base nos diagramas índice *C versus tempo*, verifica-se que a Formação Ponta Grossa entra na janela de geração a aproximadamente 247 Ma na região centro-ocidental da bacia, enquanto, mais próximo da borda leste, observam-se idades mais novas, em torno de no máximo 170 Ma, para o provável começo da geração de óleo na referida formação. Segundo os gráficos citados, nota-se uma tendência dessa unidade à geração de óleos leves, ou seja, é comum sua curva de índice *C* posicionar-se no intervalo $12 < C < 14$ (segundo Royden *et al.* 1980).

Observa-se que a Formação Irati encontra a janela de geração em quatro dos oito poços estudados; isso se dá a aproximadamente 90 Ma. Além disso, verifica-se que essa unidade ficou sujeita a temperaturas relativamente baixas, em geral pouco superiores a 70°C, e também está associada a valores de índice *C* (acumulado até hoje) sempre inferiores a 12 unidades.

Os valores de idade aqui encontrados (a partir das curvas de índice *C*) para o provável início da geração de hidrocarbonetos líquidos nas unidades Irati e Ponta Grossa estão em concordância com o que diz a esse respeito Monteiro (1971, apud Franke 1985).

ALGUMAS CONSIDERAÇÕES ACERCA DA EVOLUÇÃO DA BACIA

Introdução Pelos perfis AA' e BB', os quais se estendem, respectivamente, na direção E-W aproximadamente paralelo à latitude de 22S (porção norte da bacia) e na direção NE-SW, seguindo o contorno geral da borda leste da bacia (Fig. 1), foi analisada a evolução do depocentro central da bacia (perfil AA') e da região do atual Arco de Ponta Grossa e depressões adjacentes (seção BB'), em um contexto tanto de isostasia local como regional.

Em todas as seções foi calibrada a escala vertical de modo a resultar um exagero de 200 vezes em relação à horizontal. Foi adotado um datum à altitude média de 600 m para todos os perfis.

Tabela 3 – Valores estimados para os graus de distensão crustal e subcrustal (δ e β , respectivamente; dois eventos): afinamento crustal e subcrustal associado

Table 3 – Estimated values of the crustal (δ) and subcrustal (β) extension rates; crustal and subcrustal thinning associated.

Poço	1º Evento		2º Evento		Total	
	δ/β	Afinamento (%)	δ/β	Afinamento (%)	δ/β	Afinamento (%)
2-DOst-1-MT	1.06/1.06	6	1.25/1.27	20/21	1.31/1.33	24/25
3-CB-3-SP	1.09/1.09	8	1.22/1.18	18/15	1.31/1.27	24/21
2-TB-1-SP	1.08/1.08	7	1.20/1.18	17/15	1.28/1.26	22/21
2-AL-1-SC	1.05/1.05	5	1.17/1.25	15/20	1.22/1.30	18/23
1-RS-1-PR	1.07/1.07	7	1.18/1.28	15/22	1.25/1.35	20/26
1-J-1-PR	1.03/1.03	3	1.12/1.17	11/15	1.15/1.20	13/17
2-LIst-1-SP	1.04/1.04	4	1.17/1.23	15/19	1.21/1.27	17/21
2-AR-1-SP	1.05/1.05	5	1.18/1.26	15/21	1.23/1.31	19/24
Média considerando todos os poços acima	1.06/1.06	6	1.19/1.23	16/19	1.25/1.29	20/22

Figura 8 – Diagrama tempo-temperatura (poço 3-CB-3-SP): 1 unidades de tempo estabelecidas; + Formação Ponta Grossa; * Formação Irati; ** Formação Irati + Formação Palermo; *** Formação Irati + Formação Palermo + Formação Teresina; o Formação Rio Bonito; oo Formação Rio Bonito + Grupo Itararé (porção superior); 30° isothermas

Figure 8 – Time-temperature diagram (Well 3-CB-3-SP): (1) Time units; (+) Ponta Grossa Formation; (*) Irati Formation; (**) Irati Formation + Palermo Formation; (***) Irati Formation + Palermo Formation + Teresina Formation; (o) Rio Bonito Formation; (oo) Rio Bonito Formation + Itararé Group (superior portion); 30° Isotherms

