

CONTRIBUIÇÃO PARA O ESTUDO DA EVOLUÇÃO MECÂNICA DA BACIA DO PARANÁ

CONTRIBUTION TO THE STUDY OF THE MECHANICAL EVOLUTION OF THE PARANÁ BASIN

CONTRIBUCIÓN PARA EL ESTUDIO DE LA EVOLUCIÓN MECÁNICA DE LA CUENCA DEL PARANÁ

Márcia Cristina Lopes Quintas¹

Marta Silvia Maria Mantovani²

Pedro Victor Zalán³

RESUMO

Objetiva-se, aqui, fornecer subsídio geofísico para o estudo dos processos envolvidos na evolução mecânica da Bacia do Paraná. Esta bacia sedimentar é intracratônica, de idade ordoviciana-cretácica, localizada na porção S-SE do território brasileiro, compreendendo ainda parte do Paraguai, Argentina e Uruguai, em área de aproximadamente 1,4 milhões de km².

No estudo termomecânico, utilizaram-se 81 poços exploratórios para hidrocarbonetos perfurados pela PETROBRAS e PAULIPETRO, na aplicação de modelos distensivos de cisalhamento puro. Com essa modelagem, foi possível localizar a região de maiores esforços na Bacia, compreendida entre 23,8°S, 53,8°W e 22,3°S, 52,0°W – o que poderia refletir a existência de uma paleoestrutura representativa de limite entre blocos tectônicos. Discutem-se, também, os resultados obtidos, associados aos tipos de sedimentação descritos para as principais seqüências cronoestratigráficas.

(Originais recebidos em 14.08.96.)

ABSTRACT

The objective of this paper is to provide a geophysical contribution to the study of the processes involved in the mechanical evolution of the Paraná Basin. This Ordovician-Cretaceous sedimentary basin is intracratonic and located in the S-SE portion of Brazil, also comprising part of Paraguay, Argentina and Uruguay and covers approximately 1.4 million km². In the thermomechanical study, 81 exploratory boreholes for hydrocarbons drilled by PETROBRAS and PAULIPETRO were used, applying pure shear extensional models. With this modeling, it was possible to locate the region of greatest stress, between 23.8°S, 53.8°W and 22.3°S, 52.0°W which could reflect the existence of a paleostructure representing the boundary between tectonic blocks. The results obtained, associated with the types of sedimentation described for the principal chronostratigraphic sequences, are also discussed.

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

RESUMEN

Se objetiva, aquí, dar subsídio geofísico para el estudio de los procesos involucrados en la evolución mecánica de la Cuenca del Paraná. Esta cuenca sedimentaria es intracratónica, de edad ordoviciana-cretácica, ubicada en la porción S-SE del territorio brasileño, comprendiendo todavía parte del Paraguay, Argentina y Uruguay, en un área de aproximadamente 1 400 000 km². En el estudio termomecánico, se utilizaron 81 pozos explotadores para hidrocarbonetos perforados por PETROBRAS y PAULIPETRO, en la aplicación de modelos distensivos de cisalladura pura. Con ese

¹ Universidade Federal do Paraná (UFPR), Setor de Tecnologia, Campus Universitário, Centro Politécnico, C.P.19.011, CEP 81531-970, Curitiba, PR, Brasil.

e-mail: quintas@setuva.geologia.ufpr.br

² Universidade de São Paulo (USP), Instituto Astronômico e Geofísico, Rua do Matão, 1226, Cidade Universitária, CEP 05508-900, São Paulo, SP, Brasil.

e-mail: marta@iag.usp.br

³ E&P/GEREX/GEINOF, Av. República do Chile, 65, Centro, CEP 20035-900, Rio de Janeiro, RJ, Brasil.

e-mail: zalan@ep.petrobras.com.br

modelado, fue posible localizar la región de mayores esfuerzos, comprendida entre 23,8 °S, 53,8 °W y 22,3 °S, 52,0 °W – lo que podría reflejar la existencia de una paleoestructura representativa de límite entre bloques tectónicos. Se discuten, también, los resultados obtenidos, asociados a los tipos de sedimentación descritos para las principales secuencias cronoestratigráficas.

1. INTRODUÇÃO

A litosfera, constituída por um mosaico de placas, está sujeita a movimentos horizontais e verticais. Determinadas áreas com movimentos verticais, resultantes de ajustamentos isostáticos, acumulam grande volume de sedimentos, desenvolvendo as chamadas bacias sedimentares. O estudo do desenvolvimento dessas bacias é de grande interesse, uma vez que este propicia poderosa ferramenta na investigação de propriedades mecânicas da litosfera e na definição de possíveis áreas geradoras de recursos energéticos e minerais.

Objetiva-se, aqui, fornecer subsídio geofísico para o estudo dos processos tectônicos envolvidos na evolução mecânica da Bacia do Paraná, utilizando-se dados de poços exploratórios.

As experiências desenvolvidas em áreas análogas à Bacia do Paraná demonstraram resultados satisfatórios quando da utilização de modelos distensivos (cisalhamento puro) na explicação do desenvolvimento termomecânico dessas estruturas. Os dois modelos aqui aplicados, o de McKenzie (1978) e o de Royden e Keen (1980), atestam que o evento distensivo seja instantâneo, que o equilíbrio isostático seja mantido durante e depois do evento, que a transferência de calor seja estritamente vertical e que os efeitos da radioatividade na crosta sejam desprezíveis. Estes modelos são matematicamente semelhantes entre si, possuindo algumas diferenças nas suas respectivas estruturas térmicas. Entretanto, lembra-se que a presença de discordâncias, separando diversas fases de deposição, pode constituir sério obstáculo que, em casos extremos, invalida as evidências resultantes do modelamento, mesmo se aparentemente óbvias. Conseqüentemente, a utilização de metodologias complementares torna-se indispensável.

A modelagem termomecânica foi utilizada, anteriormente, por Oliveira (1987), que definiu pontos de afinamento crustal para a Bacia do Paraná ao longo de dois perfis, um longitudinal e outro transversal. A análise aqui apresentada, entretanto, recobre toda a área da porção brasileira da bacia e revela novos resultados quanto às estruturas que formam o seu embasamento, permitindo tecer considerações quanto à história evolutiva do segmento litosférico da porção S-SE brasileira.

2. REVISÃO GEOLÓGICA DA ÁREA

A Bacia do Paraná é do tipo intracratônica, com acumulação de rochas sedimentares e vulcânicas, com idades variando entre o Ordoviciano e o Cretáceo. O embasamento é composto por rochas ígneas e metamórficas. As idades radiométricas dessas rochas situam-se entre 700 e 450 Ma (Cordani *et al.* 1984), que correspondem ao ciclo orogênico brasileiro.

Segundo Maack (1952), o nome da bacia é devido ao rio Paraná, que corre paralelo ao seu eixo maior, na direção NNE-SSW, por 1 500 km até alterar a sua direção para leste-oeste, cruzando o Arco de Assunção e formando a fronteira entre o Paraguai e a Argentina (Bacia Chaco-Paraná). O estudo sobre a área vai enfocar somente a parte da bacia localizada entre os paralelos 14°S e 30°S e os meridianos 47°W e 56°W, que representa a sua parte brasileira (fig. 1).

A Bacia do Paraná compreende a parte meridional do Brasil, com área de 1,1 milhões km², a metade oriental do Paraguai, com 100 mil km², parte da Argentina, 100 mil km², e Uruguai, com 100 mil km², totalizando, aproximadamente, 1,4 milhões km². A bacia tem formato alongado na direção NNE-SSW, com aproximadamente 1 750 km de comprimento e largura média de 900 km. Apresenta derrames de lava basáltica em dois terços da porção brasileira, que atingem, aproximadamente, 1 300 m de espessura os quais, somados aos *sills*, chegam até a 2 000 m de espessura de rochas ígneas. Os valores máximos de espessura de rochas sedimentares e vulcânicas, somados, ultrapassam 6 000 m (Zalán *et al.* 1988, 1990a).

A Bacia do Paraná foi classificada de várias formas. Almeida (1980), por exemplo, a descreve como resultante de uma sinéclise complexa desenvolvida no decorrer de sua história de paleozóica a jurássica, e como uma anfíclise (resultante de intumescência provocada por anomalia térmica) desde o vulcanismo processado no Jurássico Superior.

Recentemente, Raja Gabaglia e Figueiredo (1990) classificaram-na como uma bacia multicíclica iniciada por uma fase de fratura interior seguida por várias fases de sinéclise interior.

Segundo Almeida (1980) e Zalán *et al.* (1988,1990a), o pacote de rochas sedimentares e vulcânicas que constituem a Bacia do Paraná (fig. 2) representa a superposição de, no mínimo, três bacias diferentes, cujas geometrias e limites variam de uma para outra, em decorrência do movimento das placas que conduziu a evolução do Gondwana no tempo geológico. A primeira bacia, correspondente às seqüências siluriana e devoniana (Zalán *et al.* 1990a), teria sido depositada em um golfo aberto para o paleo-Oceano Pacífico. Já a segunda, que corresponde à seqüência permocarbonífera, típica de sinéclise intracontinental, desenvolveu-se em mar interior. A fase de erupção das lavas corresponderia à "terceira bacia" do Paraná. Cabe lembrar que os limites das três bacias são demarcados para a época do estabelecimento de cada uma delas.

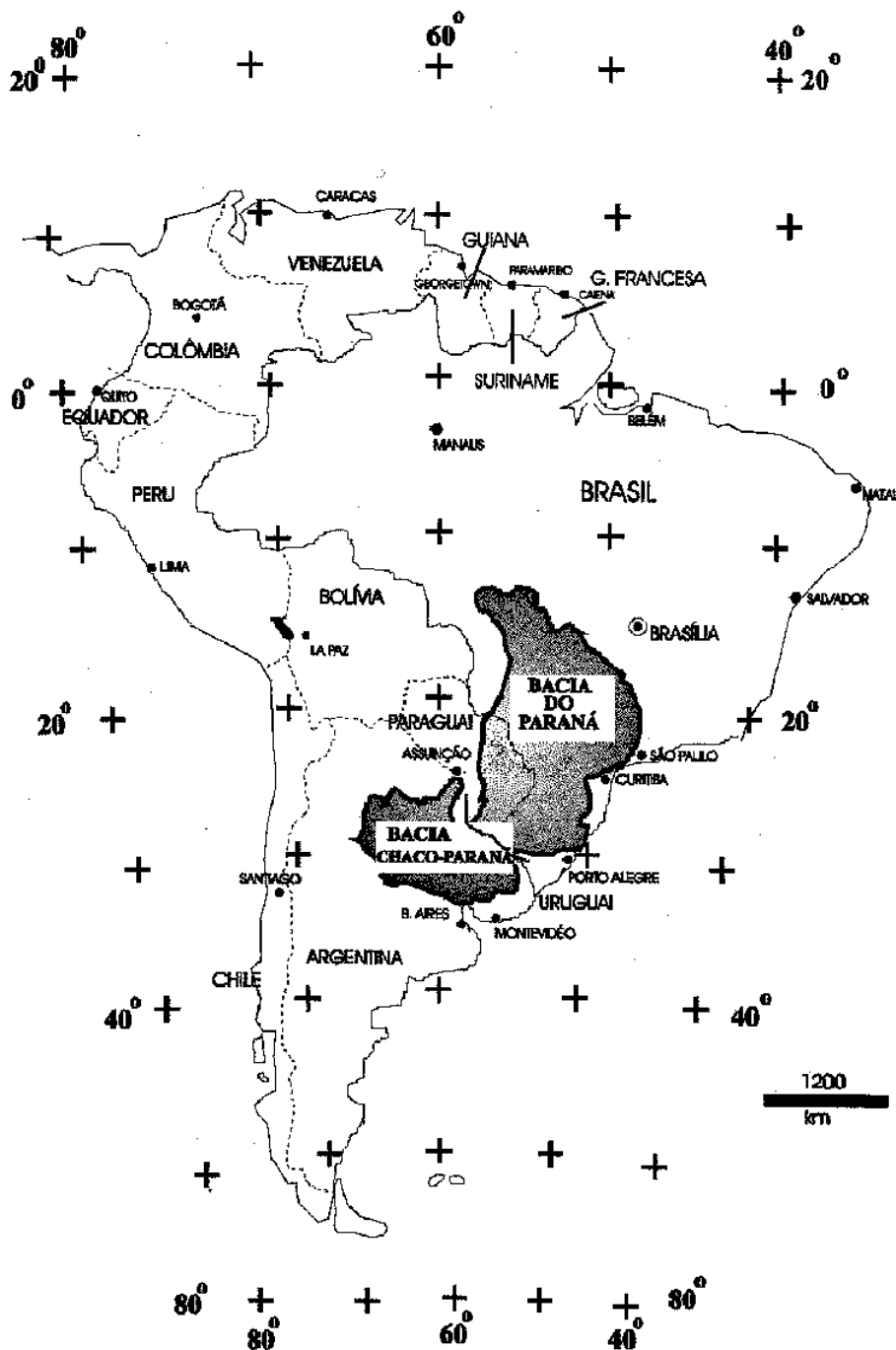


Fig. 1 - Mapa de localização da Bacia do Paraná na América do Sul.

Fig. 1 - Paraná Basin location map in South America.

