

UNESP - UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA
Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Campus de Rio Claro (SP)

ANDREW GEORGE MOJZESZOWICZ

**EVOLUÇÃO DA TECTÔNICA RÚPTIL NO NORDESTE DO BRASIL
BASEADA NA TERMOCRONOLOGIA POR TRAÇO DE FISSÃO
EM APATITA.**

Rio Claro – SP
2009

ANDREW GEORGE MOJZESZOWICZ

**EVOLUÇÃO DA TECTÔNICA RÚPTIL NO NORDESTE DO BRASIL
BASEADA NA TERMOCRONOLOGIA POR TRAÇO DE FISSÃO
EM APATITA.**

Orientador: Prof. Dr. Peter Christian Hackspacher

*Trabalho de Conclusão do Curso de Geologia do
Instituto de Geociências e Ciências Exatas – UNESP,
campus de Rio Claro, como parte das exigências para
o cumprimento da disciplina Trabalho de Conclusão
de Curso no ano letivo de 2009”*

Rio Claro – SP
2009

550 Mojzeszowicz, Andrew George
M715e Evolução da tectônica rúptil no nordeste do Brasil baseada na
termocronologia por traço de fissão em apatita / Andrew George
Mojzeszowicz. - Rio Claro : [s.n.], 2009
64 f. : il., figs., gráfs., tabs., mapas + mapa

Trabalho de conclusão de curso (Geologia) - Universidade Estadual
Paulista, Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Orientador: Peter Christian Hackspacher

1. Geologia. 2. Geocronologia. 3. Província Borborema. 4. Datação. 5.
História térmica. I. Título.

Ficha Catalográfica elaborada pela STATI - Biblioteca da UNESP
Campus de Rio Claro/SP

..”Tertullianus flebili et dormitatus bovinus”..

RESUMO

Os resultados da análise de traço de fissão em apatita de doze amostras coletadas ao longo de uma transecta ao longo da Província Borborema, no Nordeste do Brasil, evidenciaram dois grandes eventos paleotermiais: um evento de resfriamento ocorrido entre o Albiano e o início do Cenomaniano (110 – 80 Ma) e um segundo evento de resfriamento com início no Eopaleógeno (66 Ma). Dada a vasta expressão da área estudada (perfil ao longo de quatro estados brasileiros) foi possível realizar uma correlação da distribuição dos dados de traço de fissão com atual panorama geológico / geomorfológico, levando em conta o passado tectono – estratigráfico da área e sua evolução termocronológica até o presente momento. O fato de a ferramenta termocronológica empregada constituir um geotermômetro relativamente raso forneceram subsídios para o entendimento do comportamento tectônico rúptil do embasamento cristalino, permitindo a análise da origem e reativação de falhas e bacias sedimentares associadas, no contexto de separação dos continentes América do Sul – África

Palavras Chave: Província Borborema; evolução termocronológica; comportamento tectônico rúptil; separação dos continentes

ABSTRACT

Results of apatite fission tracks from twelve samples collected across a Borborema Province transect, northeastern Brazil, revealed two major paleothermal events: a cooling event occurred between Albian and late Cenomanian (110 - 80 Ma) and a second cooling event starting on early Paleocene (66 Ma). Given the wide expression of the studied area (sampling trend along four Brazilian states) a correlation between the distribution of fission track data and the current geological / geomorphological scenario was made possible, considering the area's tectono - stratigraphic past and its thermochronologic evolution until now. The fact that the employed thermochronologic tool relates to a relatively shallow geothermometer, substantially information for understanding the behavior of basement brittle tectonic was achieved. These data were used to analyze faults origin and reactivation, associated with sedimentary basins evolution in the context of South America - Africa continental breakup.