Figura 9 – Diagrama tempo-temperatura (poço 2-AL-1-SC): 1 unidades de tempo estabelecidas; + Formação Ponta Grossa; * Formação Irati; ** Formação Irati + Formação Palermo; *** Formação Irati + Formação Palermo + Formação Teresina; o Formação Rio Bonito; oo Formação Rio Bonito + Grupo Itararé (porção superior); 30° isothermas

Figure 9 – Time-temperature diagram (Well 2-AL-1-SC): (1) Time units; (+) Ponta Grossa Formation; (*) Irati Formation; (**) Irati Formation + Palermo Formation; (***) Irati Formation + Palermo Formation + Teresina Formation; (o) Rio Bonito Formation; (oo) Rio Bonito Formation + Itararé Group (superior portion); 30° Isotherms

Resultados obtidos em um contexto de isostasia local Pela análise do conjunto de perfis AA', pode-se verificar a significativa mudança de posição do depocentro central da bacia entre as idades de 296 e 255 Ma (Figs. 12 A e B) enquanto, posteriormente, não mais se verifica tamanha variação.

Figura 10 – Gráfico índice C de maturação versus tempo (poço 3-CB-3-SP): 1 -> unidades de tempo estabelecidas; -.-.-, limite inferior da janela de geração de óleo (segundo Royden et al. 1980); + Formação Ponta Grossa; * Formação Irati; ** Formação Irati + Formação Palermo; *** Formação Irati + Formação Palermo + Formação Teresina; o Formação Rio Bonito; oo Formação Rio Bonito + Grupo Itararé (porção superior); 30° isothermas

Figure 10 – Diagram: "C" maturation index versus time (well 3-CB-3-SP): 1 -> time units; -.-.-, inferior limit of the oil generation window (after Royden et al. 1980); (+) Ponta Grossa Formation; (*) Irati Formation; (**) Irati Formation + Palermo Formation; (***) Irati Formation + Palermo Formation + Teresina Formation; (o) Rio Bonito Formation; (oo) Rio Bonito Formation + Itararé Group (superior portion); 30° Isotherms

Figura 11 – Gráfico índice C de maturação versus tempo (poço 2-AL-1-SC): 1 -> unidades de tempo estabelecidas; -.-.-, limite inferior da janela de geração de óleo (segundo Royden et al. 1980); + Formação Ponta Grossa; * Formação Irati; ** Formação Irati + Formação Palermo; *** Formação Irati + Formação Palermo + Formação Teresina; o Formação Rio Bonito; oo Formação Rio Bonito + Grupo Itararé (porção superior); 30° isothermas

Figure 11 – Diagram: "C" maturation index versus time (well 2-AL-1-SC): 1 -> time units; -.-.-, inferior limit of the oil generation window (after Royden et al. 1980); (+) Ponta Grossa Formation; (*) Irati Formation; (**) Irati Formation + Palermo Formation; (***) Irati Formation + Palermo Formation + Teresina Formation; (o) Rio Bonito Formation; (oo) Rio Bonito Formation + Itararé Group (superior portion); 30° Isotherms

Também se nota que, a princípio, a Bacia do Paraná possuía uma acentuada assimetria E-W, com seu flanco leste bem mais íngreme que o oeste. Passada a deposição das primeiras três unidades da seqüência permo-carbonífera, observa-se que houve uma inversão dessa situação inicial, passando agora a ser a borda oeste a mais íngreme (Fig. 12B). Essa geometria persistiu para os horizontes de 238 e 0 Ma, embora, atualmente, não mais se verifique uma diferença tão pronunciada entre os gradientes das bordas ocidental e oriental da bacia (Fig. 12C).

Figura 12 – Seções de subsidência tectônica (W^*) e de contorno estrutural do embasamento descompactado (W_{obs} ; $D = 0$) (AA' para as idades de 255, 238 e 0 Ma)

Figure 12—Tectonic subsidence sections (W^*) and the ones of the structural contour of the basement (W_{obs} ; $D=0$)(AA' to the ages of 255, 238 and 0 Ma)

