

RECONHECIMENTO DA TECTÔNICA MESOZÓICA-CENOZÓICA NA BORDA LESTE DA BACIA DO PARANÁ ATRAVÉS DA APLICAÇÃO DE TRAÇOS DE FISSÃO EM APATITAS NO DOMO DE PITANGA (SUDOESTE DE RIO CLARO, SP)

Daniel Françoso de GODOY ¹, Peter Christian HACKSPACHER ²,
Sandro GUEDES ³, Júlio César HADLER NETO ³

(1) Curso de Pós-Graduação em Geologia Regional, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista/Campus de Rio Claro. Avenida 24-A, 1515 – Bela Vista. CEP 13506-900. Rio Claro, SP. Endereço eletr nico: dfgodoy@gmail.com.

(2) Departamento de Petrologia e Metalogenia, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista/Campus de Rio Claro. Avenida 24-A, 1515 – Bela Vista. CEP 13506-900. Rio Claro, SP. Endereço eletr nico: phack@rc.unesp.br.

(3) Departamento de Raios Cósmicos e Cronologia, Instituto de Física Gleb Wataghin, Universidade de Campinas (UNICAMP). Cidade Universitária Zeferino Vaz, Barão Geraldo. CEP 13083-970. Campinas, SP.
Endereços eletr nicos: guedes@ifi.unicamp.br; hadler@ifi.unicamp.br.

Introdução
Arcabouço Geológico
Metodologia
Resultados
Modelagem das Histórias Térmicas
Correlação dos Eventos Locais Deduzidos com a Evolução Regional
Considerações finais
Agradecimentos
Referências Bibliográficas

RESUMO – A tectônica Mesozóica-Cenozóica na borda leste da Bacia do Paraná foi interpretada com base no estudo geocronológico de uma importante feição estrutural conhecida como Domo de Pitanga (sudoeste de Rio Claro, SP), que, como outras estruturas do mesmo tipo presentes na borda da bacia, coincide com grandes alinhamentos estruturais formados pela reativação de estruturas preexistentes no seu embasamento. O método utilizado foi o de datação por análise de traços de fissão em apatitas, o qual permite a modelagem térmica entre 120 C e a temperatura ambiente. Utilizando apatitas de rochas sedimentares, foi possível a modelagem da história térmica da área, graças à homogeneidade dos dados que cada amostra apresentou em função do aquecimento no Eocretáceo pelo magmatismo Serra Geral. Além do resfriamento posterior ao magmatismo marcado pelas idades (Eocretáceo), foram detectadas as principais épocas de resfriamento na área de estudo, sendo elas do Neocretáceo, Paleoceno e, com menor importância, do Mioceno. Estes períodos remontam a importantes eventos tectônicos ocorridos no Sudeste brasileiro, bem descritos no embasamento cristalino. Fica clara a influência desta tectônica de caráter ascensional do embasamento adjacente no interior da bacia, atuando na formação de estruturas, como é o caso do Domo de Pitanga.
Palavras-chave: Bacia do Paraná, Domo de Pitanga, alinhamentos estruturais, traços de fissão em apatitas, apatita sedimentar.

ABSTRACT – D.F. Godoy, P.C. Hackspacher, S. Guedes, J.C. Hadler Neto – *Recognition of Mesozoic-Cenozoic tectonic on the eastern border of Paraná Basin using apatite fission track in the Pitanga Dome (southwest of Rio Claro, SP).* Mesozoic-Cenozoic tectonics on the eastern border of Paraná Basin was deduced by geochronologic study of one important structural feature known as Pitanga Dome, located at southwest of Rio Claro (State of São Paulo), which, like other structures of same type, is coincident to some important structural lineaments, originated by reactivation of pre-existent structures in the basement. The geochronologic method used was the apatite fission track dating, which allow thermal modeling from 120 C to room temperature. Using apatite grains from sedimentary rocks the thermal history could be modeled for the studied area, as the data of each sample due to the heating at the Early Cretaceous by the Serra Geral magmatism present homogeneity. Besides the post-magmatism cooling marked by ages (Early Cretaceous), the main cooling times were detected: during Late Cretaceous, Paleocene, and, with minor importance, during Miocene. These periods are related to important tectonic events occurred in Southeastern Brazil, recognized in the crystalline basement. It is clear the influence of the upward tectonic of the adjacent basement on the basin interior, and the formation of structures like the Pitanga Dome.

Keywords: Paraná Basin, Pitanga Dome, structural lineaments, apatite fission track, detrital apatite.

INTRODUÇÃO

Os processos responsáveis pela origem e evolução da Bacia do Paraná s o associados   propagação dos esforços gerados pela convergência entre a placa Pantalassiana e a paleomargem sudoeste do Gondwana, com choques ocasionais de terrenos alóctones durante o Fanerozóico; o reflexo desta

tectônica é considerado como a causa dos principais ciclos de subsidência da bacia, propiciando a sedimentação das diversas unidades que compõem o seu arcabouço estratigráfico (Milani, 1997).

No Mesozóico-Cenozóico, a bacia do Paraná passou a sofrer influência dos eventos tectônicos

relacionados com a ruptura do Gondwana, abertura do Oceano Atlântico e conseqüente migração da Placa Sul Americana para oeste. Estes processos tectônicos iniciados no Neojurássico, denominados por Almeida (1967) de Reativação Waldeniana, provocou no Eocretáceo o magmatismo Serra Geral. Após este magmatismo, iniciaram-se os processos de separação continental e abertura do Oceano Atlântico.

A reincidência de anomalias térmicas provocou ainda uma dinâmica crustal cujo resultado foi a formação de um relevo de altos topográficos circundantes à bacia e a incidência de diversas manifestações alcalinas durante o Eocretáceo. Estas áreas altas da borda da bacia, segundo Fernandes (1998), contribuiu para a instalação de um ambiente favorável à sedimentação na Bacia Bauru, atuando como área-fonte. Acredita-se que a Bacia Bauru se situe sobre um substrato com

uma anomalia térmica negativa, enquanto a fonte tem características térmicas aquecidas, neste período (Hackspacher et al., 2006).

A resposta estrutural da Bacia do Paraná a toda esta evolução tectônica é caracterizada pela reativação de estruturas preexistentes no seu embasamento. A propagação dos deslocamentos destas estruturas no pacote sedimentar gerou grandes alinhamentos presentes no interior da bacia, sendo bastante expressivo na borda leste, além de alguns deles serem coincidentes com grandes zonas de falha do embasamento aflorante (Soares, 1991) e com alinhamentos gravimétricos (Quintas, 1995) e magnetométricos, cujas anomalias provém do embasamento subjacente ao pacote sedimentar (Soares, 1991). Estes alinhamentos (Figura 1) se caracterizam por uma maior concentração de falhas, altos estruturais, diques e *sills* de diabásio.