BACIA DO PARANÁ

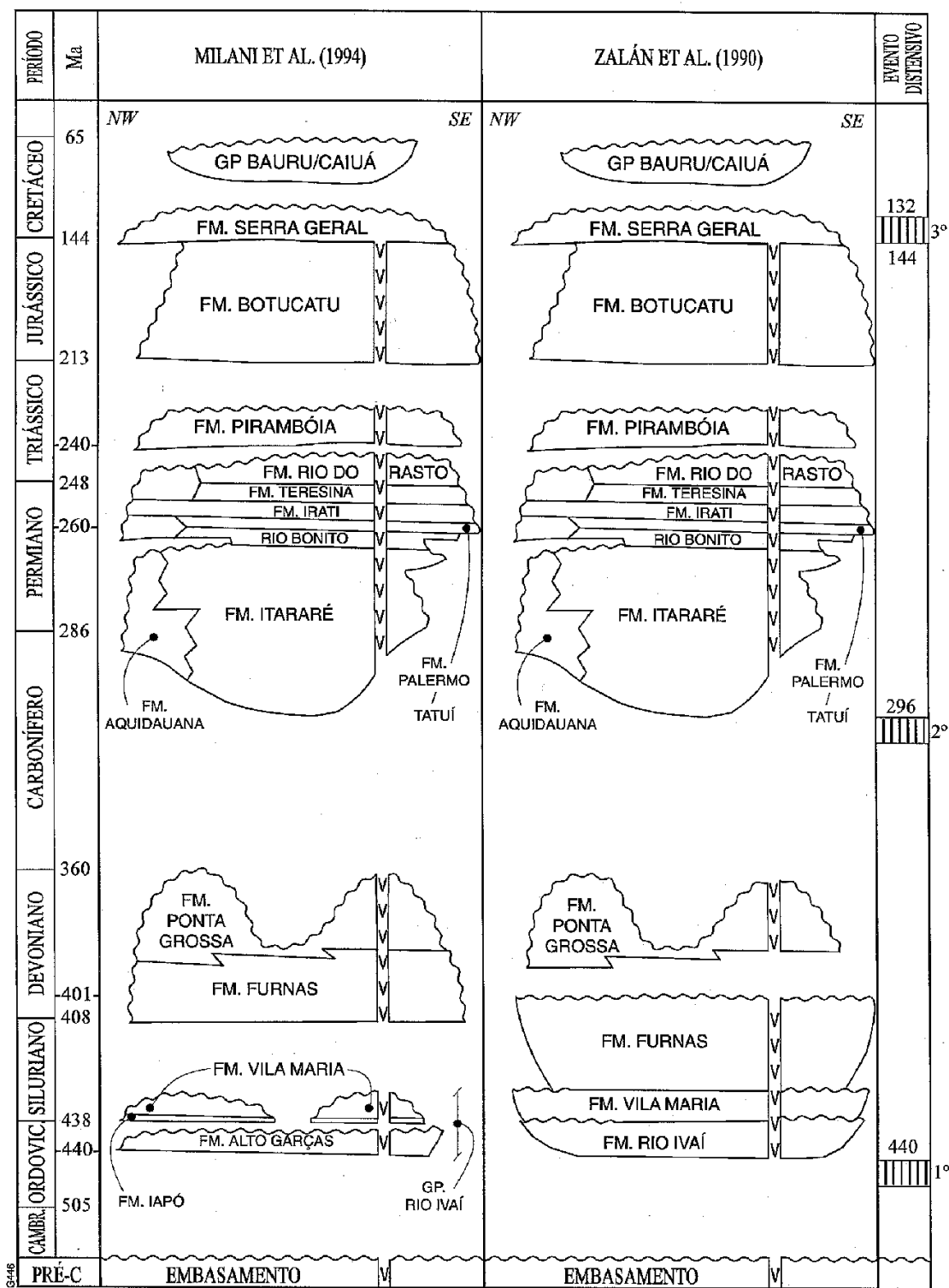


Fig. 2 - Cartas estratigráficas mais utilizadas para a Bacia do Paraná. Notar, principalmente, diferença nas idades, hierarquias e relacionamentos das formações ordovicianas devonianas. A coluna da direita indica a idade (Ma) dos eventos distensivos aqui determinados.

Fig. 2 - Stratigraphic charts most widely used for the Paraná Basin. Note principally the age, hierarchical and relationship differences between the Ordovician and Devonian formations. The right-hand column indicates the age (Ma) of the extensional events determined in this paper.

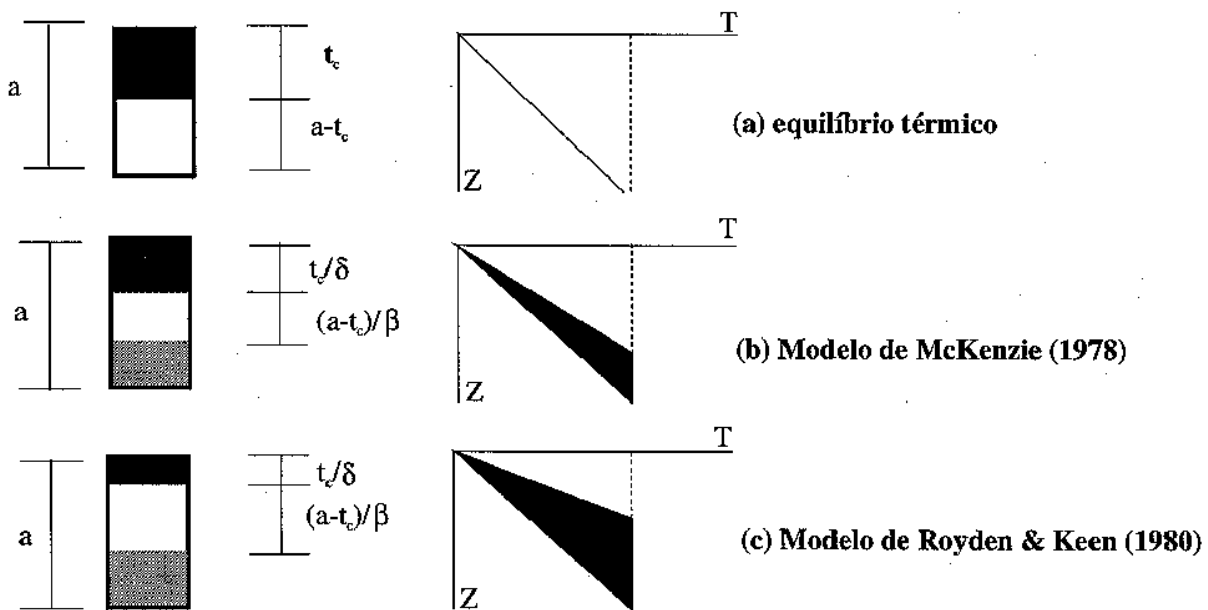


Fig. 3 - Relação entre a subsidência e o tempo para os modelos de distensão uniforme. (a) pré-evento distensivo; (b) modelo de McKenzie, 1978; (c) modelo de Royden e Keen, 1980. $\beta = (a_0/a_1)$ e $\delta = (t_{c0}/t_{c1})$, onde a_0, a_1, t_{c0} e t_{c1} são, respectivamente: espessura original da litosfera, espessura da litosfera após o estiramento, espessura original da crosta e espessura da crosta após o estiramento.

Fig. 3 - Relationship between subsidence and time for the uniform extension models. (a) extensive pre-event; (b) model after McKenzie, 1978; (c) model after Royden & Keen, 1980. $\beta = (a_0/a_1)$ and $\delta = (t_{c0}/t_{c1})$, where a_0, a_1, t_{c0} and t_{c1} are the original lithosphere thickness, the lithosphere thickness after stretching, the original crustal thickness and the crustal thickness after stretching, respectively.

Informações sobre as principais feições estruturais e estratigráficas da parte brasileira da Bacia do Paraná foram obtidas por meio de um programa de perfurações e levantamentos geofísicos (sísmica de reflexão, sondagens magneto-telúricas e levantamentos gravimétricos e aeromagnéticos), em busca de locais propícios à acumulação de hidrocarbonetos em suas formações sedimentares.

Segundo Sanford e Lange (1960), o Arco de Assunção (fig. 3), o mais destacado da bacia, é representado por extensa flexura do embasamento, localizado em sua borda oeste, com direção norte-sul, atravessa o Paraguai e parte ocidental do Estado do Mato Grosso do Sul, no Brasil, e estende-se em subsuperfície pela Argentina até a região do Rio da Prata. Essa feição foi criada, provavelmente, como resposta flexural da crosta aos primeiros movimentos orogênicos na margem ocidental da América do Sul (Zalán *et al.* 1990a).

A bacia é limitada a nordeste, na região do Triângulo Mineiro e adjacências, pela Flexura de Goiânia (fig. 3), com direção NW-SE. Esta é uma estrutura com forte resposta aeromagnética e gravimétrica, ao longo da qual, tardiamente, foram intrudidos vários corpos alcalinos e kimberlíticos. Os arcos de Ponta Grossa e Rio Grande (fig. 3) têm muita importância na configuração erosiva atual da Bacia do Paraná. O primeiro, com direção noroeste, criou notável reentrância na borda oriental da bacia, no Estado do Paraná. Analogamente, o segundo arco, com mesma orientação, originou uma reentrância no Estado do Rio Grande do Sul.

3. METODOLOGIA

Em uma análise preliminar, é evidente a inexistência de modelos específicos para bacias do tipo intracratônico. Essas bacias, que de modo geral apresentam-se parecidas em sua subsidência térmica com as bacias do tipo marginal, tornam-se mais complexas, devido à existência de discontinuidades no formato básico de sua curva de subsidência tectônica, geralmente associadas a períodos de não-deposição e/ou erosão. Estas discontinuidades são observadas,

por exemplo, nas bacias de Michigan (Nunn e Sleep, 1984), Illinois (Heidlauf *et al.* 1986), Williston (DeRito *et al.* 1983), Parnaíba (Cunha, 1986), Paraná (Almeida, 1969) e Amazonas (Nunn e Aires, 1988).

A análise termomecânica da evolução de uma bacia, tanto marginal quanto intracratônica, é geralmente feita com o auxílio das curvas de subsidência tectônica do embasamento. Os modelos de McKenzie (1978) e Royden e Keen (1980) foram selecionados para a modelagem termomecânica, de acordo com os seguintes critérios:

1. capacidade de analisar, com adequação aceitável dentro de padrões estatísticos, o comportamento descrito pelas curvas de subsidência;
2. de manuseio matemático simplificado;
3. são largamente utilizados em outros trabalhos com o mesmo contexto geológico.

Tanto no modelo de McKenzie (1978) como no de Royden e Keen (1980), também conhecido como modelo de Sclater e Christie (1980), a força motriz é horizontal e provoca deformação da litosfera por cisalhamento puro. Em ambos os modelos, essa deformação é considerada como afinamento da litosfera em resposta a um evento distensivo de escala regional. Nestes modelos, ignora-se a radioatividade natural das rochas continentais na contagem do fluxo térmico, assumem-se como parâmetros iniciais temperatura e profundidade do topo da litosfera mantélica, considera-se a compensação isostática preservada durante todo o processo e considera-se apenas a componente vertical do fluxo de calor.

Na figura 3, apresenta-se esquematicamente a relação entre a subsidência e o tempo para os modelos de extensão uniforme, em três situações distintas: (a) pré-evento distensivo; (b) no instante de ocorrência do estiramento $t=0$, para $\beta=\delta$; (c) para $\beta\neq\delta$. No instante do tempo $t=0$ acontece um estiramento que faz com que a crosta de espessura t_c seja afinada até um valor t_c/δ , do passo que a porção restante da litosfera é estirada de um valor igual a $(a-t_c)/\beta$, como ilustrado na figura 3c.

Em decorrência da perturbação térmica, causada pelo afinamento litosférico, percebe-se na região crustal tendência de aumento de densidades, devido à intrusão de material do manto astenosférico, fazendo com que haja um reajustamento isostático inicial e instantâneo.

Como consequência, a parte superior da crosta, que já possuía ambiente de tendência rúptil, favorece a geração de calhas do tipo *rift*.

Inicia-se, então, uma variação inicial da topografia S_i , subsidência ou soerguimento. Esta variação na superfície topográfica pode ser subdividida em duas partes: uma relativa ao comportamento rúptil da crosta continental (equação 1) e à formação de uma calha inicial; e outra, relativa à componente dúctil associada ao aquecimento subcrustal (equação 2) que, de acordo com Karner (1985), pode promover geração de domo na área. A expressão da subsidência inicial corresponde à soma das duas componentes:

$$S_{\text{rúptil}} = \frac{[(\rho_m - \rho_c)t_c(1 - \frac{t_c \alpha T_m}{2a}) - \frac{\alpha T_m \rho_m t_c}{2}](1 - \frac{1}{\delta})}{[\rho_m(1 - \alpha T_m) - \rho_w]} \quad (1)$$

$$S_{\text{dúctil}} = \frac{[\frac{-\alpha T_m \rho_m (a - t_c)}{2}](1 - \frac{1}{\beta})}{[\rho_m(1 - \alpha T_m) - \rho_w]} \quad (2)$$

onde:

- t_c = espessura inicial da crosta continental;
- α = coeficiente de expansão térmica;
- ρ_m = densidade do manto;
- ρ_w = densidade da água;
- a = espessura da litosfera;
- T_m = temperatura da base da litosfera;
- ρ_c = densidade da crosta;

β = fator de estiramento subcrustal;
 δ = fator de estiramento crustal.

Três casos são possíveis para este modelo, a saber: (1) $\beta = \delta$; (2) $\delta > \beta$; (3) $\beta > \delta$. O primeiro caso em que $\beta = \delta$ recai no modelo de McKenzie (1978), figura 3b. No modelo de Royden e Keen (1980), o fator β define a quantidade de estiramento subcrustal, e, conseqüentemente, a ascensão da isoterma que controla o limite entre a litosfera e astenosfera; isto é, β controla o grau de aquecimento devido à variação das condições de contorno na geometria das isotermas. A deformação das isotermas no processo de estiramento para $\beta > \delta$ implica fonte de calor adicional para a litosfera; por simetria, a adição de calor na situação $\delta > \beta$ será menor.