As seções BB', relativas aos horizontes de 238 a 0 Ma (Figs. 13B e C), ilustram duas etapas da evolução do Arco de Ponta Grossa e depocentros adjacentes. Deve-se notar que a região abrangida pela atual Depressão de São Paulo (porção NE do perfil) se apresenta como uma área com tendências maiores à subsidência, desde bem cedo na história da bacia; já no perfil relativo à idade de 255 Ma (Fig. 13A), observa-se um depocentro maior nessa região. Só a partir do Mesotriássico (Fig. 13B), tem início a formação de uma depressão na região que ocupa atualmente o Sinclinal de Torres. A esse tempo, também já começa a formação do que mais tarde viria a ser o Arco de Ponta Grossa. Deve-se atentar nas figuras 13B e 13C para o fato de os perfis de subsidência tectônica (W^*) mostrarem a pouca contribuição que processos tectono-térmicos em geral prestaram ao desenvolvimento desse arco. Para os horizontes de 238 e 0 Ma, o efeito da carga sedimentar (incluindo as rochas vulcânicas) amplificando em muito a subsidência nas depressões de São Paulo e Santa Catarina foi indiretamente responsável por 69% (aproximadamente) do soerguimento relativo total do Arco de Ponta Grossa. A esse respeito, é importante lembrar que, pelos perfis apresentados, o arco em estudo não apresentou um soerguimento significativo em termos absolutos; ele, na verdade, permaneceu a uma profundidade em torno de - 2.300 m (em relação ao datum considerado) e as depressões vizinhas é que experimentaram uma subsidência acentuada.

Embora se acredite na contribuição de processos térmicos de natureza profunda à evolução do Arco de Ponta Grossa, a presente análise vem provar que tais mecanismos agiram de forma secundária em relação ao efeito maior causado pela carga das rochas ígneas extrusivas e sedimentos. É provável que mecanismos térmicos estejam ligados à fase inicial de desenvolvimento do arco, o qual, posteriormente, foi em grande parte amplificado pelo efeito das cargas superficiais citadas (conjugadas com alguma parcela de erosão) até alcançar sua atual geometria.

Rigidez flexural da litosfera na região da bacia Para a realização da modelagem flexural, lançou-se mão do programa ELASFLE (Oliveira 1987), que considera uma reologia elástica para a litosfera. Tendo em vista os resultados satisfatórios alcançados, não foi necessário utilizar-se modelos reológicos mais complexos. Nas figuras 14A e 14B são ilustrados dois exemplos dos perfis de flexura calculados.

Os valores de rigidez flexural efetiva (D) foram considerados constantes tanto no espaço quanto no tempo. Houve necessidade de se formular a primeira hipótese tendo em vista que simplifica os cálculos matemáticos, além de resultar em bons resultados, principalmente por se tratar de modelagem de caráter regional em uma bacia de grandes dimensões como a do Paraná, que jaz sobre terrenos de natureza geotectônica diversa, o que acarreta comportamento mecânico variado. Não se acredita em grandes variações temporais para os valores de D tendo em vista que a estrutura termal da litosfera foi pouco alterada em decorrência dos baixos graus de distensão crustal e subcrustal associados com a origem e evolução da bacia.

Considerando as duas aproximações descritas, além do fato de a maior parte do embasamento da Bacia do Paraná ser de idade brasileira, foi selecionada uma faixa de valores de espessura elástica efetiva entre 30 e 35 km ($D = 2,40 \times 10^{30}$ e $3,81 \times 10^{30}$ dina.cm, respectivamente), que é tida como representativa da média dos valores admitidos por esse parâmetro ao longo da história da bacia.

Tais valores ficam próximos dos estimados para a Bacia de Michigan (Haxby *et al.* 1976, Nunn & Sleep 1984), Bacia de Paris (Brunet e Le Pichon 1982), bacias do interior da Austrália (Lambeck 1983) e para a litosfera continental de um modo geral (Walcott 1970, Stephenson 1984, Beaumont 1981).

Foi realizada a modelagem flexural ao longo dos perfis

Figura 13 – Seções de subsidência tectônica (W^*) e de contorno estrutural do embasamento descompactado (W_{obs} ; $D=0$) (BB' para as idades de 255, 238 e 0 ma)

Figure 13 – Tectonic subsidence sections (W^*) and the ones of the structural contour of the basement (W_{obs} ; $D=0$) (BB' to the ages of 255, 238 and 0 ma)

utilizando-se os valores-limites da faixa estabelecida. Para as seções AA' e BB' foram considerados valores para espessura elástica efetiva de 35 e 30 km, respectivamente (Figs. 14A e B).