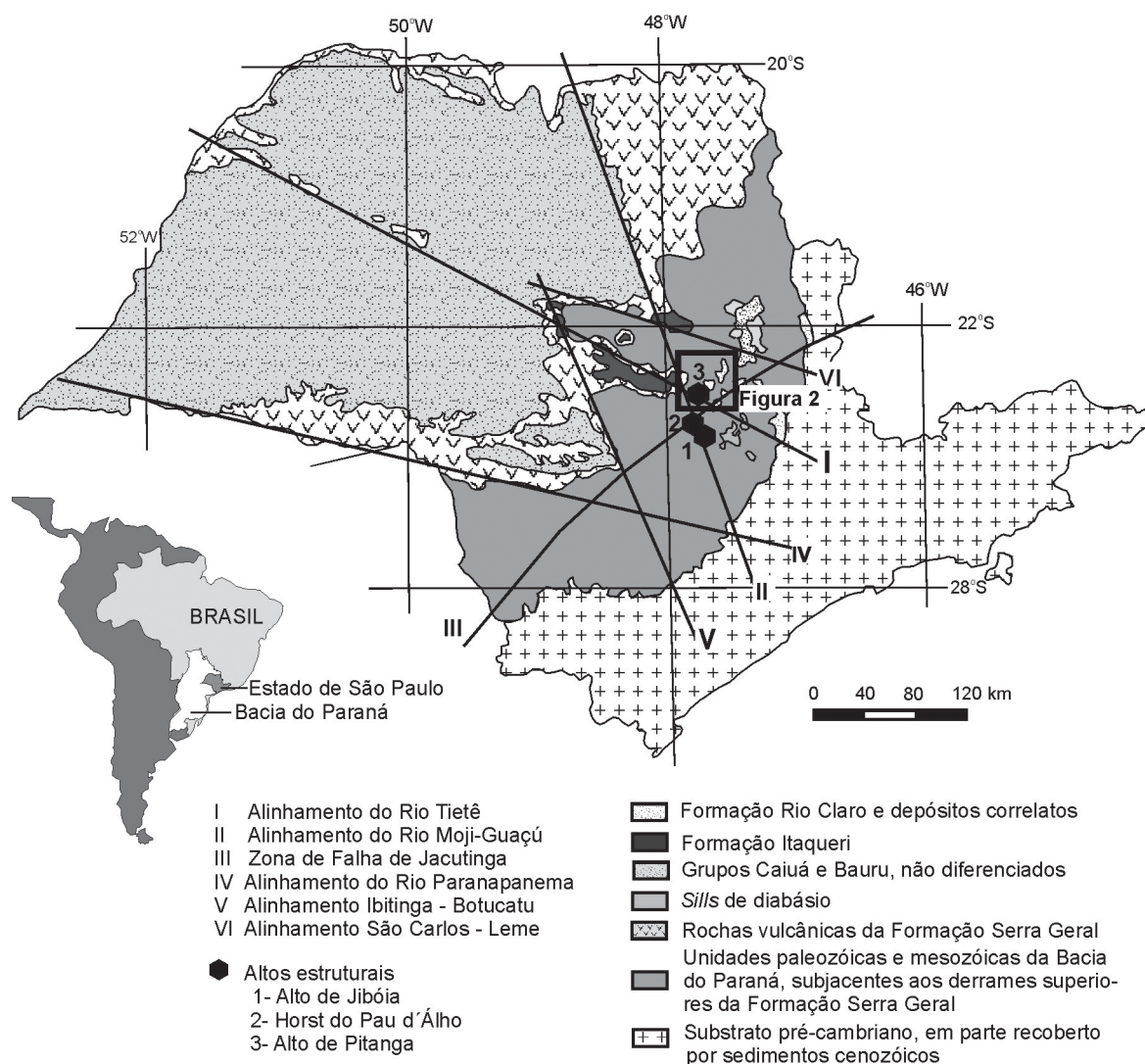


FIGURA 1. Mapa geológico simplificado do Estado de São Paulo, mostrando os principais alinhamentos estruturais. Modificado de Riccomini (1995).

Porém, o processo crustal que atuou como causa direta das fases de subsidência da bacia, além da geração e reativação do arcabouço estrutural da bacia, e a relação temporal destes com os processos tectônicos vigentes no continente nas épocas de sedimentação, ainda não é bem entendido. Sendo assim, a modelagem térmica, através do método de análise de traços de fissão em apatitas, aplicado na borda leste da Bacia do Paraná, pode fornecer subsídio do ponto de vista térmico para melhor entender os processos crustais envolvidos na evolução.

ARCABOUÇO GEOLÓGICO

A Bacia do Paraná constitui uma extensa bacia sedimentar intracratônica preenchida por rochas sedimentares e vulcânicas na forma de diques, *sills* e derrames, localizada na porção centro-leste do continente sul-americano. Sua origem deu-se após a estabilização do recém-formado Paleocontinente Gondwana, cujo registro sedimentar se estende desde o Neo-Ordoviciano até o Neocretáceo.

O pacote sedimentar da Bacia do Paraná pode ser dividido, segundo Milani (1997), em seis superseqüências: Rio Ivaí (Neo-Ordoviciano), Paraná (Devoniano), Gondwana I (Permiano-Neotriássico), Gondwana II (Triássico Médio-Neotriássico), Gondwana III (Neojurássico-Neocomiano) e Bauru (Aptiano-Maastrichtiano-Neocretáceo).

Estes períodos de sedimentação estão relacionados a fases de subsidência separadas por períodos de erosão, que, segundo Milani (1997) e Zalán (2004), apresentam ligação com a convergência da Placa Pantalassiana com a margem sudoeste da placa do paleocontinente Gondwana, com choques ocasionais de terrenos alóctones. O principal elemento que sugere esta ligação é a semelhança temporal dos picos de atividade na borda orogênica do continente com as fases de subsidência da bacia. Desta forma, momentos de maior atividade neste ambiente tectônico teriam gerado esforços compressivos que se propagaram no ambiente intraplaca, causando estas fases de subsidência da bacia. Momentos de menor atividade na borda do Gondwana favoreceram o desenvolvimento de discordâncias regionais na bacia.

A partir do final do Jurássico, a bacia passa a sofrer influência dos processos tectono-magmáticos que culminaram na abertura do Oceano Atlântico. Anomalias térmicas mantélicas (Marques & Ernesto, 2004), durante a reativação da plataforma, geraram um acréscimo de cerca de 200°C, culminando no magmatismo Serra Geral no Eocretáceo, originando extensos derrames, bem como a colocação de diques e *sills* de diabásio.

Para isso, foi escolhido o Domo de Pitanga (sudoeste da cidade de Rio Claro, SP), que é um alto estrutural localizado no cruzamento de dois importantes alinhamentos estruturais da bacia, o Alinhamento do Rio Tietê (Coimbra et al., 1981; Riccomini, 1995) e o prolongamento da Zona de Falha de Jacutinga (Soares, 1991), sendo um local onde os processos foram mais evidentes. Este trabalho procura contribuir para um modelo que relacione os processos evolutivos estudados no embasamento cristalino adjacente com os processos de cunho estrutural e também estratigráfico realizados no interior da bacia.

Anomalias térmicas posteriores ao magmatismo Serra Geral continuaram ocorrendo subjacentes ao continente Sul Americano, bastante estudado nas áreas cristalinas adjacentes à bacia. Por isso, a tectônica nestas áreas merece destaque, principalmente se forem levadas em conta estruturas que possuem continuidade para dentro da bacia, mostrando inclusive influência na formação do arcabouço estratigráfico das unidades suprabasálticas, como será discutido mais à frente.

O soerguimento da região costeira, associado a fase *uplift* do processo que culminou com a ruptura continental e abertura do Atlântico, é registrado através de traços de fissão em apatita com idades em torno de 120 Ma no embasamento cristalino adjacente à borda leste da bacia. Este período de soerguimento é registrado inclusive nos arredores de Machado (MG), porém com idades de traços de fissão da ordem de 140 Ma (Godoy, 2003).

No Neocretáceo, importantes manifestações tectônicas decorrentes de um aquecimento crustal (Almeida & Carneiro, 1998; Tello Saenz et al., 2003; Hackspacher et al., 2003; Zalán & Oliveira, 2005, além de outros) ocorreram no âmbito intraplaca. Este período foi marcado por importantes manifestações alcalinas e pela formação de áreas de soerguimento como o Arco de Goiânia, e soerguimentos na borda nordeste da Bacia Bauru (Hasui & Haraliy, 1991). Estas feições tectônicas tiveram grande influência na evolução da bacia, sendo responsáveis pela erosão da sua borda leste e nordeste e, de acordo com Fernandes & Coimbra (1996) e Fernandes (1998), a topografia elevada permitiu a atuação como uma importante área-fonte de sedimentos para Bacia Bauru.

No Paleoceno uma tectônica, principalmente extensional, ocorreu nas áreas alçadas do Sudeste Brasileiro, principalmente na Serra do Mar, dando origem ao desenvolvimento do Sistema de Rifte do Sudeste Brasileiro (Almeida, 1976; Riccomini, 1989; Zalán & Oliveira, 2005). Os possíveis reflexos desta tectônica no interior da Bacia do Paraná é reconhecida

por Riccomini (1995, 1997), atribuindo a esta época a formação dos depósitos da Formação Itaqueri, localizada discordantemente sobre as rochas do derrame Serra Geral e da Formação Botucatu. Apesar das controvérsias a respeito da idade desta unidade que se encontra localizada na borda do Planalto Ocidental, os autores acima citados colocam este pacote sedimentar como sendo correlativo desta tectônica paleocênica.

A partir do Mioceno, uma tectônica de menor magnitude passa a atuar, influenciando na formação de diversos depósitos sedimentares de pequeno porte, como é o caso da Formação Rio Claro (Zaine, 1994; Melo, 1995; Melo et al., 1997), relacionada a um possível soerguimento do Domo de Pitanga nesta época. A Formação Rio Claro e outros depósitos de mesma época desenvolveram-se em uma paisagem onde já se encontrava desenvolvida a Depressão Periférica.

No contexto estrutural, esta evolução mesozóico-cenozóica da Bacia do Paraná e seu entorno, reativou descontinuidades preexistentes no embasamento da bacia, de origem pré-cambriana/eopaleozóica, cujo movimento se propagou no pacote sedimentar e gerou

grandes alinhamentos estruturais (Soares, 1991; Riccomini, 1995; Artur & Soares, 2002; Rostirolla et al., 2000). Estes alinhamentos configuram parte do arcabouço estrutural da bacia, e ao longo destes é encontrada uma maior frequência de falhas, altos estruturais, diques e *sills* de diabásio (Figura 1).

O Domo de Pitanga faz parte deste arcabouço estrutural, pertencendo ao alinhamento do Rio Tietê de direção NW-SE (Riccomini, 1995), na altura do cruzamento com o alinhamento PT3 de Soares (1991) e Artur & Soares (2002), de orientação NE-SW. Este último possui continuidade no embasamento aflorante, a leste da bacia, coincidente com a Zona de Falha de Jacutinga.

Descrito inicialmente por Washburne (1930), Soares (1974) e mais detalhadamente por Sousa (1997, 2002), o Domo de Pitanga possui seus flancos falhados e os blocos escalonados fazem com que as rochas mais antigas (Grupo Itararé) aflorem no centro, rodeado por afloramentos das rochas mais novas. Estas falhas estão arranjadas segundo dois sistemas principais, Passa Cinco-Cabeça e Ipeúna-Piracicaba, além de falhas isoladas (Figura 2).