Keywords: Borborema Province; thermochronologic evolution; brittle tectonic behavior; continental breakup

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	<u>1</u>
2. OBJETIVOS	<u>2</u>
3. MÉTODOS	<u>3</u>
4. QUADRO GEOLÓGICO REGIONAL	<u>20</u>
5. RESULTADOS	<u>39</u>
6. INTERPRETAÇÕES	<u>52</u>
7. CONCLUSÕES	<u>58</u>
8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	<u>62</u>

ÍNDICE

1. INTRODUÇÃO	1
2. OBJETIVOS	2
3. MÉTODOS	3
3.1 Introdução	3
3.1.1 Definição do Traço de Fissão (TFA)	3
3.1.2 Formação de Traços	4
3.1.3 <i>Annealing</i> dos Traços de Fissão (Encurtamento dos traços pela Temperatura)	5
3.1.4 Revelação de Traços de Fissão	6
3.2 Preparação das Amostras	8
3.3 Métodos de Análise de Grãos de Apatia	10
3.4 Equações	12
3.4.1 Equação Fundamental da Idade	12
3.4.2 Equação Prática da Idade	13
3.5 Sistemas de Datação	14
3.5.1 Calibração Absoluta	15
3.5.2 Calibração por Idade Padrão – Zeta (ζ)	15
3.6 Métodos Experimentais	17
3.6.1 Método do Detector Externo (<i>EDM</i>)	17
3.7 Histórias Térmicas	18
3.8 Método x Correlação Geológica	20
4. QUADRO GEOLÓGICO REGIONAL	21
4.1 Província Borborema	21
4.1.1 Zonas de cisalhamento	22
4.2 Regime Tectônico	25
4.2.1 Arcabouço Tectônico	26
4.2.2 Estágios Pré – Rifte	27
4.2.3 Estágios Rifte	28
4.2.3.1 <i>Jurássico Inferior</i>	28
4.2.3.2 <i>Jurássico Superior – Cretáceo Inferior</i>	28
4.2.3.3 <i>Cretáceo Médio – Superior</i>	29
4.2.3.4 <i>Cretáceo Superior</i>	30
4.2.3.5 <i>Paleógeno</i>	30
4.3 Bacias Sedimentares x Tectônica	31
4.4 Bacias Sedimentares Fanerozóicas	31
4.4.1 Paleozóico	32
4.4.2 Mesozóico	32
4.4.2.1 <i>Pré-Rifte</i>	32
4.4.2.2 <i>Rifte</i>	33
4.4.2.2 <i>Pós – Rifte</i>	34
4.4.3 Mesozóico Superior / Cenozóico	35
4.5 Dinâmica Supracrustal	36

5. RESULTADOS	40
5.1 Relação dos valores de idades <i>versus</i> comprimento de traços	44
5.2 Relação dos valores de idades <i>versus</i> altitude	45
5.3 Idades por Traço de Fissão em Apatita	45
5.4 Modelagem das Histórias Térmicas	48
5.5 Compartimentos Crustais	52
5.5.1 Domínio Ceará Central	52
5.5.2 Domínio Cariri-Potiguar	52
5.5.3 Domínio da Depressão Sertaneja	53
6. INTERPRETAÇÕES	53
6.1 Domínio Ceará Central	53
6.2 Domínio Cariri – Potiguar	55
6.3 Domínio da Depressão Sertaneja	56
7. CONCLUSÕES	59
8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	61

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1: Representação de Íon Explosion Spike Theory e formação dos traços de fissão em mineral. Fonte: Modificado de Gallagher et al. (1998) apud Franco (2006).	4
Figura 2: Bloco diagrama ilustrando o zoneamento termal da porção superior da crosta com influência direta na constituição dos traços de fissão em apatita.	6
Figura 3: Diversos traços em um grão de apatita. Fonte: http://www.lib.utexas.edu/geo/ontrack/ontrak10/OnTrack10_2.gif	8
Figura 4: – Método do Detector Externo. Fonte: Modificado de Gallagher et al. (1998) apud Franco (2006). (Vide Capítulo 3.6.1)	11
Figura 5: Curvas envelope Tempo x Temperatura. Modificado de Nóbrega et al. (2005).	19
Figura 6: Reconstrução do NE braileiro e NW africano durante o pré -drift vigente entre o início Neoproterozóico e o Eopaleozóico. Extraído de Santos et al. (2009).	22
Figura 7: Domínios tectônicos e principais estruturas da Província Borborema. Extraído de Schobbenhaus & Brito Neves, (2003).	24
Figura 8: Mapa geológico-estrutural da região nordeste do Brasil. Extraído de www.scielo.br/img/fbpe/rbg/v16n2-3/05.gif	25
Figura 9: Quadro geomorfológico do Nordeste do Brasil	37
Figura 10: Correlação e Interpretação de superfícies de erosão no Nordeste brasileiro. Extraído de Peulvast et al. (2008).	38
Figura 11: Mapa de idades respectivas aos pontos amostrados.	43
Figura 12: Gráfico de Idades x Comprimento de Traços Confinados .	44
Figura 13: Gráfico de Idades x Altitude.	45
Figura 14: Mapa de compilação de idades por traço de fissão em apatitas. Modificado de Moraes Neto et al., 2009.	46
Figura 15: Mapa geológico / estrutural da área com gráfico para idades dos pontos amostrados.	47
Figura 16: História térmica e Histograma de traços da amostra TF-1137.	49
Figura 17: História térmica e Histograma de traços da amostra TF-1139.	49