Como se observa nos perfis ilustrados (Figs. 14A e B),

para haver uma melhor concordância entre as seções calculadas e observadas, deve-se considerar uma espessura mínima de sedimentos e rochas vulcânicas que foi erodida durante os períodos de não deposição que aconteceram ao longo da evolução da bacia. Sem a ação de fenômenos erosivos, a bacia haveria de apresentar hoje extensão geográfica maior que a observada. O padrão de afloramento das unidades litoestratigráficas verificado próximo aos limites da Bacia do Paraná (a idade das unidades vai decrescendo a partir das bordas em direção ao interior da bacia) também parece ser devido principalmente à ação da erosão.

Figura 14 – Perfis de flexura (calculados; W_{35} e W_{30}) em conjunto com os de contorno estrutural do embasamento descompactado (W_{obs} ; $D=0$) (AA' e BB' para o horizonte de 0 ma)

Figure 14 – Flexure profiles (calculated; W_{35} and W_{30}) with the ones the structural contour of the basement (W_{obs} ; $D=0$) (AA' and BB' for the horizon of 0 ma)

Nota-se que os perfis de flexura calculados (Figs. 14A e B) conseguem reproduzir muito bem as principais estruturas regionais observadas para o embasamento da bacia. Também se verifica que essas seções se aproximam em muito daquelas obtidas a partir de uma modelagem do tipo Airy (W_{obs} ; Figs. 14A e B), na qual é considerada uma litosfera sem rigidez flexural.

Pelo gráfico da figura 15, consegue-se obter uma explicação para os fatos mencionados. Considerando que os comprimentos de onda das distribuições de carga envolvidas na modelagem ficam em torno de 1.000 km, pode-se concluir, pelo gráfico de $\phi(\lambda)$ (Fig. 15), que aconteceu muito pouca atenuação dentro do espectro de frequência

Figura 15 - Gráfico do operador de filtro para uma litosfera elástica (Φ) em função dos comprimentos de onda das cargas associadas e dos valores de espessura elástica efetiva (T_e) (modificado de Karner 1985)

Figure 15 - Graphical representation of the filter operator for an elastic lithosphere (Φ) versus the wave length of the loads and the values of the effective elastic thickness (T_e) (modified from Karner 1985)

dessas cargas ($\Phi \rightarrow 1$; o operador de filtro praticamente não age); isto é, considerando a faixa de valores de espessura elástica efetiva (T_e) selecionada, a litosfera na área estudada se comporta como se possuísse rigidez flexural (D) próximo de zero (tendência a uma situação de isostasia local).

Além disso, pode-se adiantar que qualquer modelagem flexural de caráter regional (comprimentos de onda acima de 800 km) na Bacia do Paraná, que utilize valores de espessura elástica efetiva abaixo da faixa aqui usada, também não resultará em respostas muito diferentes do caso em que $D = 0$.

Por fim, pode-se afirmar que a hipótese de isostasia local, admitida para a realização do processo de *backstripping* e na modelagem termomecânica da bacia, é plenamente justificável e não chega a induzir erros apreciáveis quando aplicada para a Bacia do Paraná.

CONCLUSÕES

A. Desde a deposição da sequência mais antiga da bacia, a parcela da subsidência total associada à carga de sedimentos é significativa. O efeito da carga vulcano-sedimentar atinge seu máximo com a extrusão das lavas Serra Geral; a esse tempo ocorre uma reativação da subsidência na bacia unicamente com origem na carga das rochas vulcânicas.

B. Quanto à subsidência tectônica associada à deposição das sequências siluriana, devoniana, triássica e juro-cretácica, verifica-se um controle da mesma exercido por algum mecanismo no qual predominou o processo de contração termal da litosfera.

C. No caso da sequência permo-carbonífera, observam-se, de modo geral, altas taxas de subsidência (total e tectônica); os valores de $\Delta S^*/\Delta t$ e $\Delta St/\Delta t$ aqui obtidos se aproximam daqueles calculados para a fase rifte das bacias Potiguar e Sergipe/Alagoas, entre outras.