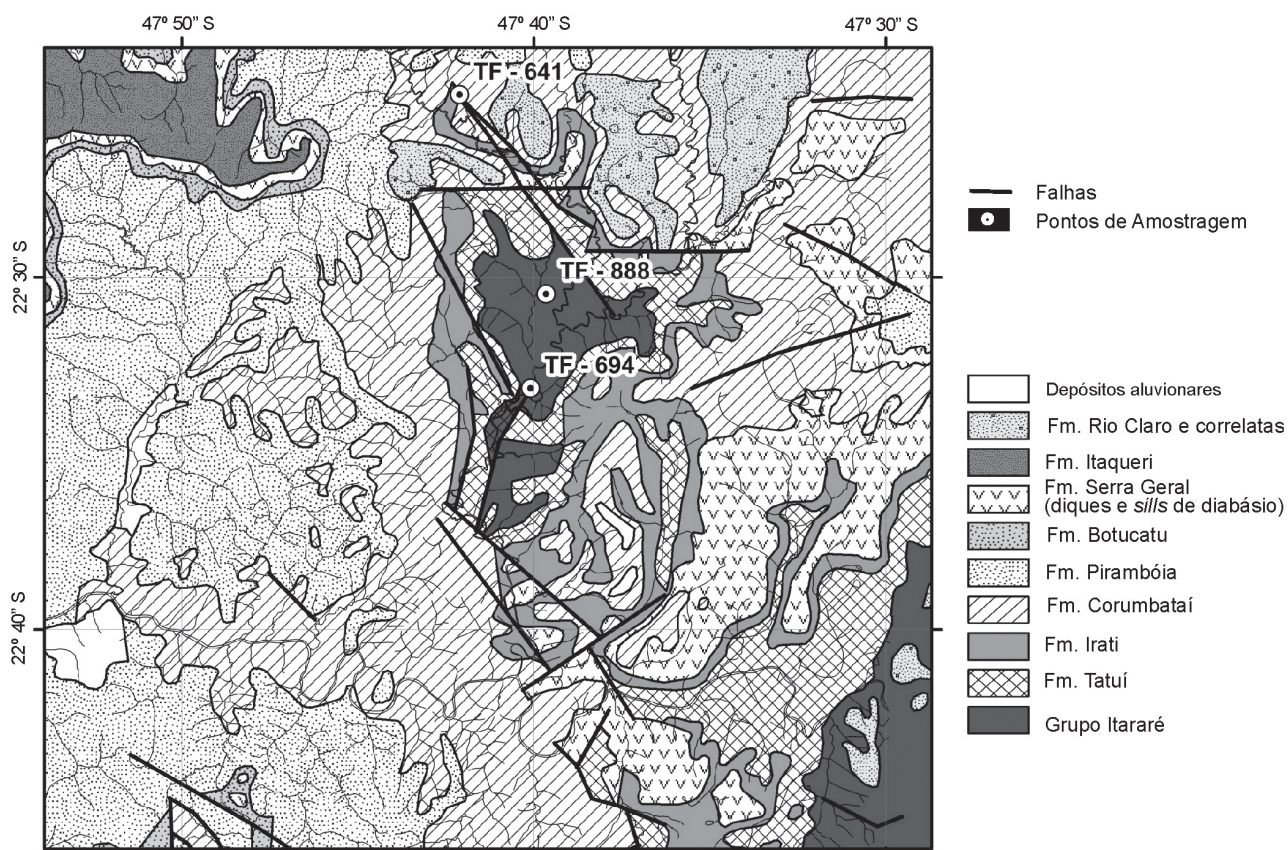


FIGURA 2. Mapa geológico da área de estudo, com as localizações dos pontos amostrados. Modificado de CPRM (2001).

Segundo Sousa (2002) o sistema Passa Cinco-Cabeça possui falhas normais, inversas e transcorrentes sinistrais, orientadas preferencialmente segundo NE-SW (com predomínio de mergulhos para SE) e NW-SE (com predomínio de mergulhos para NW), limitando o domo a norte. Algumas destas falhas se apresentam preenchidas por rochas básicas, atuando como barreira para os pacotes da Formação Rio Claro. O sistema Ipeúna-Piracicaba possui falhas normais orientadas preferencialmente segundo NW-SE (com mergulhos para SW e alguns para NE) e secundariamente NE-SW (com mergulhos tanto para SE como para NW), limitando o domo a oeste. Ambos os sistemas atuam

como importantes condicionantes da rede de drenagens da região.

A partir do arcabouço estrutural do Domo de Pitanga é possível tecer algumas considerações quanto à sua evolução. Baseando nas falhas preenchidas por rochas básicas, é possível dizer que estas foram reativadas durante o magmatismo Serra Geral, no Eocretáceo, permitindo a passagem do magma formador destas rochas. Outra reativação para o Cenozóico Superior fica evidente pelo limite estrutural a sul do pacote sedimentar da Formação Rio Claro, e por fim a presença de falhas modificando este pacote sedimentar.

METODOLOGIA

O método de datação por traços de fissão é fundamentado na análise quantitativa de perturbações no retículo cristalino da apatita provocadas pela fissão espontânea do ^{238}U , que ocorre durante o tempo geológico. Estas perturbações têm morfologia cilíndrica, possuindo tamanho inicial da ordem de 16 μm , recebendo o nome de traço latente, ou traço de fissão. Os traços de fissão possuem uma susceptibilidade térmica quando expostos a um aquecimento, cuja reação é a reorganização progressiva dos átomos do retículo, de forma que o traço diminui de tamanho. Desta forma, se a rocha amostrada é submetida a uma temperatura acima de 120°C, os traços presentes nos cristais de apatita são completamente apagados e entre valores de temperatura entre 120 e 60°C os traços são encurtados lentamente. Assim, a densidade de traços na amostra reflete a idade e o conjunto dos comprimentos obtidos na análise ao microscópio é o registro da história térmica sofrida após o registro da idade.

Para a análise de traços de fissão, cada amostra foi submetida a um tratamento constituído de etapas de britagem, peneiramento, bateagem, separação magnética, separação por densidade e separação em lupa, para a obtenção dos cristais de apatita. Cerca de 100 grãos por amostra foram dispostos em resinas epóxi, posteriormente polidas e atacadas quimicamente em solução de HNO_3 7%, sob temperatura controlada de 20°C por 60 segundos, para a revelação dos traços de fissão. Em seguida, foi acoplada a cada amostra uma lâmina de muscovita de baixo teor de urânio e submetidas à irradiação por nêutrons térmicos para a indução da fissão do ^{235}U , cujos traços formados foram detectados pelas lâminas de mica (detector externo). Vidros dopados de urânio (tipo CN1) foram irradiados simultaneamente com as amostras, sob o mesmo fluxo, para a dosimetria de nêutrons (Iunes et al., 2002).

O procedimento de análise foi aplicado segundo o método EDM, em um microscópio dotado de platina automática nos três eixos de movimento, controlada por computador, cujo *software* específico permite que cada grão seja analisado separadamente, juntamente com o seu conjunto de traços induzidos marcados na mica.

Para o cálculo das idades foi utilizado o valor da constante de decaimento por fissão (λ_f) de $8,37 \times 10^{-17} \text{ a}^{-1}$ (Guedes et al., 2003). Cada grão de cada amostra foi datado em particular e o conjunto foi submetido ao teste de $P(\chi^2)$ (probabilidade de “qui quadrado”, Green, 1981) para se verificar a homogeneidade dos dados. Quando o resultado deste teste é maior que 5% (sendo aceito até 95%), o conjunto de dados é homogêneo. Este teste é imprescindível na análise de rochas sedimentares, pelo fato dos grãos de apatita poderem ser de mais de uma fonte, levando a uma possível heterogeneidade dos dados. Esta heterogeneidade ocorre quando a história térmica da bacia não atingiu temperatura suficiente para apagar todos os traços por completo. Por sua vez, a idade da amostra foi obtida através da média ponderada das idades grão a grão.

Para a correção das idades foi utilizado o método baseado na relação encurtamento *versus* redução da densidade de traços fósseis, calculando-se um fator de correção para a densidade de traços fósseis, de acordo com Guedes et al. (2004), obtendo-se desta forma a idade corrigida.

Para a modelagem das histórias térmicas foi utilizado o *software* THA (Hadler Neto et al., 2001), que é baseado no modelo empírico desenvolvido por Green et al. (1986), Laslett et al. (1987) e Duddy et al. (1988), modificado por Tello Saenz (1994). Basicamente este *software* gera histórias térmicas de uma forma randômica (Método de Monte Carlo), cujos

pontos de inflexão são escolhidos em intervalos de tempo e temperatura previamente definidos que são as caixas de Monte Carlo. Cada história tem o seu histograma teórico de comprimento de traços calculado, e através do teste de χ^2 este é comparado ao histograma experimental. Verificada a homogeneidade entre os histogramas, a história térmica é guardada pelo *software* e os dados da curva são apresentados em um arquivo “.dat”. Este procedimento é repetido varias vezes pelo programa durante a simulação, conforme definido pelo usuário.