Figura 18: História térmica e Histograma de traços da amostra TF-1141.	49
Figura 19: História térmica e Histograma de traços da amostra TF-1143.	50
Figura 20: História térmica e Histograma de traços da amostra TF-1146.	50
Figura 21: História térmica e Histograma de traços da amostra TF-1148.	50
Figura 22: História térmica e Histograma de traços da amostra TF-1150.	51
Figura 23: História térmica e Histograma de traços da amostra TF-1152.	51
Figura 24: História térmica e Histograma de traços da amostra TF-1154.	51
Figura 25: Considerações acerca dos eventos de resfriamento corridos na região do Platô da Borborema. Extraído de Morais Neto et al. (2009).	58
Figura 26: Quadro síntese de eventos termiais de grande expressão na área estudada. Modificado de Morais Neto et al. (2009).	61

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 1 – Localização e características geológicas das amostras coletadas para Datação por Traços de Fissão em apatitas (Vide Anexo I). Fonte: IBGE – Mapa geológico 1:250.000.	41
Tabela 2 – Idades de traços de fissão para as amostras e suas devidas propriedades.	42

ANEXOS

Anexo I – Localização dos pontos amostrados para a Datação por Traços de Fissão em Apatitas

Anexo II – Domínios distintos com as respectivas Histórias Térmicas

Anexo III – Carta Estratigráfica da Bacia do Parnaíba

Anexo IV – Carta Estratigráfica da Bacia do Araripe

Anexo V – Carta Estratigráfica da Bacia do Ceará

Anexo VI – Carta Estratigráfica da Bacia Potiguar

1. INTRODUÇÃO

O presente estudo visa um aprimoramento no conhecimento acerca da evolução Fanerozóica do nordeste do Brasil, a qual envolveu uma série de eventos geológicos atuantes sobre o embasamento pré-cambriano da Província da Borborema.

Em escala regional, a implantação e desenvolvimento do rifte do Atlântico Sul gerou significantes perturbações térmicas, afetando a crosta superior. Os eventos de resfriamento e aquecimento foram detectados pelo emprego da termocronologia por traços de fissão em apatita, e posteriormente interpretados de acordo com a revisão geológica / geomorfológica da área.

A análise estratigráfica das bacias sedimentares nordestinas fornece parâmetros para correlacionar diretamente o quadro tectônico da região com as histórias termo-evolutivas registradas pelas amostras. Índícios de transgressões marinhas, períodos de maior aporte de siliciclásticos na bacia e discordâncias podem situar o contexto da amostra na evolução meso-cenozóica.

A desenvolvimento de uma margem passiva gera uma inquestionável mudança na dinâmica supracrustal, a qual foi marcada por eventos de intensa atividade tectônica interpolada por períodos de quiescência. Em virtude destes fatores, o pacote rochoso próximo à superfície está sujeito a mudanças no gradiente termal, registradas durante o alçamento ou subsidência (relacionados a falhamentos), bem como períodos de modificação do modelado da superfície (geração de superfícies de aplainamento).