A atenuação ϵ ou estiramento total da litosfera, que para o modelo de McKenzie (1978) coincide com o fator β , resulta:

$$\epsilon = \frac{a}{\frac{t_c}{\delta} + \frac{a - t_c}{\beta}} \quad (3)$$

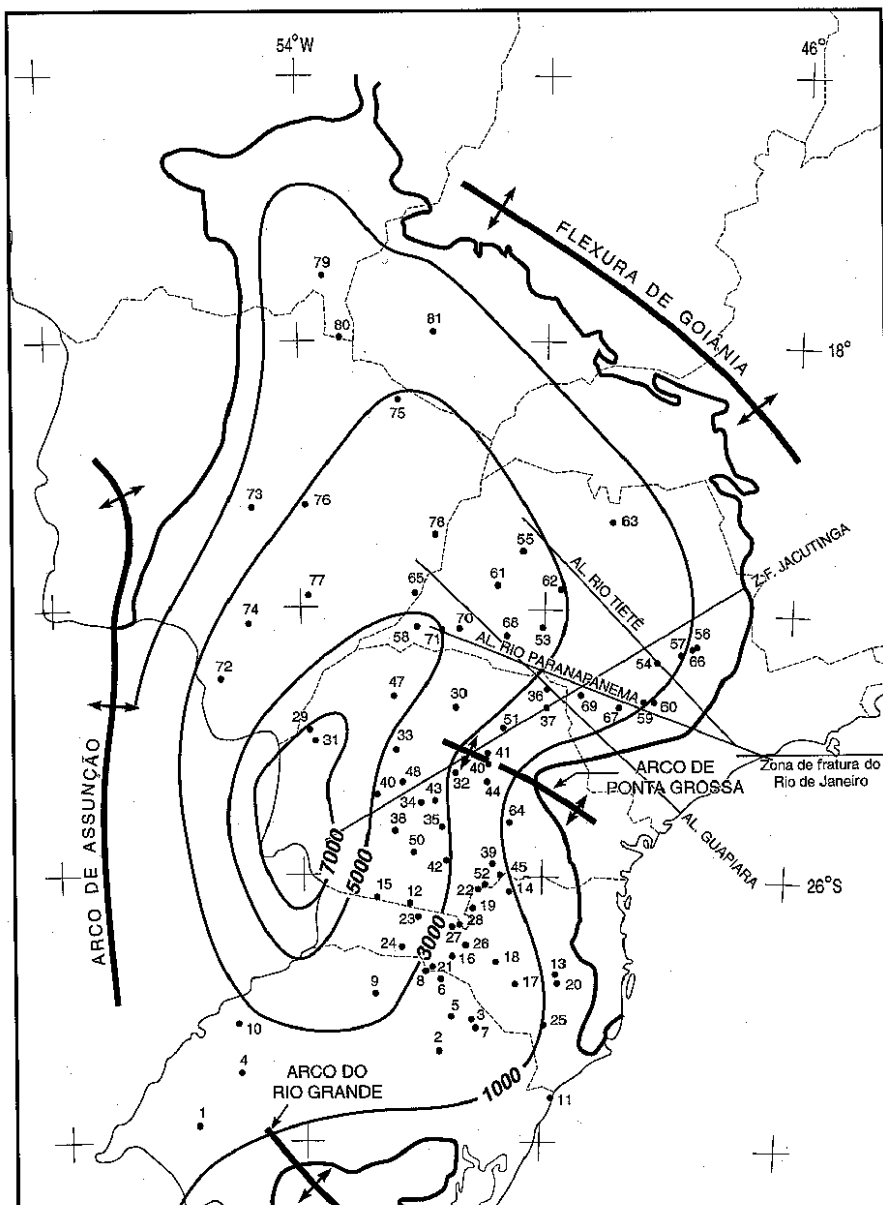


Fig. 4 - Localização dos poços exploratórios utilizados e dos principais elementos tectônicos mencionados no texto. Al. - Alinhamento; Z.F. - Zona de Falha. Curvas de contorno indicam espessura total (rochas sedimentares e vulcânicas) do preenchimento da bacia.

Fig. 4 - Location of the exploratory boreholes used and the principal tectonic elements mentioned in the text. Al. - Trend; Z.F. - Fault Zone. Contour lines indicate the total thickness (sedimentary and volcanic rocks) of the basin filling.

Após o estiramento, considerado instantâneo, que constitui a fase inicial do processo de formação da bacia, segue-se o período de resfriamento e contração térmica da litosfera, produzindo a denominada subsidência térmica ou flexural, controlada pela própria evolução termomecânica da litosfera.

3.1. Cálculo da Subsidência do Embasamento

Para o cálculo da subsidência do embasamento a partir de dados de poços, é necessário levar em consideração a compactação, carga de sedimentos, profundidade da água durante a deposição (paleobatimetria) e variações eustáticas. Segundo Steckler e Watts (1978), a profundidade do embasamento Y é dada por:

$$Y = S \left[\frac{\rho_m - \bar{\rho}_s}{\rho_m - \rho_w} \right] + w_d - \Delta_{st} \frac{\rho_m}{(\rho_m - \rho_w)} \quad (4)$$

onde:

S → espessura total de sedimentos observada;

$\bar{\rho}_s$ → densidade média dos sedimentos;

w_d → profundidade da água na época da deposição;

Δ_{st} → variações eustáticas;

ρ_m e ρ_w como nas equações 1 e 2.

Durante o estudo de um poço, é necessário que se determinem as condições litostáticas da litologia (sob pressão normal ou sobrepressão), bem como a relação porosidade/profundidade ao longo da coluna estratigráfica para determinar a compactação dos sedimentos.

Para calcular a espessura dos sedimentos em qualquer época passada, é necessário lançar mão da técnica de *backstripping*, ou desnudamento, que corresponde à remoção das camadas de sedimentos superpostos à formação em análise, permitindo que os sedimentos subjacentes sejam decompactados e, por conseqüência, ascendam a profundidades mais rasas. Tendo calculado a espessura de sedimentos com o passar do tempo, pôde-se conseguir o efeito da carga desses sedimentos sobre o embasamento, obtendo-se assim a subsidência do embasamento devida exclusivamente a fenômenos tectônicos.

4. APLICAÇÃO DA TÉCNICA DE BACKSTRIPPING AOS DADOS DOS POÇOS

Até 1985, a PETROBRAS e a PAULIPETRO perfuraram, respectivamente, 73 e 33 poços perfazendo um total de 106, distribuídos de maneira heterogênea por toda a Bacia do Paraná, dos quais 81 apresentam descrições compatíveis com os objetivos deste estudo (fig. 3).

De acordo com a descrição, removem-se numericamente as camadas de sedimentos mais jovens ou superpostas àquela considerada, permitindo calcular a posição de seu topo antes da compactação decorrente do carregamento posterior. O processo de *backstripping* é aplicado sucessivamente, a partir do topo até a base da coluna sedimentar, no intervalo de tempo apropriado, determinado pelas idades disponíveis.

Os efeitos da compactação podem ser estimados, por exemplo, a partir de testemunhos de sondagens (Steckler e Watts; 1978; Sclater e Christie, 1980) e de registros de paleobatimetria, utilizando-se modelos já existentes para avaliação de variações eustáticas através do tempo (Pitman, 1978; Bond, 1978). Devido à quase inexistência de estudos relativos aos efeitos das variações eustáticas e registros paleobatimétricos para a Bacia do Paraná, optou-se por excluí-los do cálculo do *backstripping*, sobretudo em vista do pequeno efeito se comparado com o carregamento sedimentar (Watts *et al.* 1982).

A resposta litosférica ao carregamento sedimentar é um problema sensivelmente complexo. Na maioria dos estudos, o processo de *backstripping* baseia-se no modelo de Airy para isostasia. Tendo em vista as dimensões da bacia e dos

resultados preliminares da espessura elástica na porção NW da Bacia do Paraná (T_e variando entre 18 e 47 km; Vidotti *et al.* 1995), foi aqui aplicado esse modelo na técnica de *backstripping*, estabelecendo-se unidades geocronológicas para cada poço utilizado cujos limites constituem os horizontes de tempo usados no processo. Adotou-se a tabela de Harland *et al.* (1990), embora existam estudos mais recentes relativos à área em discussão (Zalán *et al.* 1990a; Feijó, 1994).

As formações Rio Bonito-Palermo (e seu equivalente lateral em São Paulo, Tatuí), Irati, Serra Alta-Teresina (e seu equivalente lateral em São Paulo, Estrada Nova) fazem parte do Permiano, encontrando-se neste intervalo elementos palinológicos considerados de idade kazariana (Daemon e Quadros, 1970). Já para a Formação Rio do Rasto, Barberena e Daemon (1974), destacam a existência de restos de anfíbios que indicariam sua correlação com o Tatariano. Assim, com essa pequena resolução de idades para tantas unidades litológicas, optou-se por indicar somente as idades de deposição para cada formação, além de tratar o intervalo de 260 a 240 Ma como único pacote de sedimentos (tabela I).

Para estabelecer constante de decaimento e funções da porosidade, discriminaram-se cinco litologias principais dentro da coluna estratigráfica dos poços analisados: arenito, folhelho, calcário, siltito e basalto. As funções de porosidade e constante de decaimento-padrão foram estabelecidas utilizando-se os estudos de Sclater e Christie (1980) e as funções referidas como "medidas" foram estabelecidas por conjunto de dados fornecidos pelo IPT (relatório nº 18.721, 1986) e conjunto de dados de Oliveira (1987).

Neste tipo de análise, é importante ter-se uma idéia do valor da taxa de subsidência média para toda a bacia ao longo de sua evolução. Esse valor, em uma primeira aproximação, corresponde à razão entre a espessura total de sedimentos e rochas ígneas atravessadas na sondagem mais profunda, contendo todas as formações geológicas observadas até o embasamento, e considerando-se a idade da bacia. Por exemplo, para uma coluna completa, com aproximadamente 6 000 m de espessura, e a idade da bacia como sendo de 440 Ma, ter-se-ia um valor de 13,6 m/m.y. para a taxa de subsidência média.

Observando-se as curvas de subsidência dos poços (fig. 5) e a coluna cronolitoestratigráfica da bacia (fig. 2), percebe-se a existência de cinco discordâncias regionais. Desprezando-se, por ora, os processos que possam ter ocorrido nesses intervalos associados às discordâncias, foram determinadas as taxas médias de subsidência total e tectônica relativas a cada intervalo de tempo, utilizando-se os resultados da descompactação de sedimentos obtidos através da metodologia descrita por Sclater e Christie (1980) e a informação das curvas de subsidência dos poços (fig. 5). Observa-se, também, a ocorrência de três descontinuidades significativas nas curvas de subsidência, que sugerem três eventos distensivos.

TABELA I
TAXAS DE SUBSIDÊNCIA TECTÔNICA E TOTAL COM O TEMPO
TABLE I

TECTONIC AND TOTAL SUBSIDENCE RATES WITH TIME

Formações ou Grupos	S_{tectônica}/tempo m/m.y.	S_{total}/tempo m/m.y.	Δt
Bauru	1	2	54
Serra Geral	5	26	25
Botucatu	1	3	44
Pirambóia	3	6	25
Rio do Rasto	92	137	10
Teresina	42	178	
Irati	33 (49)*	58 (111)*	
Palermo	30	71	
Rio Bonito	17	39	10
Itararé	14	26	26
Ponta Grossa	6	14	27
Furnas	13	19	7
Rio Ivaí	7	13	26

* Valor correspondente à média para o período.

Em uma análise dos 31 poços onde foi atingido o Grupo Rio Ivaí (Ordoviciano), observa-se que a taxa média de subsidência, para essa parte da seqüência, estaria em torno de 13 m/m.y. e a taxa de subsidência tectônica seria de

aproximadamente 7 m/m.y. (tabela I). Nesta unidade, as discrepâncias relativas das taxas de subsidência entre os poços são desprezíveis. Logo, a seqüência siluriana sofreu uma contribuição de carga sedimentar de aproximadamente 50% na subsidência total da bacia.

A análise da Formação Furnas indica uma nova taxa média de subsidência de 19 m/m.y. e a taxa de subsidência tectônica de 13 m/m.y. A taxa média de subsidência para a Formação Ponta Grossa é de aproximadamente 14 m/m.y., com a taxa de subsidência tectônica por volta de 6 m/m.y.

Segundo Oliveira (1987), a não-ocorrência de discrepâncias significativas quanto à ordem de grandeza das taxas de subsidência de um poço para outro, para as formações Furnas e Ponta Grossa, leva a crer na existência de um tipo de sedimentação com caráter regional para a seqüência devoniana (utiliza-se, aqui, a coluna estratigráfica apresentada na figura 2, publicada por Milani *et al.* 1994).

Comparativamente, a Formação Itararé apresenta valores mais elevados, sendo as taxas médias de subsidência total e tectônica de aproximadamente 26 e 14 m/m.y., respectivamente. Entretanto, a razão entre elas é compatível àquela das formações anteriores. Para a Formação Rio Bonito, as taxas médias de subsidência total e tectônica são de 39 e 17 m/m.y., respectivamente.