D. Pelo que mostram as curvas S^* observadas (Figs. 2 e 3), não fica claramente definido um terceiro estiramento de escala regional na bacia associado à deposição da sequência juro-cretácica; considerando-se que não houve perda de calor na fase inicial, ao tempo de 188 Ma ainda restava, aproximadamente, 1/3 do total de calor introduzido pelo segundo evento distensivo a ser dissipado. Esse calor seria capaz de gerar uma sub-

sidência térmica suficiente para iniciar a deposição das sequências triássica e juro-cretácica. Assim sendo, acredita-se que o grande derrame de lavas da Bacia do Paraná ocorreu de forma passiva, ou seja, embora o fenômeno esteja associado a um certo predomínio de esforços distensivos de caráter regional, esses esforços não alcançaram, na Bacia do Paraná, magnitude suficiente a ponto de originarem uma nova e significativa reativação da subsidência tectônica.

E. Ao primeiro evento distensivo detectado na bacia, com idade mínima de 414 Ma, estão associados graus de distensão constantes verticalmente e iguais a 1,06 em média. Já para o segundo grande estiramento (± 296 Ma), notam-se taxas de distensão crustal e subcrustal diferenciadas e com valores médios em torno de 1,19 e 1,23, respectivamente. Assim sendo, verifica-se que a crosta continental subjacente à Bacia do Paraná foi afinada em aproximadamente 21% em consequência dos dois eventos citados.

F. Considerando a quantidade de calor cedida à bacia apenas em decorrência desses dois eventos, a Formação Irati entrou na janela de geração de hidrocarbonetos líquidos a aproximadamente 90 Ma. A Formação Ponta Grossa encontrou a referida janela a aproximadamente 247 Ma na região centro-ocidental da bacia e, a cerca de 170 Ma, no máximo, em áreas mais próximas à borda leste. Segundo os diagramas-índice C de maturação *versus* tempo (Figs. 10 e 11), a Formação Ponta Grossa mostra uma tendência à geração de óleos leves.

G. Pelo que mostra o perfil BB' para os horizontes de 238 e 0 Ma (Figs. 13B e C), o Arco de Ponta Grossa não experimentou um soerguimento significativo em termos absolutos; este arco foi configurado em sua forma atual principalmente em decorrência do efeito da carga vulcano-sedimentar, que fez ambas as depressões que o limitam apresentarem uma acentuada subsidência a partir do Eotriássico. Os dois perfis citados ilustram a pequena contribuição prestada por processos de origem tectônica ao desenvolvimento final da estrutura (em torno de 31%).

Assim sendo, acredita-se que processos térmicos tenham agido somente de forma secundária na configuração final do Arco de Ponta Grossa; talvez tenham sido eles os responsáveis pelo início do soerguimento, o qual, em seguida, foi em grande parte amplificado pelo efeito das cargas superficiais mencionadas.

H. Considerando uma reologia elástica para a litosfera na região, conseguiu-se reproduzir consideravelmente bem as principais estruturas regionais do embasamento da bacia, utilizando-se valores de espessura elástica efetiva (T_e) na faixa de 30 a 35 km ($D = 2,40 \times 10^{30}$ e $3,81 \times 10^{30}$ dina.cm, respectivamente) (Fig. 14).

I. Dentro da faixa de valores de T_e selecionada, a litosfera na região da Bacia do Paraná se comporta, desde o final do Devoniano, como se não possuísse rigidez flexural; isso se deve ao efeito de grande comprimento de onda das distribuições de carga por ela suportadas desde esta época (em torno de 1000 km).

Assim sendo, parece bem viável a hipótese de isostasia local (*Airy*) admitida para a realização do processo de despinamento das camadas, como também na modelagem termomecânica da bacia.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BEAUMONT, C. 1981. Foreland basins. *Geophys. J.R. Astr. Soc.*, 65:291-329.
- BRUNET, M. & LE PICHON, X. 1982. Subsidence of the Paris Basin. *J. Geophys. Res.*, 87:8547-8560.
- CHANG, H.K. & KOWSMANN, R.O. 1984. Diagramas de "backstripping" da Bacia de Sergipe-Alagoas. Rio de Janeiro, Petrobrás/Cenpes. (Rel. int.).
- FRANKE, M.R. 1985. Bacia do Paraná: Trabalhos realizados, resultados e perspectivas exploratórias. Rio de Janeiro, Petrobrás. 15p. (Rel. int.).
- HAMZA, V.M.; ESTON, S.M.; FURUMOTO, S.; RIBEIRO, C.L.M.; BECKER, E.A.; VIEIRA, R.J.; SANTOS, P.V. 1983. Pesquisas geotérmicas na exploração de hidrocarbonetos na Bacia do Paraná. São Paulo, Paulipetro. (Rel. IPT/Paulipetro 18271).