A termocronologia por traços de fissão em apatita foi amplamente utilizada para a obtenção da idade respectiva história térmica para cada amostra. Foi possível sugerir padrões de comportamento agrupados em segmentos com semelhantes propriedades termo-evolutivas. A compartimentação dos sugeridos blocos crustais leva em conta os eventos por estes registrados, a saber pelas evidentes deformações no Triássico superior e o Cretáceo superior, que relatam ao *breakup* do Atlântico – Sul e também pelas reativações neotectônicas cenozóicas.

Apesar de um longo trajeto evolutivo, que envolve colagens orogênicas e estágios de cratonização do Gondwana Ocidental (TELLO et al. 2003), as rochas arqueanas e proterozóicas da Província Borborema subsidiam considerações acerca de eras mais recentes (Mesozóica a Cenozóica), após a ruptura do supercontinente Pangea, visto que a análise de traços de fissão em apatita possibilita obter informações sobre amostras presentes na atual superfície até períodos em que as mesmas situaram-se em profundidades que remetem a temperaturas de no máximo 120 °C.

Entretanto, há de se ressaltar a relevância das estruturas pré-cambrianas em virtude de orquestrar os eventos de soerguimento mais recentes do embasamento em uma vasta região do nordeste brasileiro, caracterizados pela reativação de zonas de falha, erosão e

deposição. As futuras considerações deverão fornecer uma nova perspectiva regional para a área. Para tal, é de tentativa deste trabalho a correlação de cada amostra datada com sua recém-gerada história térmica, sendo que a análise coletiva do conjunto amostrado proporcionará um entendimento de grandes eventos termotectônicos atuantes na área.

Neste cenário, faz-se uso da metodologia envolvendo os traços de fissão em apatita para identificar possíveis anomalias termais inerentes ao segmento superior da crosta. A movimentação decorrente da atuação de uma provável tectônica rúptil em toda a área registra estas anomalias, e espera-se obter dados quantitativos e qualitativos que possibilitem uma melhor compreensão da estruturação e comportamento do arcabouço rúptil do nordeste brasileiro.

2. OBJETIVOS

As reativações ocorridas após o Paleozóico são atribuídas à importantes perturbações termais (TELLO et al., 2003). Estas perturbações implicaram expressivas mudanças, condicionadas às características herdadas do embasamento pré-cambriano, na ordem de provocar um afinamento crustal da litosfera e consequente soerguimento epirogenético, relatando ao fim do Permiano. A partir deste momento, as trajetórias tectônica e de erosão / sedimentação experimentada pela região nordeste do Brasil condicionaram o presente quadro geológico e geomorfológico.

Esta monografia possui como objetivo identificar localmente as idades e trajetórias de diversas amostras ao longo de quatro estados brasileiros (Anexo I), para assim identificar as particularidades de cada região estudada; contudo é importante frisar, dada a expressividade da área estudada, a notória existência de um conjunto de dados incompletos ou divergentes, aliados à grande diversidade de escolas em diferentes países (BRITO NEVES, 2002).

Por este exato motivo, a importância deste atual trabalho reside na tentativa de se correlacionar grandes eventos termotectônicos com as feições hoje encontradas (bacias sedimentares, superfícies de erosão, altos topográficos) de forma conjunta, ao longo de um único perfil de amostragem inserido no amplo panorama geológico nordestino.

Tendo por base o gradiente geotermal de 30°C/km, com a temperatura da superfície de aproximadamente 25°C, o método termocronológico empregado é de grande valia para se obter possíveis informações acerca de um pacote rochoso a 1 km da superfície até ~ 3 km de profundidade, fornecendo assim importantes considerações sobre os eventos relacionados à crosta rúptil. Isto ocorre dado o fato dos litotipos datados exibirem seu registro termo-evolutivo desde a atual superfície até profundidades respectivas à temperatura de 120° C. A isoterma de 120° C corresponde à máxima profundidade de

retenção de traços de fissão em apatita. Em maiores profundidades (com maiores temperaturas) os traços de fissão são completamente apagados após sua formação.

3. MÉTODOS

3.1 Introdução

O contínuo avanço e aprimoramento das tecnologias que envolvem métodos de quantificação experimentais acarretam enormes benefícios para a geologia como um todo (BASEI & HACKSPACHER, 1995). Segundo os mesmo autores, a determinação de variáveis tais como temperatura e idades, ambas relacionadas a sistemas rochosos, experimentou grande inovação a partir da década de 60, com a utilização de aparelhos e tecnologias mais avançadas.