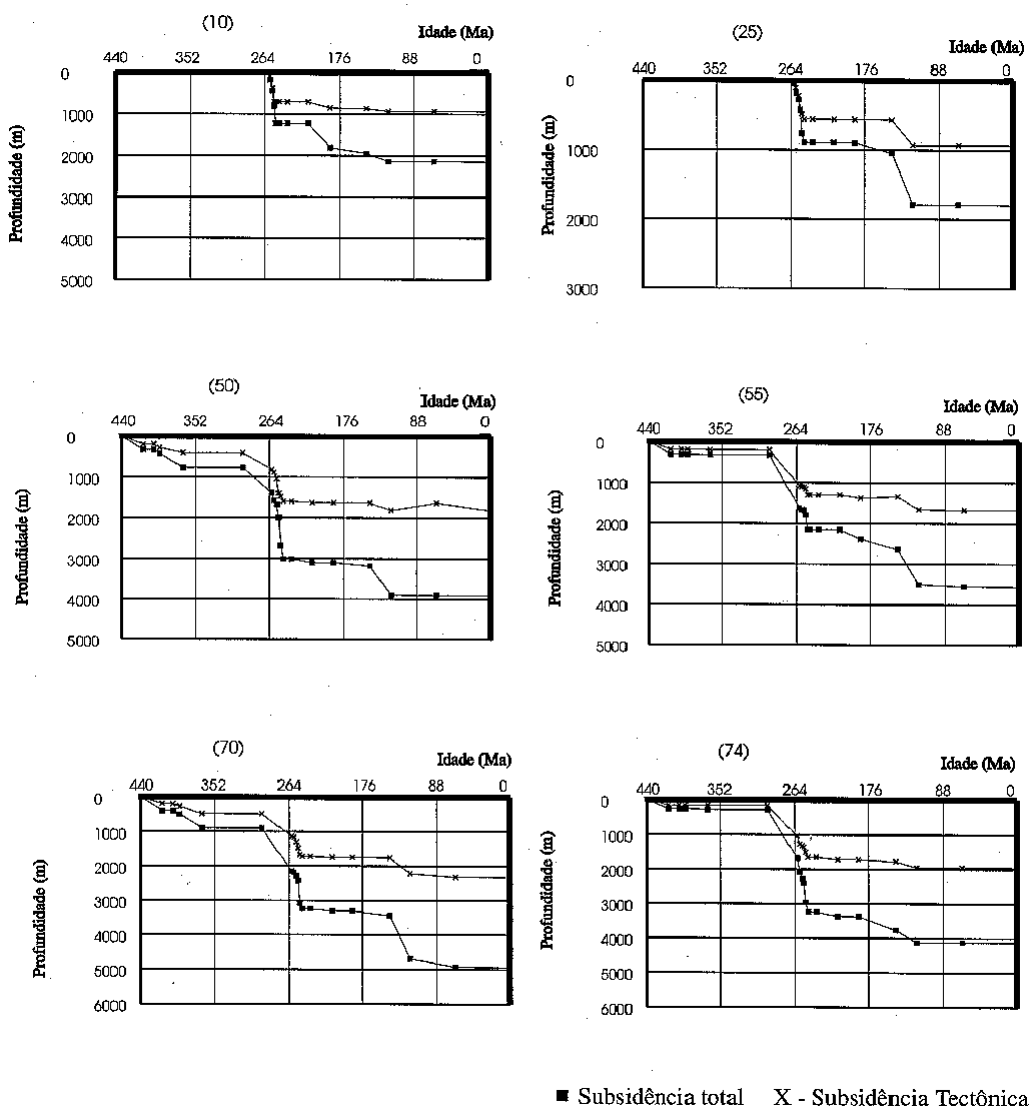


Fig. 5 - Cálculo da subsidência tectônica (técnica de *backstripping*). Poços selecionados: 10, 25, 50, 55, 70 e 74.
Fig. 5 - Calculation of the tectonic subsidence (*backstripping* technique). Selected boreholes: 10, 25, 50, 55, 70 and 74.

Valores médios para a taxa de subsidência tectônica e total, a partir da Formação Palermo até Rio do Rasto, são de 49 e 111 m/m.y., respectivamente, muito acima da média definida inicialmente para a bacia. Nesta etapa, como já descrito por Oliveira (1987), pode-se observar variações significativas quanto à ordem de grandeza das taxas de subsidência, não só de um poço para outro, mas também de uma formação para outra. Analisando-se a discordância entre o Permiano e o início do Triássico, segundo a tabela de Feijó (1994), as taxas calculadas de acordo com a tabela de Harland *et al.* (1990) se reduziriam para 25 e 56 m/m.y. respectivamente, ainda acima da média das formações já citadas. Esta alta taxa de subsidência observada para o pacote das formações Palermo, Irati, Teresina e Rio do Rasto é normalmente associada à sedimentação típica de bacias marginais e do *rift* do Permotriássico. Assim, observando-se a localização dos vários poços utilizados, e de posse das suas respectivas taxas de subsidência, é possível imaginar que a deposição desse pacote de formações iniciou-se sobre uma extensa depressão associada à seqüência permocarbonífera, literalmente "quebrada em blocos", devido a estiramentos impostos à crosta superior. Esta situação impôs às áreas vizinhas taxas de subsidência diferentes entre si, o que corrobora a conclusão de Oliveira (1987).

Para a Formação Pirambóia, foram obtidos valores de 6 m/m.y. como taxa média de subsidência total e 3 m/m.y., para a taxa de subsidência tectônica, sendo esta, portanto, cerca de 50% do total. Já para a Formação Botucatu, a razão de subsidência tectônica foi relativamente baixa (30%).

Na seqüência jurocretácea, a Formação Serra Geral teve um valor médio para a taxa de subsidência tectônica correspondente a aproximadamente 20% do valor da taxa média de subsidência total, demonstrando a grande influência causada pela carga de rochas ígneas na subsidência total da bacia.

Considerando-se a associação de eventos distensivos às descontinuidades marcantes nas curvas da figura 5 e observando-se as taxas de subsidência relativas aos intervalos de tempo decorridos para a sedimentação de cada formação, concluiu-se que a deposição das formações que englobam o primeiro evento distensivo foi relativamente lenta, por ser pequena a variação da taxa de sedimentação para cada formação geológica (deposição média de 14 m/m.y.). Já o segundo evento teve taxas de sedimentação muito variáveis (entre 1 e 126 m/m.y.), implicando valores de estiramentos um pouco mais elevados.

5. MODELAGEM TERMOMECÂNICA

Na modelagem termomecânica foram utilizados os dados de poços de exploração disponíveis para a Bacia do Paraná.

Primeiramente, foram comparadas as curvas teóricas de subsidência, geradas pela variação dos valores dos estiramentos β e δ de Royden e Keen (1980), com as curvas de subsidência, aplicando-se o método dos mínimos quadrados para escolher a curva teórica de melhor ajuste.

Durante a construção das curvas de subsidência apresentadas na figura 5, verificou-se a existência de três eventos distensivos principais para a bacia: o primeiro, ocorrido há aproximadamente 440 Ma, que pode ter sido responsável pela deposição das seqüências siluriana e devoniana; o segundo teve início dentro do intervalo de tempo da discordância Neodevoniana/Eocarbonífera, cessando por volta de 296 Ma com o início da sedimentação do Grupo Itararé, sendo provavelmente responsável pela deposição das seqüências permocarbonífera, triássica e, eventualmente, jurássica; o terceiro evento, associado à Formação Serra Geral, aproximadamente há 144 Ma, é responsável pela deposição da seqüência vulcânica jurocretácea. Cabe lembrar que o processo físico ocorrido neste último é diferente dos anteriores, tanto no mecanismo de formação como na duração do evento, devido à presença da pluma de Tristão da Cunha e conseqüente anomalia térmica (Turner *et al.* 1994; Mantovani, 1996), que gerou os basaltos continentais eruptados na ocasião desse terceiro evento. O soerguimento de toda a área devida à anomalia térmica induziu tensões que reativaram antigas falhas e criaram novos esforços com conseqüentes deformações e/ou condutos por onde ascendeu o magma eruptado.

Devido à imposição dos modelos de McKenzie (1978) e Royden e Keen (1980), quanto à instantaneidade do estiramento, tornou-se necessário fixar-se o instante da ocorrência desses eventos. Portanto, definiu-se que a primeira distensão teve lugar há 440 Ma, a segunda há 296 Ma e a terceira há 144 Ma, como já reconhecido por Zalán *et al.* (1986, 1990a) e de acordo com a interpretação das curvas de subsidência modeladas.

Cabe lembrar que estes processos distensivos ocorreram no mesmo período dos processos associados a compressões na formação da cadeia andina, podendo os esforços envolvidos serem parcialmente reflexo de uma tectônica global mais complexa.

Para dar início ao cálculo das curvas de subsidência tectônica com os modelos, torna-se necessário considerar parâmetros básicos de literatura, tais como espessura inicial da crosta e litosfera, que precedem o evento distensivo. Segundo Nelson (1991), a crosta pré-cambriana ($41 \text{ km} \pm 6 \text{ km}$) tende a ser mais espessa do que a fanerozóica ($28 \text{ km} \pm 2 \text{ km}$); entretanto, Durheim e Mooney (1991) subdividem o Pré-cambriano em duas partes, quanto a mais provável espessura média da crosta: crátons arqueanos com aproximadamente 35 km, e crátons proterozóicos, com aproximadamente 45 km. Complementarmente, Pearson *et al.* (1993) estabelecem para a litosfera cratônica uma espessura variando entre 150 km e 200 km. Para se manter o equilíbrio isostático, Nelson (1991) e Durheim e Mooney (1991) argumentam que existem arranjos entre as espessuras da crosta e litosfera. Segundo James *et al.* (1994), a espessura crustal da porção NE da Bacia do Paraná, nas proximidades do paralelo 21°S , varia entre 43 km e 45 km, e a espessura da litosfera é superior a 130 km. Devido à falta de informações em outras posições na bacia, foi observado o comportamento da espessura crustal em áreas análogas. As bacias de Michigan, Illinois e Williston têm, respectivamente, espessura crustal de cerca de 35 km, entre 24 km e 35 km e de 42 e 50 km (Meissner, 1986 - fig. 6.14).

TABELA II
PARÂMETROS BÁSICOS UTILIZADOS NA MODELAGEM TERMOMECÂNICA
TABLE II

BASIC PARAMETERS USED IN THE THERMOMECHANICAL MODELING

Parâmetro	Valor
Densidade da água	$1,03 \text{ g/cm}^3$
Densidade da crosta	$2,80 \text{ g/cm}^3$
Densidade do manto	$3,33 \text{ g/cm}^3$
Densidade média da litosfera	$2,8 \text{ g/cm}^3$
Temperatura na base da litosfera	$1\ 350 \text{ }^\circ\text{C}$
Difusividade térmica da litosfera	$8,0 \cdot 10^{-3} \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$
Condutividade térmica média da litosfera	$7,5 \cdot 10^{-3} \text{ cal cm}^{-1} \text{ }^\circ\text{C}^{-1} \text{ s}^{-1}$
Condutividade térmica da água	$1,35 \cdot 10^{-3} \text{ cal cm}^{-1} \text{ }^\circ\text{C}^{-1} \text{ s}^{-1}$

Para cobrir maior intervalo de espessuras (crustal e litosférica), simularam-se três cenários para o limite inferior da litosfera (t_c^a) e crosta (t_c):

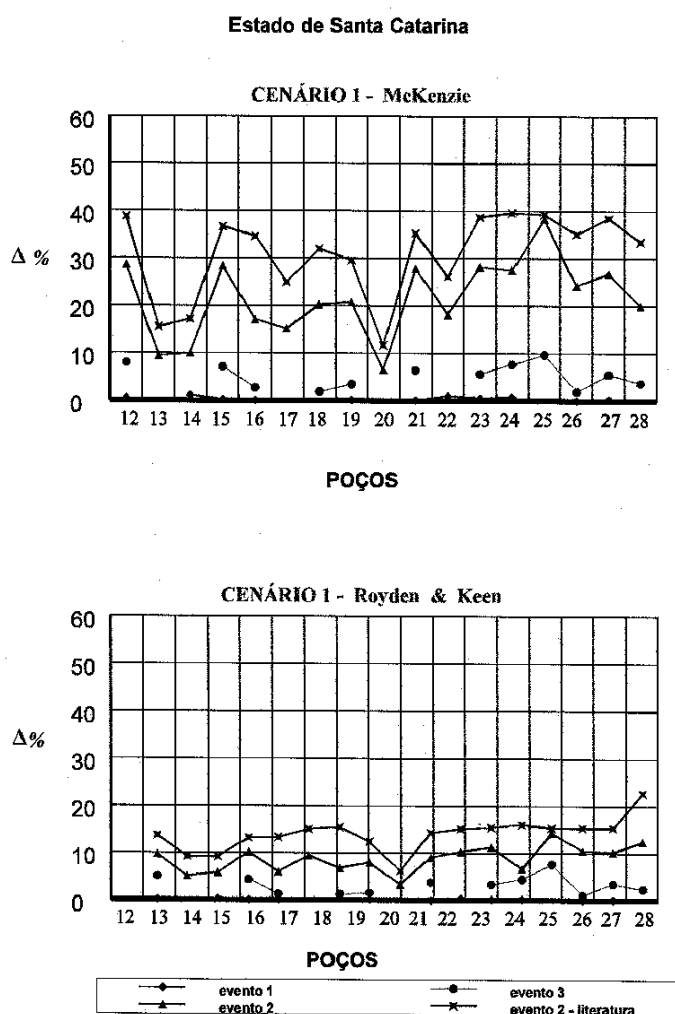
- Cenário 1: 125 km e 35 km, respectivamente, para o estado de pré-estiramentos.
- Cenário 2: 200 km e 50 km, respectivamente.
- Cenário 3: 150 e 45 km, respectivamente, com base nas observações de James *et al.* (1994).

Para comparar as eficiências dos modelos de McKenzie (1978) e Royden e Keen (1980) foram utilizados o cenário 1 e a tabela II. Os fatores de estiramento β e δ foram calculados utilizando-se dois tipos distintos de dados de porosidade e constante de decaimento. O primeiro, por meio de informações medidas em poços e o segundo, por dados padronizados encontrados na literatura. Cabe lembrar que as medidas de porosidade e constante de decaimento estão limitadas a um número reduzido de poços sendo, portanto, utilizada a sistemática de considerar os valores do poço mais próximo para aqueles dos quais não se possui qualquer informação sobre esses parâmetros (Quintas, 1995).