Um aspecto que é levado em conta é a de possibilidade de evoluções térmicas diferentes poderem resultar em histogramas de comprimento de traços muito

semelhantes. Portanto, é preciso utilizar para a delimitação das caixas de Monte Carlo dados geológicos fornecidos por outras metodologias ou de modelos já conhecidos. Desta forma elimina-se a possibilidade de obter histórias térmicas incoerentes, com o processo geológico ocorrido na área estudada, tornando-se o resultado mais confiável.

Quando o processo de modelagem não mostra nenhum resultado ou as histórias térmicas são muito destoantes entre si, o procedimento é repetido utilizando outros parâmetros de caixas de Monte Carlo, a fim de se obter uma história térmica ao mesmo tempo compatível com o arcabouço geológico da área e os dados experimentais de traços de fissão.

RESULTADOS

A fim de se obter e modelar a história térmica da borda leste da Bacia do Paraná e resgatar a implicação tectônica, três amostras foram coletadas no Domo de Pitanga, na porção externa ao domo e no centro do domo (Figura 2), da Formação Irati e do Grupo Itararé.

Como ponto de partida para a análise de amostras sedimentares, é necessária a verificação da homogeneidade dos resultados grão a grão, pelo fato dos grãos sedimentares poderem provir de fontes diversas. Este procedimento é necessário face à possibilidade dos grãos já apresentarem traços na época de sedimentação, formados durante a história de exumação da rocha-fonte, isto é, terem traços herdados. Porém, se a rocha sedimentar não foi submetida a um aquecimento significativo a ponto de apagar todos os traços que foram gerados anteriormente à sedimentação do grão, a idade obtida terá relação com a exumação da rocha-fonte, e a idade central calculada para a amostra não teria significado. Por outro lado, se a bacia sofreu um aquecimento suficiente para apagar todos os traços herdados, os traços subsequentemente formados irão registrar a história térmica da bacia, e a idade central indicará este evento térmico.

Diante da possibilidade de haver herança de traços, e conseqüentemente uma heterogeneidade de idades grão a grão, faz-se necessária a aplicação do teste de $P(\chi^2)$ em cada amostra, para verificar a homogeneidade das idades. A Tabela 1 mostra os valores de $P(\chi^2)$ calculados para cada amostra, sendo possível verificar que a população de idade grão a grão de ambas estão mostrando valores maiores que 5% indicando homogeneidade das idades grão a grão. Este fato está indicando uma única área-fonte dos sedimentos ou um aquecimento sofrido pelo pacote sedimentar que provocou um apagamento dos traços e, conseqüentemente, a idade referente à rocha-fonte. Diante deste fato, é possível a utilização dos resultados de comprimento de traços como uma única população para a correção da idade.

Para verificar se as amostras estão indicando idades grão a grão herdadas ou se realmente as amostras tiveram os traços apagados, uma comparação com a idade estratigráfica se faz necessária. Para isso, as idades corrigidas grão a grão foram representadas nos histogramas da Figura 3, onde a barra de tom mais claro representa a idade estratigráfica de cada unidade amostrada, sendo elas a Formação Irati (TF-641) com idade de sedimentação permiana e Grupo Itararé

TABELA 1. Dados experimentais das amostras: número total de grãos analisados (N), teste de probabilidade de “qui” quadrado ($P(\chi^2)$), somatória de traços fósseis, somatória de traços induzidos, comprimento médio dos traços confinados em μm (L), idade central aparente, idade central corrigida e fluência total de nêutrons (10^{15} n/cm^2).

Amostra	Unidade Estratigráfica	N	Σ de traços fósseis	Σ de traços induzidos	χ^2	L (μm)	Idade Central Aparente	Idade Central	Fluência de Nêutrons (10^{15} n/cm^2)
TF-641	Fm. Irati	13	121	77	95	11.25	90 ± 9	132 ± 13	2.53 ± 0.006
TF-694	Gr. Itararé	99	1074	495	63	12.5	93 ± 6	118 ± 10	1.66 ± 0.005
TF-888	Gr. Itararé	118	1381	936	69	11.68	64 ± 4	88 ± 7	1.66 ± 0.005

(TF-694 e TF-888) de idade de sedimentação neocar-bonífera. Nestes histogramas observa-se que as idades, na maioria, possuem valores menores que a idade estratigráfica. Os poucos grãos com idades iguais ou que ultrapassam a idade estratigráfica, como é possível observar nos histogramas das amostras TF-694 e TF-888, são esperados devido ao tipo de distribuição estatística (Poisson) que os dados seguem, sendo a herança de idade nestes grãos improvável.

Assim, o valor de $P(\chi^2)$ indicando uma população homogênea de idades pode ser associado aos resultados mostrados nos histogramas, permitindo concluir que houve um aquecimento sofrido pelo pacote sedimentar que apagou as idades referentes à rocha-fonte. Desta forma, a idade central corrigida indica um resfriamento posterior a um aquecimento no Eocretáceo para as amostras TF-641 (132 Ma) e TF-694 (118 Ma) e no Neocretáceo para a amostra TF-888 (88 Ma).

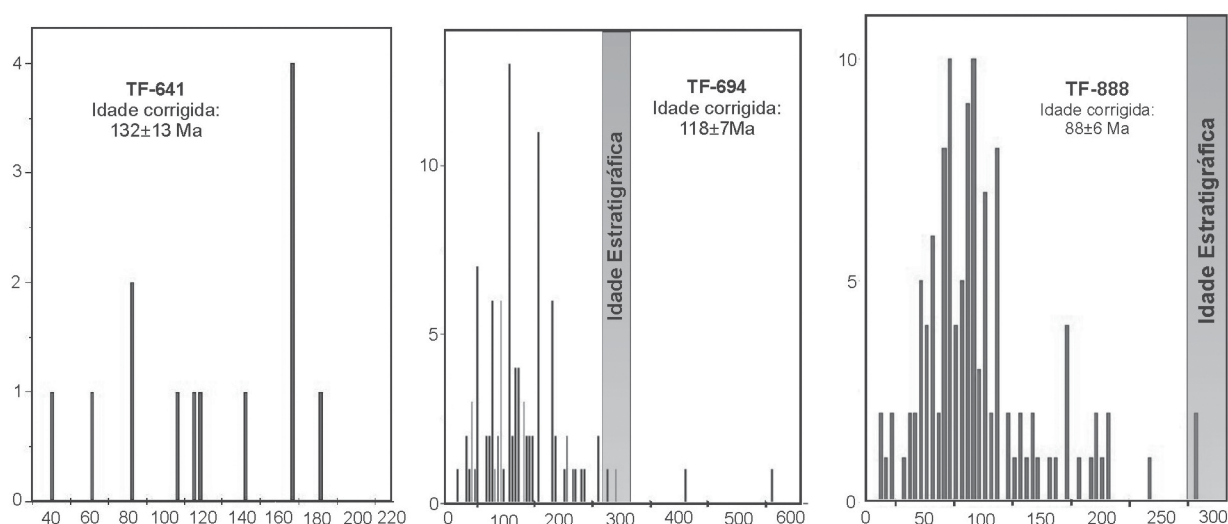


FIGURA 3. Histogramas com as idades corrigidas grão a grão de cada amostra. As barras claras indicam a idade estratigráfica da unidade amostrada. No histograma da amostra TF-641 a idade estratigráfica foi omitida porque os grãos apresentam valores muito menores de idade.

Tendo estas observações como ponto de partida, é possível modelar as histórias térmicas de cada amostra e finalmente correlacionar estas com as idades e, por sua vez, com a dinâmica local, como consequência da evolução geológica regional.

MODELAGEM DAS HISTÓRIAS TÉRMICAS

Para a modelagem das histórias térmicas as caixas de Monte Carlo foram delimitadas em intervalos de tempo tendo como base os eventos tectônicos regionais conhecidos para a área (como apontado no item arcabouço geológico) e os intervalos de temperatura que estes eventos possam ter alcançado, possibilitando modelar as histórias térmicas mais prováveis para a evolução e sendo coerente com o conjunto de traços confinados medidos nas amostras. Desta forma, não se omite considerações geológicas, permitindo que o programa somente considere histórias térmicas que, além de se ajustarem com os dados experimentais, também sejam coerentes com o que já existe de conhecimento geológico para a área.

Tomou-se como ponto de partida a amostra TF-641 e em seguida é apresentada a descrição dos limites

das caixas. Para as outras amostras foram utilizados os mesmos critérios, porém com modificações necessárias para o ajuste de acordo com as particularidades de cada amostra, como idade e incompatibilidade dos intervalos para as primeiras tentativas de modelagem.