- HARLAND, W.B.; COX, A.V.; LLEWELLYN, P.G.; PICKTON, C.A.; SMITH, A.G.; WALTERS, R. 1982. *A geologic timescale*. Cambridge, Cambridge University Press. p. 7-44 (Cambridge Earth Science Series).
- HAXBY, W.F.; TURCOTTE, D.L.; BIRD, J.M. 1976. Thermal and mechanical evolution of the Michigan Basin. *Tectonophysics*, 36:57-75.
- KARNER, G.D. 1985. *Continental tectonics - a quantitative view of the thermal and mechanical properties of the continental lithosphere in compressional and extensional stress regimes*. England, University of Durham.
- KARNER, G.D. 1986. Notas do curso de Tectonofísica. Ouro Preto. (Tese de Mestrado, Univ. Fed. Ouro Preto).
- LAMBECK, K. 1983. Structure and evolution of the intracratonic basins of central Australia. *Geophys. J.R. Astr. Soc.*, 74:843-886.
- McKENZIE, D.P. 1978. Some remarks on the development of sedimentary basins. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 40:25-32.
- MELLO, U.T. 1987. *Evolução Termomecânica da Bacia Potiguar*. Ouro Preto. (Tese de Mestrado, Univ. Fed. Ouro Preto).
- NUNN, J.A. & AIRES, J.R. 1984. *Subsidence history and tectonic evolution of the Middle Amazon Basin, Brazil*. s.l., s. ed.
- NUNN, J.A. & SLEEP, N.H. 1982. Thermal contraction and flexure of intracratonic basins: a three-dimensions study of the Michigan Basin. *Geophys. J.R. Astr. Soc.*, 76:587-635.
- OLIVEIRA, L.O.A. 1987. *Aspectos da Evolução Termomecânica da Bacia do Paraná no Brasil*. Ouro Preto. (Tese de Mestrado, Univ. Fed. Ouro Preto).
- ROYDEN, L. & KEEN, C.E. 1980. Rifting processes and thermal evolution of the continental margin of eastern Canada determined from subsidence curves. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 51:343-361.
- ROYDEN, L.; SCLATER, J.G.; VON HERZEN, R.P. 1980. Continental margin subsidence and heat flow: important parameters in formation of petroleum hydrocarbons. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, 64:173-187.
- SCOTT, R.W. & GOVEAN, F.M. 1985. Early depositional history of a rift basin: Miocene in western Sinai. *Palaeogeogr., Palaeoecol.*, 52:143-158.
- SOARES, P.C. 1978. *Geometria, deformação e tensões em bacias intracratônicas: aplicações às Bacias do Paraná e Amazonas*. Rio Claro. (Tese de Livre-Docência, Unesp).
- STEPHENSON, R.S. 1984. Flexure models of continental lithosphere based on the long-term erosional decay of topography. *Geophys. J.R. Astr. Soc.*, 77:385-414.
- WALCOTT, R.I. 1970. Flexural rigidity, thickness and viscosity of the lithosphere. *J. Geophys. Res.*, 75(20):3941-3954.
- ZALÁN, P.V.; CONCEIÇÃO, J.C.J.; WOLFF, S.; ASTOLFI, M.A.M.; VIEIRA, I.S.; APPI, V.T.; NETO, E.V.S.; CERQUEIRA, J.R.; ZANNOTTO, O.A.; PAUMER, M.L.; MARQUES, A. 1986. *Análise da Bacia do Paraná*. Rio de Janeiro, Petrobrás. (Rel. int.).

MANUSCRITO 576

Recebido em 23 de novembro de 1988

Revisão do autor em 30 de junho de 1989

Revisão aceita em 30 de junho de 1989

Separar eventos catastróficos de episódicos é muito difícil, porque catastrófico possui um contexto humano, emocional. Vem do trabalho de Hutton e Lyell há mais de cem anos quando tentaram comparar sedimentação de eventos normais com eventos que causam catástrofes em relação ao homem; cheias de rios que destroem casas, cidades e matam pessoas, ou erupções do Vesúvio destruindo a cidade de Pompéia.

Roger G. Walker, 1988, (autor de Facies Models). Entrev. p/Bol. 03 CTC Estrat. Sedim. SBG