Constata-se a superioridade dos ajustes com a utilização do modelo de Royden e Keen (1980) para os dados de porosidade e constante de decaimento medidas nos diversos eventos, tendo o segundo evento indicado maiores variações percentuais para todos os poços (Quintas, 1995- fig. 6). Utilizando-se o modelo de McKenzie (1978), as variações máximas foram da ordem de 40%. Já com o modelo de Royden e Keen (1980), essa variação foi bem menor (da ordem de 10% a 20%), demonstrando maior adequação dos resultados com a utilização do segundo modelo.

Para o primeiro e o terceiro evento, essas variações percentuais são inferiores a 10%, com ambos os modelos. Esses resultados indicam um comportamento esperado para o primeiro evento, pois é caracterizado por pequena variação na taxa de sedimentação entre as várias formações geológicas do período, com decaimento praticamente exponencial. Já no segundo evento, as taxas de sedimentação (tabela I) são muito variáveis, exigindo, para sua modelagem, uma formulação matemática mais elaborada, como é o caso do modelo de Royden e Keen (1980). Adotou-se, portanto, o modelo de Royden e Keen (*op cit.*) para o cálculo das curvas de subsidência.

De acordo com os resultados obtidos para o cenário 3, intermediário entre os outros dois e baseado nos dados de sísmica profunda do norte da Bacia do Paraná (James *et al.* 1994), foram elaborados mapas de isoatenuações para os três eventos tectônicos observados. No caso do terceiro evento, o mapa de isoatenuações serve apenas como homogeneização na comparação relativa de parâmetros, uma vez que o processo físico envolvido na produção do intenso magmatismo observado para essa época claramente difere dos anteriores.



Δ % - Relação percentual da diferença, obtida entre estimativas das curvas de subsidência tectônica observadas e calculadas, e a espessura da coluna (sedimentos ou basáltica) que compõe o evento.

Fig. 6 - Variações percentuais da razão entre a diferença (obtida entre estimativas das curvas de subsidência tectônica observadas e calculadas) e a espessura da coluna (sedimentar e/ou basáltica) para os poços do Estado de Santa Catarina. Notar que o modelo de Royden e Keen (1980) fornece o melhor ajuste.

Fig. 6 - Percentage variations of the relationship between the difference ratio (obtained from estimates of the observed and calculated tectonic subsidence curves) and the column thickness (sedimentary and/or basaltic) for the Santa Catarina boreholes. Note that Royden & Keen's model (1980) provides the best fit.

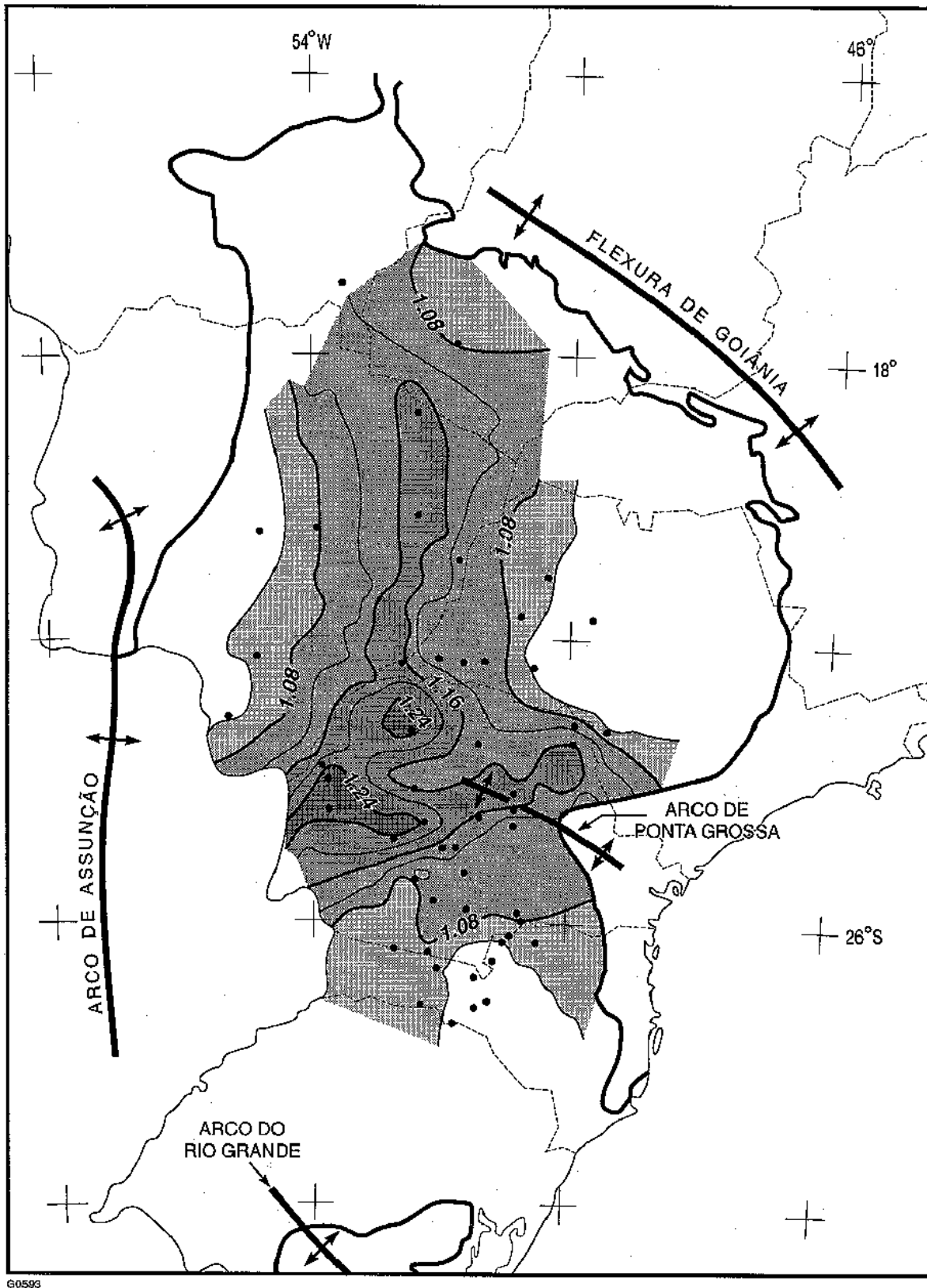


Fig. 7 - Mapa de isoatenuações do primeiro evento distensivo (440 Ma). As atenuações variam no intervalo de 1,01 a 1,32. As máximas atenuações concentram-se no NW do Paraná e na fronteira com o Paraguai.

Fig. 7 - Isoattenuation map of the first extensional event (440 Ma), varying between 1.01 and 1.32. The maximum attenuations are concentrated in the northwestern portion of Paraná State and the Paraguay border.

Observando-se os mapas de isópacas das formações sedimentares (Zalán *et al.* 1988, 1990a e 1990b), percebe-se que as curvas são interrompidas nas vizinhanças do Arco de Ponta Grossa, sugerindo que essas formações foram depositadas normalmente e, com o soerguimento do arco, sofreram erosão. Em virtude da falta de informações precisas quanto às taxas de erosão para as diferentes formações ocorridas durante todo o período de formação da bacia, a introdução de correções para o cálculo das atenuações devidas a esse efeito constitui um estudo a parte (Quintas, 1995).

Na modelagem do primeiro evento as atenuações variam no intervalo de 1,01 a 1,32 (fig. 7). Os máximos de atenuação se concentram na área NW do Estado do Paraná e em sua fronteira com a porção oriental do Paraguai, o que indica, pelo modelo teórico, que o eixo de máxima deformação (afinamento) tem direção SW-NE. Estas áreas são coincidentes com as partes mais profundas da bacia, sugerindo assim que o foco inicial de maior estiramento atingiria, posteriormente, as áreas com maior estiramento.

Ainda no primeiro evento, observa-se notável prolongamento de um eixo de maior atenuação, na direção ENE-WSW, cortando o Estado do Paraná ao meio e terminando próximo à fronteira com o Estado de São Paulo. Este eixo coincide notavelmente com uma zona de falhas importantes (Jacutinga-Garça Branca), demonstrando-se assim suas atuações desde os primórdios da bacia.

Nota-se, ainda, uma continuidade de valores de atenuação de aproximadamente 1,16, para o norte, ao longo do meridiano 52°W, sugerindo um prolongamento da deformação principal nessa direção para dentro do que, hoje em dia, é denominado Plataforma de Dourados.

Chama-se atenção, entretanto, que em função da escassez de sondagens nessa área específica, a observação foi baseada no registro geral de sedimentação, por meio das isópacas referentes a essas seqüências (Zalán *et al.* 1988, 1990a, 1990b); é importante salientar que para taxas excessivas de erosão, o centro deposicional se desloca um pouco para leste, relativamente à modelagem realizada.

No caso do segundo evento, as atenuações variam no intervalo de 1,06 a 1,61 (fig. 8). A localização da área de estiramento principal é exatamente coincidente com a do primeiro evento, bem como as direções das isolinhas são paralelas nos dois, mesmo levando-se em consideração a possível erosão ocorrida no Arco de Ponta Grossa e vizinhanças (Quintas, 1995). Tem-se assim um claro exemplo de reutilização de zonas enfraquecidas em um novo evento distensional. Embora o intervalo de variação do valor de atenuação permaneça inalterado, notam-se dois prolongamentos WNW-ESE, um no sul de São Paulo e outro no norte do Rio Grande do Sul, com uma extensão de 250 km. O primeiro poderia indicar atuação distensiva precoce da Zona de Falha de Guapiara e da Zona de Falha do Rio Paranapanema, palco, no terceiro evento, de grandes intrusões de diques de diabásio. Estas direções não foram observadas no primeiro evento e possuem valores de atenuação pouco menores daqueles do eixo principal (fig. 4). Um desses prolongamentos é também observado no mapa de isópacas dos *sills* (Zalán *et al.* 1986), embora, com menor expressão do que aqueles observados no NW do Paraná, mas com continuidade no NE do Mato Grosso do Sul.

A magnitude da atenuação máxima no segundo evento é maior do que aquela observada no primeiro, indicando que os esforços teriam sido superiores neste, ou que o primeiro evento tenha causado um enfraquecimento na resistência litosférica, nucleando uma deformação adicional por ocasião da aplicação de novos esforços. Isso viria ao encontro das argumentações de Dunbar e Sawyer (1988) que, ao invés de considerar o mecanismo que provoca o cisalhamento puro (Royden e Keen, 1980), preconizam cisalhamento simples com a reativação de grandes falhas em consequência dos esforços aplicados. Sendo assim, esse resultado indicaria a existência de uma paleoestrutura, na região do alinhamento definido pelos pontos (23,8°S e 53,8°W) e (22,3°S e 52,0°W), possivelmente uma paleossutura representativa de limite entre blocos tectônicos pré-cambrianos distintos. Nota-se que, no modelo de cisalhamento puro, o possível deslocamento para leste dos "centros de estiramentos", resultante da subestimativa na taxa de erosão para a porção oriental da bacia, implicaria valores de atenuação ainda maiores do que aqueles obtidos.

O processo físico que deu origem à Formação Serra Geral, referido como terceiro evento, é diferente dos anteriores, tanto no mecanismo de formação como na sua duração. Dessa maneira, a aplicação do modelo é efetuada apenas como um artifício para fins de comparação de parâmetros (fig. 9). O mapa revela que o local de maiores deformações situa-se em correspondência aos poços 58, 70, 71 e 65, coincidindo exatamente com uma das regiões de maiores atenuações para o segundo evento.

De acordo com Cox (1989), o fato de as lavas basálticas se deslocarem rapidamente seguindo a inclinação topográfica não implica a associação da fratura alimentadora às maiores espessuras dos derrames magmáticos, sugerindo não ser necessária correspondência entre os valores de maior atenuação calculada para o terceiro evento e os dutos magmáticos. Entretanto, no caso da Formação Serra Geral, dispõe-se do registro de *sills* (Zalán *et al.* 1986), cujas maiores espessuras se encontram, em parte, associadas às maiores atenuações calculadas para os eventos distensivos 1 e 2 (fig. 10), muito embora com direções ortogonais às dos dois primeiros eventos. Essa observação favorece a proposta de reativação de falhas preexistentes ou, pelo menos, de sua contribuição na formação de novas zonas de falhas num quadro alterado da distribuição de esforços.

Note-se que as atenuações relativas ao terceiro evento são pequenas, mesmo levando-se em consideração a possível erosão ocorrida no Arco de Ponta Grossa e vizinhanças, em média com valores de estiramento da ordem de 1,13, na área anteriormente citada (Quintas, 1995). O valor máximo de 1,26, em correspondência ao poço 58, é sítio das maiores espessuras de basalto, implicando um processo tectônico termal, com provável formação de domos, soerguimento, esforços verticais e geração de falhamentos como dutos do magmatismo extravasado. Tais considerações são corroboradas pelas observações de Coimbra *et al.* (1977) e Fernandes *et al.* (1993) que, analisando o registro sedimentar do Cretáceo Superior (Grupo Bauru), em correspondência ao Alinhamento do Tietê e na porção NW do Estado do Paraná e extremo oeste do Estado de São Paulo, respectivamente, concluíram ter persistido eventos hidrotermais sucessores do magmatismo associado à Formação Serra Geral.

Buscando um modelo interpretativo associado à sedimentação descrita para as várias épocas consideradas, no contexto observado, a localização dos maiores esforços e sua provável reativação no Carbonífero confirmam a paleogeografia da seqüência siluriana, apresentada por Zalán *et al.* (1990a), no preconizado golfo aberto para oeste na margem passiva do proto-Pacífico, não havendo nessa época evidências da existência do Arco de Assunção; de acordo com Zalán *et al.* 1990a), tal golfo estaria condicionado por um aulacógeno subjacente.