Sendo assim, como pode ser observado na Figura 4, as caixas representadas no gráfico das histórias térmicas da amostra TF-641 possuem os seguintes critérios: a primeira caixa foi centrada na idade corrigida, que é um procedimento padrão para a modelagem (Tello Saenz, 1994); a segunda caixa foi delimitada entre 100 e 70 Ma para mostrar a influência dos processos de reativação da Plataforma Sul-Americana na época do magmatismo alcalino (Zalán, 2004, por exemplo); a terceira caixa foi delimitada entre 70 e 40 Ma, representando a faixa de idade em que houve a inversão da Bacia Bauru, propiciando a erosão da borda oriental desta unidade, nas regiões onde hoje se encontram aflorantes os derrames da Formação Serra Geral, no reverso das cuestas basálticas, como é proposto por Fernandes (1998); a quarta caixa foi definida entre 40 e 0 Ma procurando-se centrá-la em uma época com

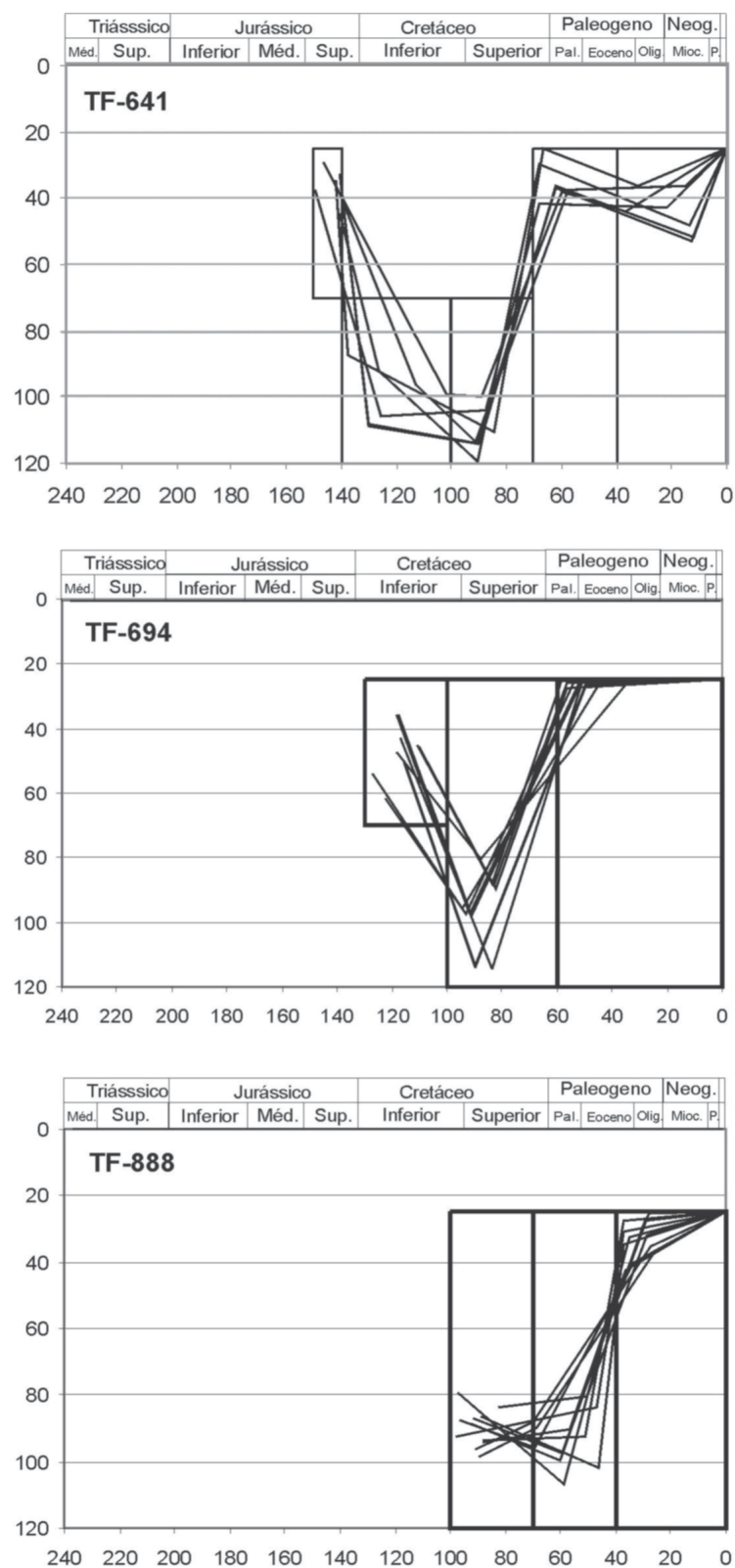


FIGURA 4. Gráficos de histórias térmicas modeladas.
Os quadros representam as caixas de Monte Carlo.

evidências de processos tectônicos que, segundo Melo (1995), foram responsáveis por um último evento de soerguimento do Domo de Pitanga favorecendo a acumulação dos pacotes sedimentares da Formação Rio Claro. Além destas caixas, houve a necessidade de delimitar mais uma entre 140 e 150 Ma e entre 25 e 50°C, devido à tendência das histórias térmicas terem início em temperaturas baixas, estando de acordo com a necessidade do material sedimentar ter estado sob temperatura ambiente na época de sedimentação. A necessidade de se estender as histórias térmicas para além da idade nesta amostra é bastante incomum, porém foi necessário para a concordância entre os dados experimentais e o modelo utilizado.

Para a amostra TF-694 (Grupo Itararé), a primeira caixa teve seu limite inferior de idade posicionado em 130 Ma, já que esta apresenta idade inferior. Já o intervalo de temperatura foi limitado entre 25 e 70°C, por as histórias térmicas mostrarem somente a tendência em iniciar em temperaturas menores. A segunda caixa teve seu limite superior de idade delimitado em 60 Ma e as duas caixas mais novas foram fundidas, com início em 60 Ma, pois somente uma estabilidade térmica em 25°C foi observada (Figura 4).

Para a amostra TF-888, dada a sua idade mais recente, a caixa posicionada a cerca de 130 Ma não foi utilizada. As duas caixas mais novas na amostra TF-641 foram novamente utilizadas.

A figura 4 mostra as curvas de cada história térmica mais provável, sendo que cada uma destas curvas representa uma evolução possível que gerou os dados experimentais da respectiva amostra. Como pode ser observado, o Domo de Pitanga mostrou um aquecimento no Cretáceo Inferior, a partir de temperaturas baixas, atingindo pico de temperatura no início do Cretáceo Superior, sugerindo a atuação de um evento térmico em nível regional. Seguiu-se, de acordo com os resultados, o principal evento térmico de resfriamento ocorrido durante a história discutida neste trabalho, deixando evidente a necessidade de uma tectônica rúptil para o local. No exterior do domo, como pode ser visto na história térmica da amostra TF-641, um pequeno aquecimento foi registrado entre o

Paleoceno e o Mioceno, seguido de um resfriamento após o Mioceno até a atualidade.

Ressalta-se que esta variação térmica pós-Paleoceno na amostra TF-641 não possui confiabilidade devido estar registrada dentro da faixa de temperatura de retenção total dos traços (<60°C). Nesta faixa, os traços permanecem praticamente inalterados, porém neste período, no interior do domo, foi registrado pela amostra TF-888 um resfriamento desde 90°C, durante o Paleoceno e a partir do Eoceno até o Recente houve um resfriamento lento já em temperaturas próximas de superfície. Este fato mostra que, apesar da incerteza na precisão da história térmica da amostra TF-641, o período pós-Paleoceno obtido na amostra TF-888 tem uma considerável relevância entre os períodos estudados, tendo em vista os valores de temperatura envolvidos.

As histórias térmicas que melhor satisfizeram o modelo metodológico utilizado e os dados experimentais em cada amostra, apresentaram um pico de temperatura no Neocretáceo, que provavelmente não tem relação com o aquecimento provocado pelo magmatismo Serra Geral. Levando-se em conta os níveis estratigráficos amostrados e o pico de temperatura atingido neste período, é bastante viável que o calor gerado nos períodos que precederam os eventos de resfriamento a partir do Neocretáceo tenham origem em níveis mais inferiores da crosta, cujo fluxo térmico pode ter sido favorecido pelo arcabouço estrutural formado em épocas anteriores ao Neocretáceo, no local do Domo de Pitanga. Aumento da permeabilidade térmica em decorrência do arcabouço estrutural no domo é destacado por Bernardes (2005). Algo semelhante foi obtido por Gomes & Hamza (2004), mostrando uma anomalia no gradiente geotérmico atual na região do Domo de Pitanga.

Este conjunto de resultados obtidos deixa evidente uma atividade térmica marcante sofrida pelo pacote sedimentar da bacia no âmbito do domo estrutural estudado. A taxa das alterações térmicas obtidas, principalmente as de resfriamento, mostra uma influência tectônica, cujo falhamento (Figura 2) e a movimentação dos blocos que configuram o domo provocou exumação rápida e, conseqüentemente, as etapas de resfriamentos repentinas obtidas.

CORRELAÇÃO DOS EVENTOS LOCAIS DEDUZIDOS COM A EVOLUÇÃO REGIONAL

Os resultados obtidos na área do Domo de Pitanga mostram uma estreita relação temporal com os processos tectono-magmáticos ocorridos no Sudeste brasileiro, que se encontram bastante estudados principalmente no embasamento cristalino adjacente à borda leste e nordeste. Os dados também mostram uma semelhança temporal com processos sedimen-

tares, como é o caso da deposição da Bacia Bauru que tem as rochas da Bacia do Paraná como embasamento.