Cada vez mais o uso desta ferramenta geocronológica tem sido utilizado para o estudo de eventos de soerguimento e epirogênese, os quais estão intimamente relacionados a alinhamentos tectônicos e posteriores movimentações decorrentes da dinâmica rúptil da crosta.

3.1.1 Definição do Traço de Fissão em Apatita (TFA)

O traço de fissão nada mais é do que um defeito no retículo cristalino de minerais causado pela fissão espontânea do U^{238} . A sua trajetória pela estrutura do mineral induzem ionizações através da interação eletrônica com os átomos do retículo do mineral, criando íons positivos na rede cristalina do mineral.

Estes átomos ionizados passam a se repelir e se afastam, mas em seguida eles retornam elasticamente para um local diferente que o original, pois os fragmentos oriundos da fissão nuclear do U^{238} deslocam átomos em sua trajetória. O material responsável pelo registro dos traços é denominado de detector. Quando a partícula já não se encontra ionizada, e esta zona de defeitos permanece no detector, é concebido o traço latente. O comprimento de um traço nuclear típico, em qualquer mineral, possui uma variação entre 1 μ m até alguns milímetros, sendo que sua dimensão depende em parte da carga e energia da partícula carregada, e ainda da composição do detector utilizado a qual pode ser vidro, plástico ou outros minerais (WAGNER & VAN DEN HAUTE, 1992).

Através de ataque controlado, reagentes químicos propiciam o espessamento dos traços, dada esta zona defeituosa constituir uma região preferencial para a percolação dos reagentes. Este processo é responsável por tornar os traços microscopicamente visíveis (GALLEGHER et al. 1998).

3.1.2 Formação de Traços

Os traços de fissão peculiarmente formados em sólidos chamaram a atenção da comunidade científica, sendo que para explicar tal fato atribuiu-se o termo *Spike* a um curto e intenso evento causado pela trajetória de uma partícula eletricamente carregada através de um elemento sólido. Com o aprimoramento desta teoria, constatou-se que o U^{238} constitui o isótopo mais comum presente na forma de impureza na rede cristalina de determinados minerais.

Segundo Fleisher et al. (1975) apud Franco, (2006), o decaimento do átomo de Urânio por fissão espontânea é responsável pela geração de dois fragmentos com massa atômica média entre 95 e 135 (explosão de ionização), os quais percorrem trajetórias diametralmente opostas, dissipando altos valores de energia, entre ~100 e 70 MeV, respectivamente.

O chamado traço latente (Figura 1) é formado dado o alcance dos fragmentos de fissão que interagem com os átomos da rede cristalina em seu percurso. Um *stress* local na rede cristalina é provocado, ao passo que a relaxação elástica que ocorre sobre as vacâncias formadas irá permitir a observação dos traços ao microscópio eletrônico (WAGNER & VAN DEN HAUTE, 1992).