As características deposicionais da seqüência devoniana indicariam um progressivo processo "convergente", representado pelo mar restrito, e pela subida do Arco de Assunção durante o Eodevoniano. Diante deste cenário, o sítio das maiores atenuações atribuídas ao evento 1 poderia ser interpretado como um aulacógeno ordovício-siluriano endentado em uma margem passiva, desenvolvida sobre o núcleo cratônico preconizado por Cordani *et al.* (1984). No Devoniano, com o início de um processo convergente, estabelecido pela subducção de uma placa juvenil sob a placa mais velha, haveria o desenvolvimento do Arco de Assunção e a restrição do mar devoniano. O processo convergente culminaria com o fechamento do proto-Pacífico, choque, soerguimento e desenvolvimento do grande hiato do Carbonífero Inferior (Zalán *et al.* 1990a).

Com o resfriamento desta zona de colisão, teria início a primeira deposição continental da seqüência permocarbonífera. As sedimentações marinhas subseqüentes (Grupo Itararé e outras) marcariam a reativação da zona de subducção, criando, possivelmente, na Bacia do Paraná, ambiente de distensão retro-arco, dominado por falhamentos normais e subsidência. Trata-se do período em que a maior área de bacia foi afetada e quando ocorreram as maiores taxas de subsidência.

O arrefecimento destes esforços cessaria a subsidência e, conseqüentemente, o preenchimento da bacia por depósitos lacustres, fluviais e eólicos (Zalán *et al.* 1990a). Finalmente, o domeamento causado pela anomalia térmica que deu origem às vulcânicas da Formação Serra Geral (Turner *et al.* 1994) produziu, nos arcos de Ponta Grossa e do Rio Grande, novos falhamentos em adição àqueles reativados do "segundo evento", sendo que os maiores volumes dos magmas eruptados concentraram-se nas áreas de menor resistência (margens de blocos tectônicos adjacentes).

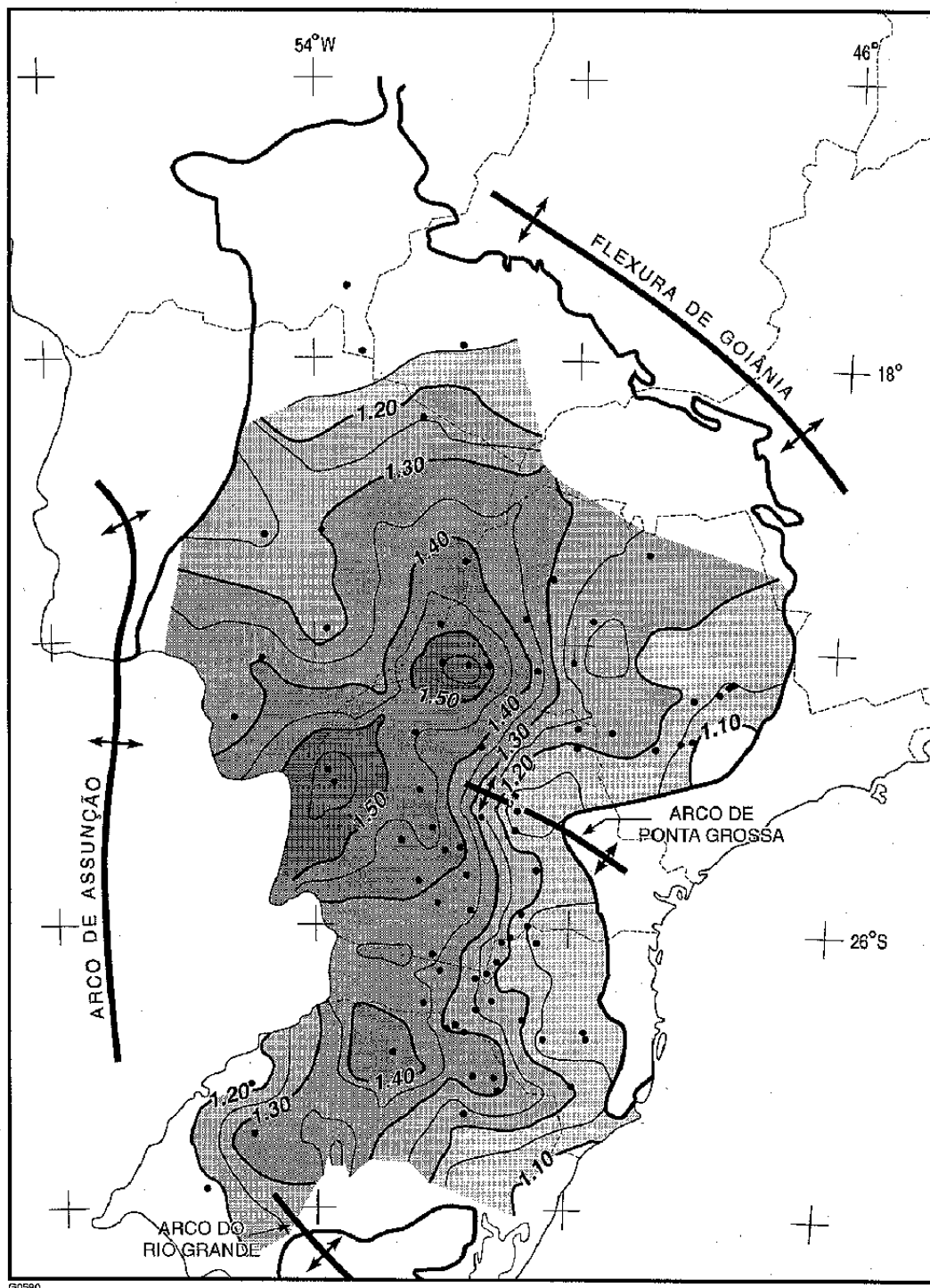


Fig. 8 - Mapa de isoatenuações do segundo evento distensivo (296 Ma), variando no intervalo de 1,06 a 1,61. A direção NE-SW do estiramento principal se mantém paralela àquela do primeiro evento. Ao sul, nota-se a presença de estruturas orientadas segundo WNW-ESE, próximo ao limite entre os estados de Santa Catarina e Rio Grande do Sul, bem como ao sul de São Paulo, possivelmente coincidindo com a Zona de Falha de Guapiara.

Fig. 8 - Isoattenuation map of the second extensional event (296 Ma). The attenuations vary between 1.06 and 1.61. The NE-SW direction of the principal stretching follows parallel to the first. To the south, the presence of structures in a WNW-ESSE direction is noted, close to the border between the states of Santa Catarina and Rio Grande do Sul, and also the southern border of São Paulo State, possibly coinciding with the Guapiara Fault Zone.

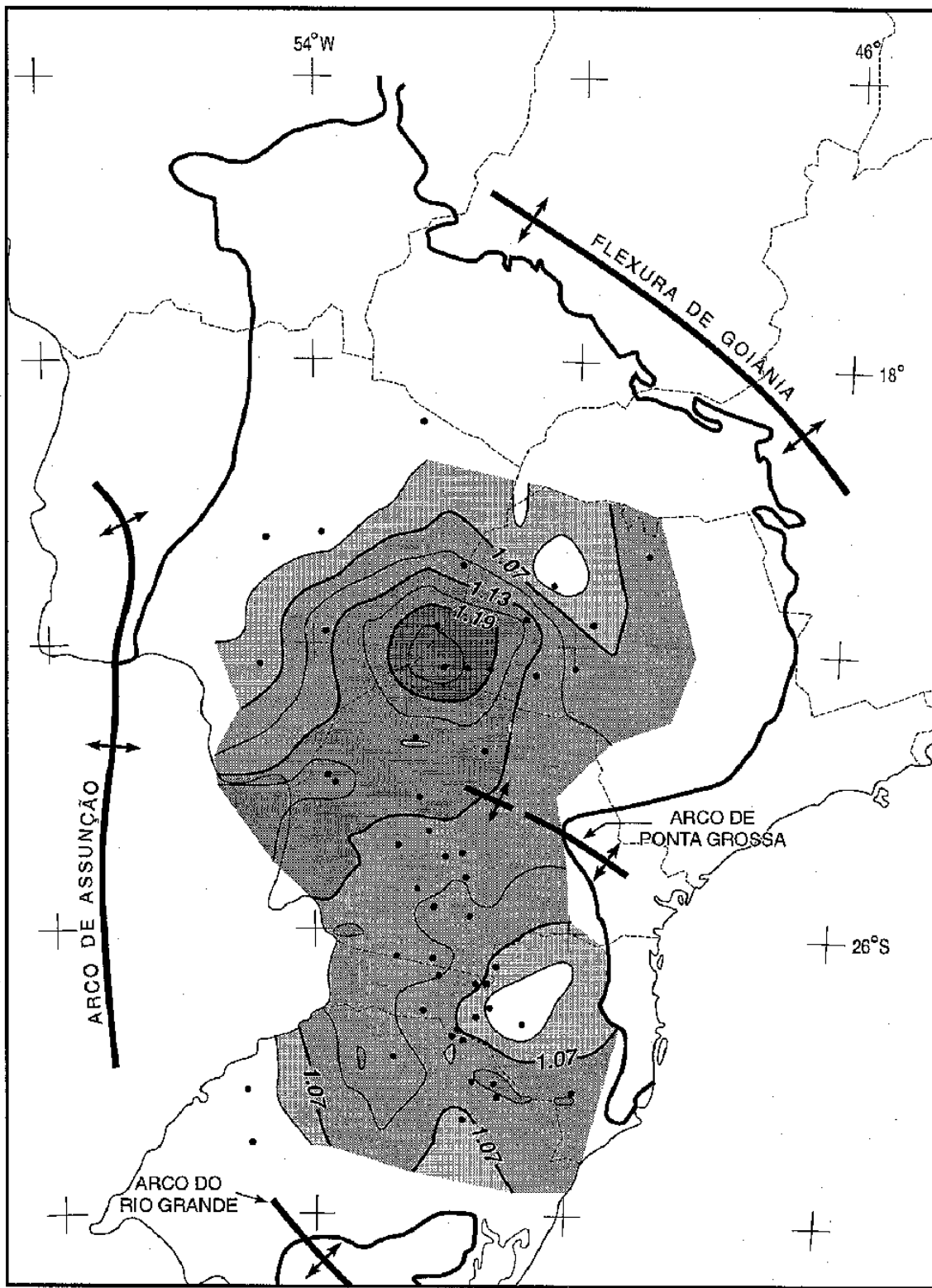


Fig. 9 - Mapa de isoatenuações para o terceiro evento distensivo (144 Ma). O local de maiores atenuações situa-se na região SW do Estado de São Paulo.

Fig. 9 - Isoattenuation map of the third extensional event (144 Ma). The greatest attenuations are located in the SW region of São Paulo State.

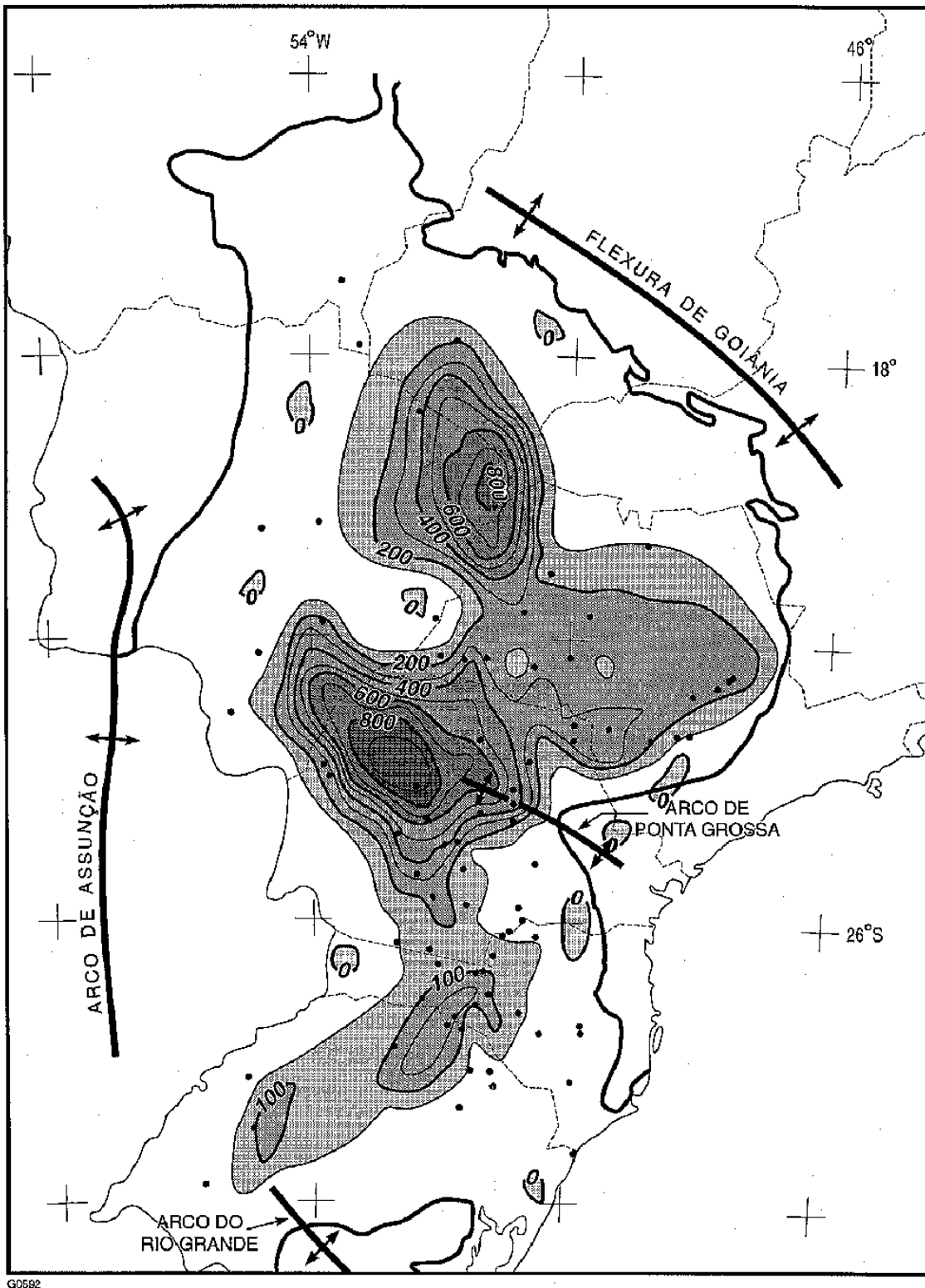


Fig. 10 - Soma dos sills, modificado de Zalán *et al.* (1986). Observam-se centros de deposições nas seguintes localidades: (52°W, 20°S) e (53°W, 24°S); (50°W, 22°S) e (52°W, 28°S).