Desta forma, ao correlacionar os resultados locais com a evolução regional fica evidente que a formação do domo é o resultado da influência desta tectônica ressurgente, que, atuando na borda da bacia, influenciou

na atual configuração do relevo, além de ter colaborado na deposição das unidades sedimentares suprabasálticas. Esta relação fica mais evidente quando são levados em conta trabalhos como de Riccomini (1995) e Ribeiro et al. (2005), realizados no embasamento cristalino, mostrando as diversas reativações de zonas de falhas presentes na borda leste da bacia e em áreas adjacentes, relacionado-as aos diferentes períodos tectônicos do Sudeste Brasileiro.

De acordo como foi mostrado por Soares (1991), Quintas (1995) e Artur & Soares (2002), estas zonas de falhas do embasamento cristalino se prolongam para o interior da bacia coincidindo com seus alinhamentos estruturais que, por sua vez, são o resultado de reativações de descontinuidades preexistentes no embasamento subjacente. Os alinhamentos do Rio Tietê e Jacutinga, com os quais o Domo de Pitanga coincide, se encaixam neste quadro estrutural, deixando clara esta relação entre a tectônica regional e a formação do domo.

Como pode ser observado na Tabela 1, pelos valores de idade das amostras TF-641 e TF-694, a reativação Jurássico-Cretácica que culminou no magmatismo Serra Geral, com pico de atividade magmática em 133 Ma (Turner et al., 1994), mostra ser o principal evento que forneceu calor suficiente para apagar os traços das amostras TF-641 (borda norte do domo) e TF-694 (centro-sul do domo) no início do Eocretáceo fazendo com que elas não apresentasse herança da história térmica da rocha-fonte. Sendo assim, a idade apresentada pelas amostras, com exceção da TF-888, são próximas às do magmatismo. A atuação do magmatismo como fonte de calor foi intensificado na área através da colocação de vários diques de diabásio, espalhados por toda a área de estudo preenchendo falhas preexistentes, mostrando, assim, uma reativação no momento de colocação destes diques (Sousa, 1997, 2002).

No final do Eocretáceo, após o magmatismo Serra Geral, a área de estudo experimentou um aquecimento gradual registrado pelas histórias térmicas, podendo estar relacionado indiretamente com processos de soerguimento do embasamento cristalino a leste, que resultou na formação da Serra da Mantiqueira (Tello Saenz et al., 2003). Este evento tectônico, marcado no embasamento cristalino (Ribeiro et al., 2005), aparentemente não apresenta grandes alterações na área de estudo.

No início do Neocretáceo, o Domo de Pitanga experimentou um pico de temperatura de cerca de 100°C, revertendo posteriormente para um resfriamento durante todo este período, registrado pelas histórias térmicas de TF-641 e TF-694, e atingindo temperatura ambiente no limite Cretáceo-Paleogeno, relacionando-

se a uma possível reativação rúptil do domo. Este intervalo de tempo coincide com o intervalo de deposição do Grupo Bauru, sugerindo que este resfriamento pode estar relacionado a uma reativação provocada pelo soerguimento da borda da Bacia do Paraná, juntamente com o Planalto Atlântico. Em áreas cristalinas adjacentes à bacia, este período é marcado por um segundo período de soerguimento da Serra da Mantiqueira, segundo Tello Saenz et al. (2003), e pelos primeiros pulsos de soerguimento na Serra do Mar (Hackspacher et al., 2003), além da principal fase de magmatismo alcalino, manifestando-se em vários pontos da borda da bacia, inclusive com algumas ocorrências dentro da bacia. Este processo de soerguimento da borda leste, em consequência do soerguimento do embasamento cristalino adjacente, influenciou localmente na estruturação do domo (Figura 5), sendo marcado pela idade de 88 Ma da amostra TF-888, que se encontrava aquecida até esta idade. Desta forma a borda leste da bacia, juntamente com o relevo formado pela retomada da estruturação do Domo de Pitanga, bem como os outros domos presentes nas áreas adjacentes que podem ter sido reativados nesta época, estariam contribuindo para a geração de espaço de acomodação para os sedimentos da Bacia Bauru. Estas áreas estariam atuando como borda da Bacia Bauru, na forma de um relevo alto, aumentando o desnível entre o depocentro e a borda e fornecendo sedimentos. Este processo teria contribuído para a elevação do nível de base, corroborando com Fernandes & Coimbra (1996) e Fernandes (1998). Este último autor, ao fazer uma revisão estratigráfica da porção oriental da Bacia Bauru, aponta a borda leste e nordeste da Bacia do Paraná como principais áreas-fontes para os sedimentos, baseando-se inclusive em estudo sistemático de análise de paleocorrentes, confirmando um relevo elevado para a área de estudo na época (Figura 5).

A configuração da borda leste da Bacia do Paraná como uma região de soerguimento também foi reconhecida por Soares et al. (1996), que chegou à conclusão que o alinhamento PT3 (alinhamento Jacutinga) atuou como alto estrutural no Cretáceo Superior. Sendo assim, o Grupo Bauru seria o pacote sedimentar correlativo do ciclo erosivo decorrente deste evento tectônico, corroborado pelas evidências geológicas e pelos dados de análise de traços de fissão. Este quadro leva a crer que a evolução proposta inicialmente por Fernandes & Coimbra (1996) e defendida por Fernandes (1998) para a Bacia Bauru, parece ser melhor alternativa do que a proposta por Soares (1991), que atribui o início da sedimentação do Grupo Bauru para os 115 Ma, desvinculando dos processos ligados diretamente ao resfriamento das vulcânicas da Formação Serra Geral, pelo menos para a porção oriental.

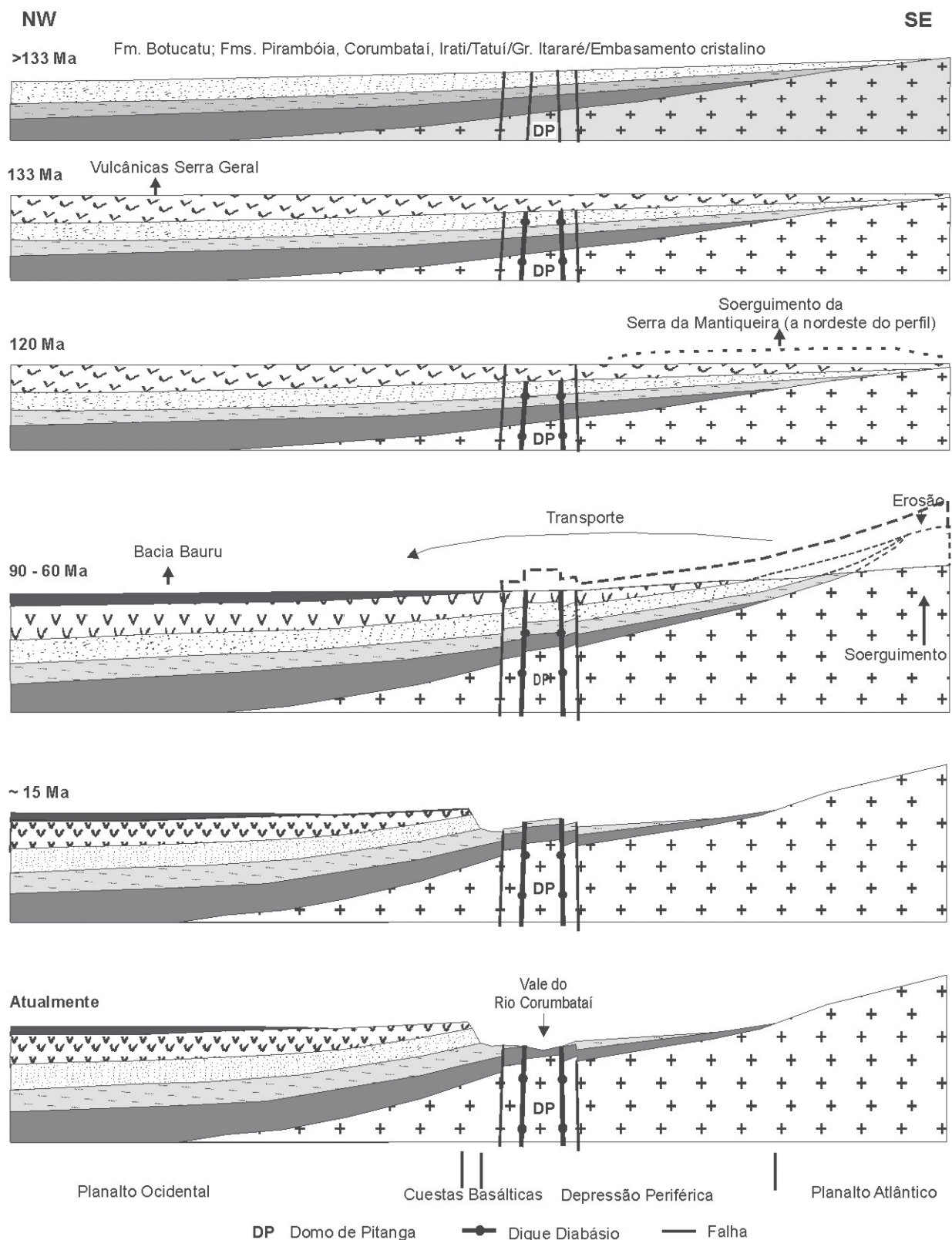


FIGURA 5. Esquema simplificado, sem escala, mostrando as diversas etapas evolutivas compatíveis com os dados de traços de fissão. Estão representados os momentos estanques de 133 Ma, 120 Ma, aproximadamente 15 Ma e Atualmente, bem como os intervalos de >133 Ma e 90-60 Ma.

Neste contexto tectônico regional e baseando-se nos resultados de história térmica, o evento ocorrido no Neocretáceo parece ter sido o principal evento de formação do Domo de Pitanga, dada a alta taxa de resfriamento detectado, e dos processos geológicos ocorridos em âmbito regional.

Na seqüência, o resfriamento obtido com início em torno dos 60 Ma, registrado na amostra TF-888 (Figura 4) pode estar ligado a uma reativação relacionada com um novo soerguimento da borda leste da bacia do Paraná que provocou, segundo Fernandes (1998), uma inversão da borda da Bacia Bauru propiciando a erosão das suas unidades. Este evento pode ter desencadeado também o avanço da erosão nas unidades Paleozóicas da borda da Bacia do Paraná, culminando na formação da depressão periférica no Oligoceno-Mioceno. Nesta época o relevo teria atingido uma forma mais parecida com a atual (Figura 5). Para esta época também há registro de uma reativação tectônica no embasamento adjacente (Ribeiro et al., 2005). Os atuais limites da Bacia Bauru com os derrames Serra Geral podem estar relacionados com uma compartimentação estrutural gerada pelo alinhamento Rio Tietê e outros alinhamentos (Figura 1), reativados neste período. Localmente, os dados térmicos indicam que o evento ocorrido neste momento teve relativa importância na formação do domo.

Com relação a processos deposicionais, este período de resfriamento no Paleoceno pode ter como depósito correlativo os sedimentos da Formação Itaqueri. Como já foi discutido anteriormente, apesar de todas as controvérsias existentes quanto à época

de formação desta unidade, Riccomini (1995) conclui que a Itaqueri, que jaz discordantemente sobre os basaltos da Formação Serra Geral e em parte sobre os arenitos da Formação Botucatu (Figura 1), foi formada entre o Paleoceno e o Eoceno, podendo ser o depósito correlativo da formação da Superfície Sul-Americana de King (1956).

A partir do Mioceno, o evento tectônico ocorrido na área do Domo de Pitanga parece ser mais brando, mostrando ser mais localizado, resultando no último pulso de soerguimento do domo. Segundo Melo (1995), a deposição da Formação Rio Claro, hoje preservada na região do município homônimo, foi desencadeada por um soerguimento final do domo no Mioceno, gerando um alto topográfico que funcionou como barreira ao sistema fluvial vigente na época, propiciando o início da sedimentação. O resfriamento mostrado pela história térmica TF-641 nos últimos 15 Ma pode estar relacionado com este soerguimento final do domo, cujo relevo alto formado propiciou a posterior erosão e entalhe do Rio Corumbataí no centro do domo, permitindo o afloramento de rochas mais antigas no centro.

Por fim, reativações e formação de falhas presentes no domo que são atribuídas à atividades neotectônicas por Sousa (2002) e estudadas em toda área adjacente à borda da bacia por Hasui (1990) não são registradas nas análises de traços de fissão em apatitas, dado o posicionamento raso nesta época das rochas amostradas. Alterações térmicas que possam ter ocorrido nestas rochas não estavam em uma faixa de temperatura cuja resolução do método permitisse o registro.

CONSIDERAÇÕES FINAIS

O estudo do Domo de Pitanga através de traços de fissão mostrou que a borda leste da Bacia do Paraná sofreu o reflexo da tectônica Mesozóica-Cenozóica, possivelmente acompanhando o embasamento cristalino adjacente nos processos de soerguimento e erosão. Toda a história térmica relativa aos eventos tectônicos sofridos pela bacia, teve reflexo nas rochas sedimentares paleozóicas que compõem a sua estratigrafia. Desta forma, a metodologia se mostrou eficaz na datação de rochas sedimentares que sofreram um aquecimento suficiente para provocar o apagamento da história térmica herdada do embasamento cristalino que originou os sedimentos.

Os momentos térmicos mais importantes registrados pelas histórias térmicas no Eocretáceo, Neocretáceo e Paleoceno e em menor precisão no Mioceno vinculam-se à formação do Domo de Pitanga, mostrando estreita relação temporal com a evolução

da Plataforma Sul-Americana no Mesozóico-Cenozóico. Dentre os períodos detectados, somente aqueles referentes ao Neocretáceo e Paleoceno não se encontravam evidentes através dos estudos estruturais já realizados no domo, como os de Sousa (1997, 2002). Porém, os dados de modelagem de histórias térmicas por traços de fissão mostraram que o Neocretáceo e o Paleoceno foram dois períodos termicamente importantes. Quando se leva em conta o contexto estrutural em que o Domo de Pitanga está inserido, como é o caso dos alinhamentos estruturais mostrando a relação com o embasamento cristalino, estes períodos acima destacados se mostram coerentes com a evolução regional da plataforma.

Finalmente este trabalho de cunho local, vem mostrar a importância da Bacia do Paraná no contexto evolutivo da Plataforma Sul-Americana no Mesozóico-Cenozóico, evidenciando que a aplicação

do método em um trabalho regional, abrangendo outras áreas e feições estruturais importantes, viria preencher a lacuna existente em relação ao papel da bacia no contexto da evolução tectonotermal regional. Mostra também que o desenvolvimento de técnicas

de menor temperatura pela análise de traço de fissão em apatita viria complementar a evolução a partir do Oligoceno, igualmente importante na evolução da região, justificado pela evidente história fria obtida para este período.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem a FAPESP e ao CNPq pelo suporte financeiro e à primeira pela bolsa de mestrado do primeiro autor.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

1. ALMEIDA, F.F.M. **Origem e evolução da Plataforma Brasileira**. Rio de Janeiro, Departamento Nacional da Produção Mineral, Divisão de Geologia e Mineralogia, Boletim, v. 241, 36 p, 1967.
2. ALMEIDA, F.F.M. The system of continental rifts bordering the Santos Basin, Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 48, (Suplemento), p. 15-26, 1976.
3. ALMEIDA, F.F.M. & CARNEIRO, C.D.R. Origem e evolução da Serra do Mar. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 28, p. 135-150, 1998.
4. ARTUR, P.C. & SOARES, P.C. Paleoestruturas e petróleo na Bacia do Paraná, Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 32, n. 4, p. 433-448, 2002.
5. BERNARDES, E.S. **Diagênese da Formação Corumbataí na Mina Partezani, Rio Claro – SP**. Rio Claro, 2005. 127 p. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista.
6. COIMBRA, A.M.; BRANDT NETO, M.; PETRI, S. O alinhamento estrutural do Tietê. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 1, 1981, São Paulo. **Atas...** São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 1981, p. 145-152.
7. CPRM – COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS. **Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: Sistema de Informações Geográficas – SIG. Escala 1:2.500.000**. Brasília: CPRM, 4 CD-ROM, 2001.
8. DUDDY, I.R.; GREEN, P.F.; LASLETT, G.M. Thermal annealing of fission tracks in apatite – variable temperature behaviour. **Chemical Geology**, v. 73, p. 25-38, 1988.
9. FERNANDES, L.A. **Estratigrafia e evolução geológica da parte oriental da Bacia Bauru (Ks, Brasil)**. São Paulo, 1998, 216 p. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
10. FERNANDES, L.A. & COIMBRA, A.M. A Bacia Bauru (Cretáceo Superior, Brasil). **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 68, n. 2, p. 195-205, 1996.
11. GODOY, D.F. **História térmica e denudação do Maciço Alcalino de Poços de Caldas e circunvizinhanças: área norte**. Rio Claro, 2003. 74 p. Monografia (Trabalho de Formatura) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista.
12. GOMES, A.J.L. & HAMZA, V.M. Mapeamento de gradientes geotérmicos do Estado de São Paulo. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOFÍSICA DA SOCIEDADE BRASILEIRA DE GEOFÍSICA, 1, 2004, São Paulo. **Boletim de Resumos Expandidos...** São Paulo: Sociedade Brasileira de Geofísica – Regional Sul, 2004, CD-ROM.
13. GREEN, P.F. A new look at statistics in fission-track dating. **Nuclear Tracks**, v. 5, p. 77-86, 1981.
14. GREEN, P.F.; DUDDY, I.R.; GLEADOW, A.J.W.; TINGATE, P.R.; LASLETT, G.M. Thermal annealing of fission tracks in apatite – a qualitative description. **Chemical Geology**, (Isotope Geoscience Section), v. 59, p. 237-253, 1986.
15. GUEDES, S.; HADLER NETO, J.C.; IUNES, P.J.; ZUÑIGA, A.; TELLO SAENZ, C.A.; PAULO, S.R. The use of the U (n,f) reaction dosimetry in the determination of the λ_f value through fission-track techniques. **Nuclear Instruments and Methods in Physics Research**, v. 496, p. 215-221, 2003.
16. GUEDES, S.; HADLER NETO, J.C.; IUNES, P.J. TELLO SAENZ, C.A. Kinetic model for the relationship between confined fission-track length shortening and fission-track age reduction in minerals. **Nuclear Instruments and Methods in Physics Research**, v. 217, p. 627-636, 2004.
17. HADLER NETO, J.C.N.; PAULO, S.R.; IUNES, C.A.; TELLO SAENZ, C.A.; BALESTRIERI, M.L.; BIGAZZI, G.; CURVO, E.A.C.; HACKSPACHER, P.C. A PC compatible brazilian software for obtaining thermal histories using apatite fission track analysis. **Radiation Measurements**, v. 34, p. 149-154, 2001.
18. HACKSPACHER, P.C.; GODOY, D.F.; RIBEIRO, L.F.B.; HADLER NETO, J.C. Modelagem térmica e geomorfologia da borda sul do Cráton de São Francisco: termocronologia por traços de fissão em apatita. **Revista Brasileira de Geociências**, 2006.
19. HACKSPACHER, P.C.; RIBEIRO, L.F.B.; RIBEIRO, M.C.S.; HADLER NETO, J.C.; IUNES, P.J.; TELLO SAENZ, C.A. A origem da Serra do Mar: termocronologia por traços de fissão em apatita. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 9, 2003, Búzios (RJ). **Boletim de Resumos Expandidos...** Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Geologia/Núcleo Rio de Janeiro, 2003, p. 384-386.
20. HASUI, Y. Neotectônica e aspectos fundamentais da tectônica ressurgente no Brasil. Belo Horizonte: Sociedade Brasileira de Geologia/Núcleo Minas Gerais, **Boletim**, n. 11, p. 71-93. (Anais do Workshop sobre Tectônica e Sedimentação Cenozóica Continental no Sudeste Brasileiro, 1, 1990, Belo Horizonte).
21. HASUI, Y. & HARALYI, N.L. E. Aspectos lito-estruturais e geofísicos do soerguimento do Alto Parnaíba. **Geociências**, v. 10, p. 57-77, 1991.
22. IUNES, P.J.; HADLER NETO, J.C.; BIGAZZI, G.; TELLO SAENZ, C.A.; GUEDES, S.O.; PAULO, S.R. Durango apatite fission track dating using length-based age corrections and neutron fluence measurements by natural thorium thin films and natural U-doped glasses calibrated through natural uranium thin films. **Chemical Geology**, Isotope Geoscience Section, v. 187, p. 201-211, 2002.