Fig. 10 - Sum of the sills, modified after Zalán *et al.* (1986). Deposition centers at the following locations can be observed: (52° W, 20° S) and (53° W, 24° S); (50° W, 22° S) and (52° W, 28° S).

TAXA DE SUBSIDÊNCIA EM FUNÇÃO DO TEMPO

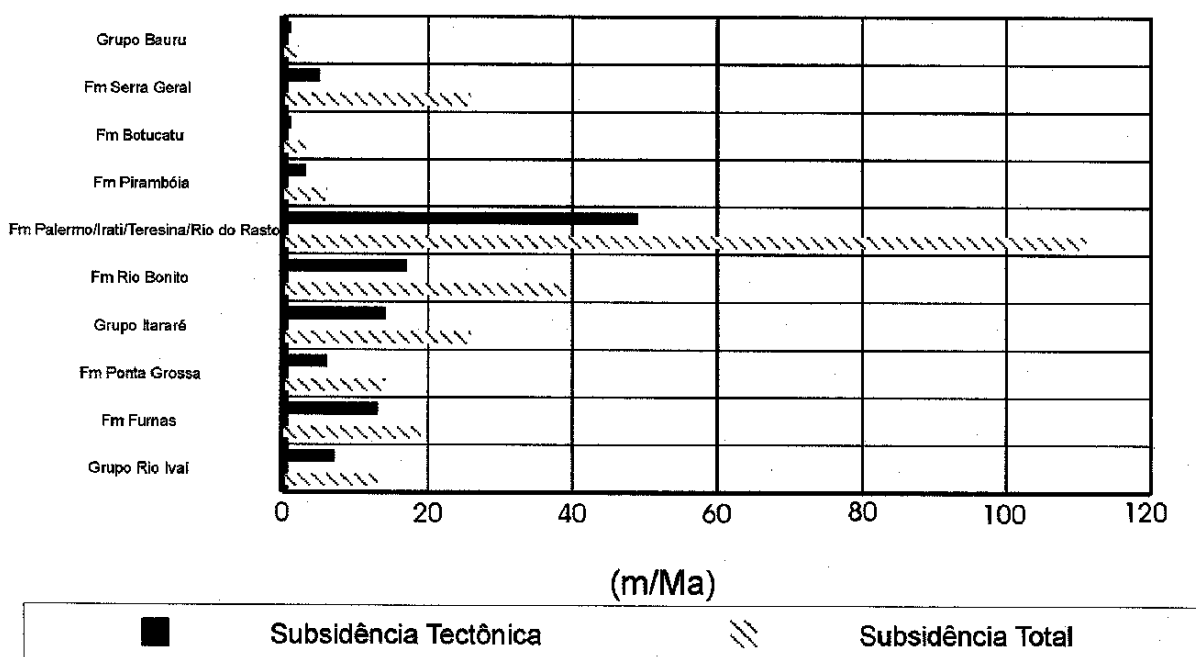


Fig. 11 - Apresentação dos resultados da tabela I em forma de gráfico de barras permitindo a visualização das taxas de subsidência associadas à estratigrafia da bacia.

Fig. 11 - Presentation of the table I results in the form of a bar-chart, enabling a better visualization of the subsidence rates associated with the basin stratigraphy.

6. CONCLUSÕES

A aplicação da técnica de *backstripping* na modelagem termomecânica possibilitou a determinação de taxas médias de subsidência total e tectônica, relativas a cada intervalo de tempo ou formação geológica atravessada em diversos pontos da Bacia do Paraná. Esse resultado revela a provável velocidade com que foram depositadas as formações geológicas que compõem a bacia, bem como a influência tectônica no contexto da deposição.

Como se pode observar na tabela I e figura 11, as maiores taxas de subsidência tectônica ocorreram no segundo evento distensivo, no Permiano, compreendendo as formações Palermo, Irati, Teresina e Rio do Rasto, com valor médio de cerca de 50 m/m.y., crescente no tempo, desde um mínimo de taxa de subsidência de 30 m/m.y. (associada à Formação Palermo), até a máxima de 92 m/m.y. (Formação Rio do Rasto). Embora pelas premissas da modelagem o processo de estiramento seja considerado instantâneo, esse resultado sugere a presença de um campo de esforços atuante ao longo de todo o período de deposição dessas formações (aproximadamente 50 m.y.). A aproximação do modelo, entretanto, não compromete os resultados apresentados (Cochran, 1983).

As taxas de subsidência tectônica anteriores a esse período, relativas às formações associadas ao primeiro evento distensivo (Rio Ivaí, Furnas e Ponta Grossa), são inferiores ao valor médio atingido no Permiano. Por outro lado, aquelas associadas ao evento da Formação Serra Geral apresentam o menor valor, se comparadas às demais, excetuando-se Pirambóia, Botucatu e Bauru.

Conclui-se, portanto, que o evento distensivo do Permocarbonífero foi o de maior expressão tectônica, ao passo que o mecanismo de subsidência no Jurocretáceo teve maior contribuição do carregamento produzido pelo grande volume

de lavas eruptadas e intrudidas. Neste último caso, o mecanismo de formação dos basaltos foi dominado por uma componente térmica expressiva, que provavelmente, induziu os esforços indicados na modelagem termomecânica.

Essa modelagem propriamente dita possibilitou a construção de mapas de isoatenuações dos três eventos tectônicos associados à evolução da bacia, sendo que, para o terceiro evento, a distribuição de isoatenuações foi apresentada apenas para homogeneização na comparação relativa de parâmetros.

Na figura 7, apresentou-se a distribuição de isoatenuações relativas ao primeiro evento distensivo (440 Ma), tendo os máximos concentrados a NW do estado do Paraná, próximo à fronteira com o Paraguai. Nota-se, também, um prolongamento N-S de altos valores ao longo do meridiano 52°W entre os paralelos 18° e 22°S, não-coincidente com o eixo da bacia ao longo do rio Paraná.

A distribuição das isoatenuações referentes ao segundo evento distensivo (296 Ma) foi ilustrada na figura 8, igualmente apresentando máximos concentrados na mesma região onde foram observados os maiores valores para o primeiro evento. Entretanto, ao invés do prolongamento N-S da figura 7, observa-se um novo máximo centrado em 22° S e 50° W e prolongando-se na direção NE. Caracteriza-se, assim, um grande eixo de atenuações máximas coincidente com o eixo atual da bacia, ao longo do qual corre o rio Paraná. Observa-se, ainda, uma ramificação deste eixo para ESE e, também, um máximo alongado e paralelo ao alinhamento Torres-Posadas (28° S) não verificado no primeiro evento distensivo.

As diferenças nas distribuições das isoatenuações referentes aos dois primeiros eventos distensivos sugerem mudança no tempo da orientação dos campos de esforços atuantes na bacia, sendo este segundo, possivelmente, o precursor do movimento de rotação da placa sul-americana relativamente à placa africana, e que viria a originar as bacias marginais durante a abertura do Atlântico Sul, conforme sugerido por Turner *et al.* (1994).

Permanece, entretanto, uma região de atenuações máximas comum para os dois eventos, situada entre (23,8°S, 53,8°W) e (22,3°S, 52,0°W), e que representa a área de maior fraqueza do substrato da bacia, refletindo uma possível paleoestrutura de um limite entre blocos tectônicos, sítio do maior depocentro sedimentar e vulcânico da bacia.

As isoatenuações calculadas para o terceiro evento distensivo, figura 9, apresentaram valores bem inferiores aos calculados para os dois eventos precedentes. O máximo de atenuação coincide com o maior depocentro das lavas vulcânicas. É interessante notar que a distribuição dos *sills* (Zalán *et al.* 1986) acompanha as regiões de maiores atenuações dos dois eventos anteriores, sugerindo ser estas regiões sítios preferenciais dos dutos magmáticos jurocretácicos (fig. 10). Este quadro, aliado à observação da maior contribuição do carregamento para a subsidência do terceiro evento, reforça a conclusão tecida anteriormente quanto ao mecanismo gerador dos esforços, de natureza predominantemente termal, com forte componente de reativação de falhas preexistentes.

Tenta-se contribuir para definir uma melhor localização de possíveis paleoestruturas dentro do substrato da bacia. Os *trends* das curvas de isoatenuações, bem como suas regiões de adensamento, indicam localização e a direção de zonas de falhas que teriam sido reativadas durante a formação e evolução. Demonstrou-se que as atenuações máximas de cada evento distensivo não estão irregularmente distribuídas, tendendo a se concentrar em sítios específicos, que nitidamente controlaram depocentros sedimentares e vulcânicos.

Deixou-se ainda em aberto um refinamento e/ou discussão dos processos erosivos causadores dos hiatos das discordâncias existentes na coluna estratigráfica da Bacia do Paraná. Tal análise constitui um estudo em andamento, que se encontra em fase adiantada. Uma análise conjunta do tratamento termomecânico com outros métodos (por exemplo, modelamento isostático e a tomografia sísmica para a definição das estruturas profundas), também constitui um estudo adicional ao aqui apresentado, de onde serão extraídos os vínculos necessários para elaborar o modelo mais provável de formação e evolução da Bacia do Paraná. Resultados parciais de tais estudos, com base em outras metodologias e premissas básicas, se encontram em Quintas (1995), Mantovani *et al.* (1995) Mantovani (1996) e Mantovani *et al.* (no prelo), constituindo um complemento aos dados e resultados aqui apresentados.

À PETROBRAS, pela liberação de parte dos dados aqui utilizados, e aos revisores Webster W. Mohriak e A. Canelas M. Castro Jr., pelas críticas e sugestões que contribuíram para o aprimoramento do texto. A realização da pesquisa contou com o apoio financeiro da FAPESP, CNPq, CAPES e FINEP.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, F. F. M. Diferenciação tectônica da plataforma brasileira. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 23, 1969, Salvador. *Anais...* Salvador: Sociedade Brasileira de Geologia, 1969, 48p. p. 29-46.
- ALMEIDA, F. F. M. *Tectônica da Bacia do Paraná no Brasil*. São Paulo, 1980. 187p. (Relatório da PAULIPETRO n. 14091).
- BARBERENA, M. C., DAEMON, R. F. A primeira ocorrência de Amphibia (Labyrinthodontia) na Formação Rio do Rasto; implicações geocronológicas e estratigráficas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 27, 1974, Porto Alegre. *Anais...* Porto Alegre: Sociedade Brasileira de Geologia, 1974, p. 252-261.
- BOND, G. C. Speculations on real sea-level changes and vertical motions of continents at selected times in the Cretaceous and Tertiary periods. *Geology*, Boulder, v. 6, p. 247-250, 1978.
- BOND, G. C., NICKESON, P. A., KOMINZ, M. A. Breakup of a supercontinent between 625 Ma and 555 Ma: new evidence and implications for continental histories. *Earth and Planetary Science Letters*, Amsterdam, v. 70, p. 325-345, 1984.
- BRAILLE, L. W., HINZE, W. J., KELLER, G. R. F., LIDIAK, E. G., SEXTON, J. L. Tectonic development of the new Madrid Rift Complex, Mississippi Embayment, North America. *Tectonophysics*, Amsterdam, v. 131, p. 1-21, 1986.
- COCHRAN, J. R. Effects of finite rifting times on the development of sedimentary basins. *Earth Planetary Science Letters*, Amsterdam, v. 66, p. 289-302. 1983.
- COIMBRA, A. M., BRANDT NETO, M., PETRI, S. O alinhamento estrutural do Tietê. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA REGIONAL, 1, 1977, São Paulo. *Atas...* São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 1977. p. 145-152.
- CORDANI, U. G., NEVES, B. B. B., FUCK, R. A., PORTO, R., THOMAS FILHO, A., CUNHA, F. M. B. *Estudo preliminar de integração do Pré-cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras*. Rio de Janeiro: PETROBRAS. CENPES. SINTEP, 1984. 70 p. (CiênciaTécnica Petróleo, n. 15).
- COX, K. G. The role of mantle plumes in the development of continental drainage patterns. *Nature*, London, v. 342, p. 873-877, 1989.
- CUNHA, F. M. B. *Evolução paleozóica da Bacia do Parnaíba e seu arcabouço tectônico*. Rio de Janeiro. 1986. 107 p. Dissertação (Mestrado).
- DE RITO, R. F., COZZARELLI, F. A., HODGE, D. S. Mechanism of subsidence of ancient cratonic rift basins. *Tectonophysics*, Amsterdam, v. 94, p. 141-168, 1983.
- DAEMON, R. F., QUADROS, L. P. Bioestratigrafia do Neopaleozóico da Bacia do Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 24, 1970, Brasília. *Anais...* Brasília: Sociedade Brasileira de Geologia, 1970, p. 355-412.
- DUNBAR, J. A., SAWYER, D. S. Continental rifting at pre-existing lithospheric weaknesses. *Nature*, London, v. 333, p. 450-452, 1988.
- DURHEIN, R. J., MOONEY, W. D. Archean and Proterozoic crustal evolution: evidence from crustal seismology. *Geology*, Boulder, v. 19, p. 606-609, 1991.
- FEIJÓ, F. J. Cartas estratigráficas das bacias sedimentares do Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, 1994, Camboriú. *Anais...* Camboriú: Sociedade Brasileira de Geologia, 1994, v. 3, p. 233-234.