23. KING, L.C.A. Geomorfologia do Brasil Oriental. **Revista Brasileira de Geografia**, v. 18, n. 2, p. 147-265, 1956.
24. LASLETT, G.M.; GREEN, P.F.; DUDDY, I.R.; GLEADOW, A.J.W. Thermal annealing of fission tracks in apatite – 2. A quantitative analysis. **Chemical Geology, Isotope Geoscience Section**, v. 65, p. 1-13, 1987.
25. MARQUES, L.S. & ERNESTO, M. O magmatismo toleítico da Bacia do Paraná. In: V. MONTESSO-NETO; A. BARTORELLI; C.D.R. CARNEIRO; B.B. BRITO-NEVES (Coords.), **Geologia do continente sul-americano. Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. São Paulo: Ed. Beca, p. 245-263, 2004.
26. MELO, M.S. **A Formação Rio Claro e depósitos associados – sedimentação neoceno-zóica na Depressão Periférica Paulista**. São Paulo, 1995, 144 p. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
27. MELO, M.S.; COIMBRA, A.M.; CUCHIERATO, G. Fácies sedimentares da Formação Rio Claro, Neoceno-zóica da Depressão Periférica Paulista. São Paulo: **Revista IG**, v. 18, n. 1/2, p. 49-63, 1997.
28. MILANI, E.J. **Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanero-zóica do Gondwana sul-occidental**. Porto Alegre, 1997, 255 p. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
29. QUINTAS, M.C. **O embasamento da Bacia do Paraná: reconstrução geofísica de seu arcabouço**. São Paulo, 1995. 253 p. Tese (Doutorado em Geofísica) – Instituto Astronômico e Geofísico, Universidade de São Paulo.
30. RIBEIRO, L.F.B.; HACKSPACHER, P.C.; RIBEIRO, M.C.S.; HADLER NETO, J.C.; TELLO, S.C.A.; IUNES, P.J.; FRANCO, A.O.B.; GODOY, D.F. Thermotectonic and fault dynamic analysis of Precambrian basement and tectonic with the Paraná Basin. **Radiation Measurements**, v. 39, p. 669-673, 2005.
31. RICCOMINI, C. **O rift continental do Sudeste do Brasil**. São Paulo, 1989. 256 p. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
32. RICCOMINI, C. **Tectonismo gerador e deformador dos depósitos sedimentares pós-gondvânicos da porção centro-oriental do Estado de São Paulo e áreas vizinhas**. São Paulo, 1995. 100 p. Tese (Livre Docência) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
33. RICCOMINI, C. Considerações sobre a posição estratigráfica e tectonismo deformador da Formação Itaqueri na porção centro-leste do Estado de São Paulo. São Paulo: **Revista IG**, v. 18, n. 1/2, p. 41-48, 1997.
34. ROSTIROLA, S.R.; ASSINE, M.L.; FERNANDES, L.A.; ARTUR, P.C. Reativação de paleolineamentos durante a evolução da Bacia do Paraná – o exemplo do Alto Estrutural de Quatiguá. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 30, n. 4, p. 639-648, 2000.
35. SOARES, P.C. Elementos estruturais da parte nordeste da Bacia do Paraná: classificação e gênese. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28, 1974, Porto Alegre. **Anais...** Porto Alegre: Sociedade Brasileira de Geologia/Núcleo Rio Grande do Sul, 1974, p. 107-121.
36. SOARES, P.C. **Tectônica sin-sedimentar cíclica na Bacia do Paraná – controles**. Curitiba, 1991, Tese (Concurso para Cargo de Professor Titular) – Departamento de Geologia, Universidade Federal do Paraná.
37. SOARES, P.C.; ROSTIROLLA, S.P.; FERREIRA, F.J.F.; STEVANATO, R. O Alto Estrutural Pitanga -Quatiguá-Jacutinga na Bacia do Paraná: Uma estrutura litosférica. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39, Salvador, BA. **Anais...** Salvador: Sociedade Brasileira de Geologia, 1996, v. 5, p. 411-414.
38. SOUSA, M.O.L. **Caracterização estrutural do Domo de Pitanga – SP**. Rio Claro, 1997. 116 p. Tese (Mestrado em Geociências) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista/Campus de Rio Claro.
39. SOUSA, M.O.L. **Evolução tectônica dos altos estruturais de Pitanga, Artemis, Pau d'Álho e Jibóia – centro do Estado de São Paulo**. Rio Claro, 2002. 206 p. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista/Campus de Rio Claro.
40. TELLO SÁENZ, C.A. **Termocronologia de algumas apatitas brasileiras através da análise de traços de fissão**. Campinas, 1994. 103 p. Tese (Mestrado em Física) – Instituto de Física Gleb Wataghin, Universidade de Campinas (UNICAMP).
41. TELLO SÁENZ, C.A.; HACKSPACHER, P.C.; HADLER NETO, J.C.; IUNES, P.J.; GUEDES, S.O.; RIBEIRO, L.F.B.; PAULO, S.R. Recognition of Cretaceous, Paleocene and Neogene tectonic reactivation through apatite fission track analysis in Precambrian areas of Southeast Brazil: association with the opening of the South Atlantic Ocean. **Journal of South American Earth Science**, v. 15, p. 765-774, 2003.
42. TURNER, S.; REGELOUS, M.; KELLEY, S.; HAWKESWORTH, C.J.; MANTOVANI, M.S.M. Magmatism and continental break-up in the South Atlantic: high precision geochronology. **Earth Planetary Science Letters**, v. 121, p. 333-348, 1994.
43. WASHBURNE, C. W. Petroleum geology of State of São Paulo. **Boletim do Comitê Geográfico e Geológico do Estado de São Paulo**, v. 22, p. 1-282, 1930.
44. ZALÁN, P.V. Evolução fanero-zóica das bacias sedimentares brasileiras. In: V. MANTESSO-NETO; A. BARTORELLI; C.D.R. CARNEIRO; B.B. BRITO-NEVES, (Coords.) **Geologia do continente sul-americano. Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. São Paulo: Ed. Beca, p. 245-263, 2004.
45. ZALÁN, P.V. & OLIVEIRA, J.A.B. Origem e evolução estrutural do sistema de riftes cenozoicos do Sudeste do Brasil. **Boletim de Geociências da Petrobras**, v. 13, n. 2, p. 269-300, 2005.
46. ZAINÉ, J.E. **Geologia da Formação Rio Claro na Folha de Rio Claro**. Rio Claro, 1994. 90 p. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Instituto de Geociências, Universidade Estadual Paulista/Campus de Rio Claro.

*Manuscrito Recebido em: 3 de maio de 2006
Revisado e Aceito em: 20 de setembro de 2006*