- FERNANDES, L. A., COIMBRA, A. M., BRANDT NETO, M. Silicificação hidrotermal neocretácea na porção meridional da Bacia Bauru. *Revista do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo*, v. 14, n. 1, p. 19-26, 1993.
- FOWLER, C. M. R., NISBETT, E. G. The subsidence of the Williston Basin. *Canadian Journal of Earth Sciences*, Ottawa, v. 22, p. 408-415, 1985.
- HARLAND, W. B., ARMSTRONG, R. L., COX, A. V., CRAIG, L. E., SMITH, A. G., SMITH, D. G. *A Geologic time scale 1989*. Cambridge University, 1990. 263 p.
- HEIDLAF, D. T., HSUI, A. T., KLEIN, G. Tectonic subsidence analysis of the Illinois Basin. *Journal of Geology*, Chicago, v. 94, n. 6, p. 779-794, 1986.
- INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO. *Geologia da Bacia do Paraná: reavaliação da potencialidade e prospectividade em hidrocarbonetos*. São Paulo: PAULIPETRO, 1982. 198 p. (Instituto de Pesquisas Tecnológicas. Publicações especiais, n. 121).
- JAMES, D. E., ASSUMPÇÃO, M., SNOKE, J. A., RIBOTT, L. C., KUEHNEL, R. Seismic studies of continental, lithosphere beneath SE Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, Rio de Janeiro. (No prelo).
- KARNER, G. D. *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. 80 p. 1985.
- MAACK, R. Die Entwicklung der Gondwana. Schichten Suedbrasilien und ihre Beziehungen zur Korru-formation Suedafrikas. In: GEOLOGICAL SOCIETY OF ALGIERS. *Proceedings...Algiers: International Geological Congress*, 1952. v. 19, p. 339-372.
- MANTOVANI, M. S. M. *Paraná flood basalts*. The LIP Reader, Newsletter, n. 7, p. 5-7 <http://www.utexas.edu/utig/ig/lips>, 1996.
- MANTOVANI, M. S. M., QUINTAS, M. C. L., SHUKOWSKY, W. *Framework of Paraná basin basement: a geophysical contribution from gravity data*. In: IUGG. General Assembly, 21., Boulder, Co., July 2-14, Abstracts v. A, p. A 420, SA 51 f-1995.
- MANTOVANI, M. S. M., HAWKESWORTH, C. J., TURNER, S., PEATE, D. W., SHUKOWSKY, W. *A Formação Serra Geral*. In: O Mesozóico-Cenozóico no Estado de São Paulo. São Paulo: C. Riccomini, 1996. (SBG. Publicação especial).
- MCKENZIE, D. P. *Some remarks on the development of sedimentary basins*. In: Earth and Planetary Science Letters. Amsterdam Scientific, 1978. v. 40, p. 25-32.
- MEISSNER, R. *The continental crust*. New York: Academic, 1986. v. 34, 426 p.
- MILANI, E. J., FRANÇA, A. B., SCHNEIDER, R. J. Bacia do Paraná. *Boletim de Geociências da PETROBRAS*, Rio de Janeiro, v. 8, n. 1, p. 69-82, 1994.
- NELSON, K. D. *A unified view of craton evolution motivated by recent deep seismic reflection and refraction result*. In: Geophysical Journal. Oxford: Blackwell Scientific, 1991. v. 105, p. 25-35.
- NUNN, J. A., AIRES, J. R. Gravity anomalies and flexure of the lithosphere at the middle Amazon Basin, Brazil. *Journal of Geophysical Research*, 1988, v. 93, n. B1, p. 415-428.
- NUNN, J. A., SLEEP, N. H. *Thermal contraction and flexure of intracratonal basins: a three-dimensional study of the Michigan basin*. Geophysical Journal Research Astronomical Society, 1984, v. 76, p. 587-635.
- OLIVEIRA, L. O. A. *Aspectos da evolução termomecânica da Bacia do Paraná no Brasil*. Ouro Preto: Universidade Federal de Ouro Preto, Escola de Minas, 1987. 179 p. Dissertação (Mestrado).
- PAULIPETRO. *Geologia da Bacia do Paraná: reavaliação da potencialidade e prospectividade em hidrocarbonetos*. São Paulo: CESP/IPT, 1982. 198 p. (Relatório Técnico).
- PEARSON, D. G., SHIREY, S. B., CARLSON, R. W., BOYD, F. R., POKHILENKO, N. P. *Re-Os isotope evidence for ancient lithosphere beneath the Siberian and Kaapvaal cratons linked to crust generation*, Terra Nova, n. 5, p. 40, 1993.

- PITMAN, W. C. *Relationship between eustacy and stratigraphic sequences of passive margins*. Geological Society of America Bulletin, v. 89, p. 1389 - 1403, 1978, Boulder, Co.
- QUINTAS, M. C. L. *O embasamento da Bacia do Paraná: reconstrução geofísica de seu arcabouço*. São Paulo: USP. Instituto Astronômico e Geofísico, 1995. 213 p. Tese (Doutorado).
- RAJA GABAGLIA, G. P., FIGUEIREDO, A. M. F. *Evolução dos conceitos acerca das classificações de bacias sedimentares*. In: Origem e Evolução de bacias sedimentares. RAJA GABAGLIA, G. P., MILANI, E. J. (eds.) Rio de Janeiro: PETROBRAS/SEREC/CEN-SUD, 1990. p. 31-45.
- ROYDEN, L., KEEN, C. E. *Rifting process and thermal evolution of the continental margin of Eastern Canada determined from subsidence curves*. Earth and Planetary Science Letters, 1980, v. 51, p. 342-361.
- SANFORD, R. M., LANGE, W. F. *Basin study approach to oil evaluation of Paraná miogeosyncline, south Brazil*. AAPG Bulletin, 1960, v. 44, n. 8, p. 1316 - 1370
- SCLATER, J. C., CHRISTIE, P. A. F. Continental stretching: an explanation of the post-mid-cretaceous subsidence of the central north sea basin. *Journal of Geophysical Research*, v. 85, n. B 7, p. 3711 - 3739, 1980.
- STECKLER, M. S., WATTS, A. B. *Subsidence of the atlantic-type continental margin of New York*. Earth and Planetary Science Letters, 1978, v. 41, p. 1 - 13.
- TURNER, S. P., REGELORES, M., KELLEY, S., HAWKESWORTH, C. J., MANTOVANI, M. S. M. Magmatism and continental break-up in the South Atlantic: high precision 40 Ar - 39 Ar geochronology. 1994. *Earth and Planetary Science Letters*, 1221: 333-348.
- WATTS, A. B., KARNER, G. D., STECKLER, M. S. Lithospheric flexure and the evolution of sedimentary basins. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*. Series A, 1982, v. 305, p. 249-281.
- VIDOTTI, R. M., EBINGER, C. J., FAIRHEAD, J. D. *Lithosphere structure beneath the Paraná province from gravity studies: Is there a buried rift system ?* EOS Supplement, v. 76, n. 46, p. F608, AGU FALL MEETING, december 11-15, San Francisco, 1995, CA, T41D-11.
- ZALÁN, P. V., CONCEIÇÃO, J. C., WOLFF, S., ASTOLFI, M. A., VIEIRA, I. S., APPI, V.T., NETO, E. V.S., CERQUEIRA, J. R., ZANOTTO, O. A., PAUMER, M. L., MARQUES, A. *Análise da Bacia do Paraná*. Rio de Janeiro: PETROBRAS. DEPEX. CENPES, 1986. 195 p. (Relatório interno, Gt - Os - 009/85).
- ZALÁN, P. V., WOLFF, S., CONCEIÇÃO, J. C., ASTOLFI, M.A.M., VIEIRA, I. S., APPI, V. T., ZANOTTO, O. A., MARQUES, A. Tectonics and sedimentation of the Paraná basin. In: SIMPÓSIO DO GONDWANA, 1988, São Paulo. *Anais...* São Paulo: [s. n.], 1988.
- ZALÁN, P. V., WOLFF, S., ASTOLFI, M.A.M., VIEIRA, I. S., CONCEIÇÃO, J. C., APPI, V. T., NETO, E. V. S., CERQUEIRA, J. R., MARQUES, A. The Paraná Basin, Brazil. In: Interior cratonic basins. p. 681 - 707. (*Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, memoir 51), 1990a.
- ZALÁN, P. V., WOLFF, S., CONCEIÇÃO, J. C., MARQUES, A., ASTOLFI, M. A. M., VIEIRA, I. S., APPI, V. T. *Bacia do Paraná*. In: Origem e Evolução de Bacias Sedimentares. Rio de Janeiro: PETROBRAS, 1990b. p. 135 - 164.

EXPANDED ABSTRACT

The Paraná basin was formed in the Ordovician and evolved until Late Cretaceous. Its sediments cover an area of 1,400,000 km², of which 1,100,000 km² are in southern Brazil, approximately 100,000 km² in Paraguay, 100,000 km² in Argentina and 100,000 km² in Uruguay. Its main axes are 1,750 km long and 900 km wide, and the maximum thickness exceeds 6,000 m. Radiometric ages of its basement, which is composed mainly of igneous and metamorphic rocks, vary from 700 Ma to 450 Ma (Brasiliano Orogeny).

Similar structures in North America were modeled as formed in an extensional tectonic environment (Nunn and Sleep, 1984; Fowler & Nisbett, 1985; Braille et al., 1986; Heidlarf et al., 1986); by analogy, McKenzie (1978) and Royden & Keen (1980) extensional models are also considered. According to both models, lithosphere thinning is accompanied by a density increase due to the intrusion of mantle material within the crust, which causes instantaneous isostatic adjustment, generally followed by rift formation. Thermal and tectonic subsidence of the basin basement were obtained by backstripping the sediments (Steckler and Watts, 1978), from the stratigraphic record of 81 deep boreholes, drilled for oil exploration purposes and distributed throughout the area.

Taking into account its size and the preliminary results on the effective elastic thickness ($T_e = 20-40$ km) obtained for the NW portion of the basin (Vidotti et al., 1995), backstripping was performed using the Airy isostatic model and the time intervals dictated by the Harland et al. (1990) geochronological table, for each formation. The porosity function and the decay constant (table 2) were determined from sample data (IPT, 1986; Oliveira, 1987) and, where no measurements are available, the average values (as reported by Sclater and Christie, 1980) were used.

Subsidence curves (fig. 5) distinguish three main tectonic events at 440 Ma, 296 Ma and 144 Ma, and a comparison between the two thermomechanical models, applied to three different initial conditions of lithosphere (125 km, 200 km and 150 km) and crustal (35 km, 50 km, 45 km) thicknesses show that the Royden Keen (1980) approach fits the observed data better (fig. 6). Subsidence rates and attenuation values were then calculated taking into account this model and the lithosphere (150 km) and crustal (35 km) thickness values reported for the northern Paraná province (James et al. 1995).

Tectonic subsidence rates calculated for each formation, show a maximum average value (50 m/m.y.) during the Permo-Carboniferous (table 1 and fig. 11) and comparatively insignificant values for the Jurassic and Cretaceous subsidence phases. The attenuation pattern obtained for each event, superimposed on the site of boreholes used in the calculation, is shown in figures 7 to 9. Maximum attenuations concentrate in E-Paraguay and W-Paraná State, composing the main trend, which is coincident for the two earlier tectonic events, the second one having a greater attenuation magnitude. This trend is interpreted as being associated with a paleosuture, bounding ancient contrasting tectonic blocks. A predominantly N-S extension of this trend, along 52°W and between 18°S and 22°S, is observed in the first tectonic event attenuation pattern.

Parallel to the Ponta Grossa Arch dyke swarm, at least two secondary ESE trends, one with a maximum at (22°S, 50°W) and the other along the Torres-Posadas lineament (28°S), are observed for the second event. The difference in the attenuation pattern between the two first extensional tectonic events, suggests a temporal change in the stress field, preceding the clockwise rotation of the South-American Plate. Sill distribution follows the attenuation trends of the first two events, and is interpreted as being associated with the site of a major crustal weakness, where the conduits for the Cretaceous magmatism probably developed.

Coincidence between the thickest layer of volcanics (located at the southwestern portion of São Paulo State - and the northwestern portion of NW Paraná State) and the site of maximum attenuation for the third event is evidence for the basaltic loading and, therefore, an indication that the main tectonic driving forces during the third event were of different nature when compared to the earlier events. Uplifting of the Ponta Grossa Arch (buoyant forces) probably contributed to the formation of new magmatic conduits: This doming is being attributed to the presence of a large thermal anomaly which was responsible for the vast volume of basalts erupted both onland and along the incipient margin.

The thermomechanical analysis presented is a contribution to the study of the formation and development of the Paraná Basin. It suggests that in an extensional environment, paleostructures were reactivated and controlled the basin evolution. A refinement of this study, taking into account the erosion inferred by the uplift observed in the

Ponta Grossa Arch and the stratigraphic unconformities observed in boreholes, is in progress. A joint analysis of thermomechanical modeling, isostatic response and deep seismic data will complement the above cited results, in order to further constrain and better describe the formation and evolution of the Paraná Basin.