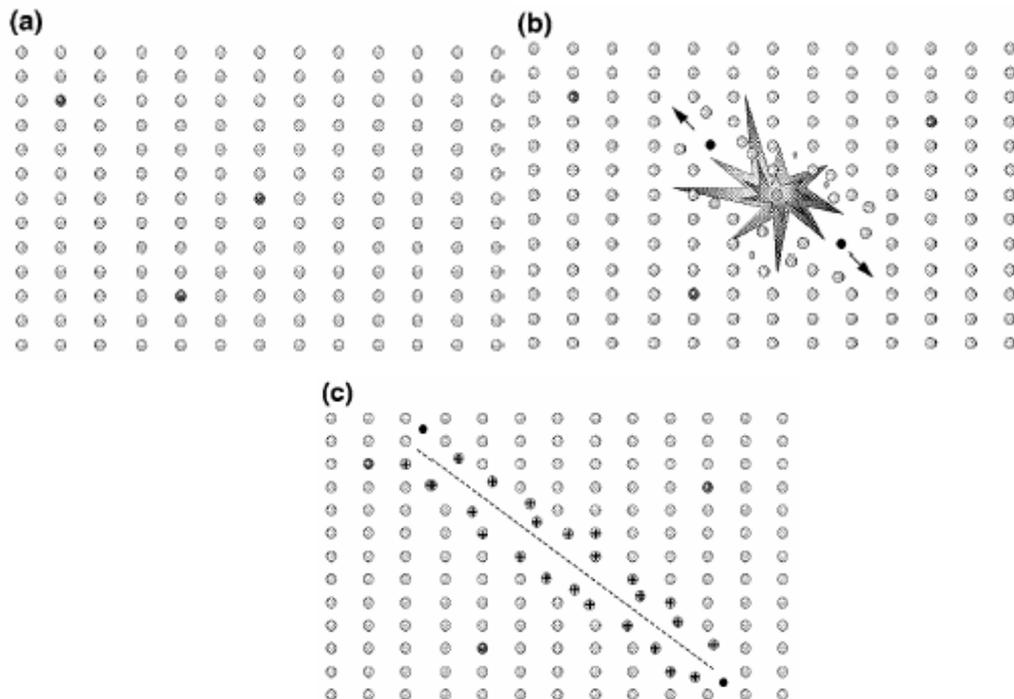


Figura 1: Representação de Íon Explosion Spike Theory e formação dos traços de fissão em um mineral. Fonte: Modificado de Gallagher et al. (1998) apud Franco (2006).

Segundo Wagner & Van Den Haute (1992), para a realização de estudos termocronológicos a partir de traços de fissão em apatitas, faz-se necessário uma determinação apurada do número de átomos fissionados de ^{238}U e ^{235}U por unidade de volume (densidade) nos minerais, vidros e plásticos (detectores). O número de traços por unidade de volume (densidade de traço) há de ser derivada do número de traços contados por unidade de área na superfície observada (densidade de traço superficial).

A relação teórica entre a densidade de traço espacial (volume) e superficial (área) pode ser derivada a partir das simplificações a seguir (WAGNER E VAN DEN HAUTE, 1992)

- ✓ Os átomos fissionados são homogeneamente distribuídos através do volume do sólido (detector);
- ✓ Todos os traços no sólido são de igual comprimento l e o início da fissão é o centro de cada traço;
- ✓ Os traços apresentam distribuição isotrópica, ou seja: não exibem direção preferencial, sendo a probabilidade de formação do traço no detector, a mesma em todas as direções.

3.1.3 *Annealing* dos Traços de Fissão (Encurtamento dos traços pela Temperatura)

Quando o a rocha hospedeira do mineral analisado é submetida a temperaturas elevadas, a tendência é que haja uma reordenação da estrutura cristalina do sólido que abriga os traços de fissão. A este processo dá-se o nome de *annealing*, tendo como resultado um encurtamento dos traços confinados e redução da densidade superficial e conseqüente geração de uma idade aparente mais jovem do que a real GUEDES et al. (2004) apud FRACALOSSO, (2007).

Este processo possui direta influência nas medidas do comprimento dos traços, os quais são freqüentemente apresentados como histogramas especificados pelo valor médio e desvio padrão (WAGNER & VAN DEN HAUTE, 1992); os histogramas obtidos são o alicerce cabal para delinear as histórias térmicas (Capítulo 3.8 - Histórias Térmicas).

Tendo por base o gradiente geotermal de $30^{\circ}\text{C}/\text{km}$, com a temperatura da superfície de aproximadamente 25°C , é possível obter informações do pacote rochoso até cerca de 3 km de profundidade, sendo estas muito valorosas para a compreensão do comportamento superior da crosta.

A Figura 2 ilustra o zoneamento crustal com direta influência na geração / apagamento dos traços. Para temperaturas superiores a 120°C ($\sim 3\text{km}$), todos os traços gerados são completamente “apagados” após sua formação, impedindo qualquer identificação de eventos ocorridos em maiores profundidades através desta ferramenta termocronológica. A esta região dá-se o nome de Zona de *Annealing* Total.

Já a Zona de *Annealing* Parcial compreende profundidades aproximadamente entre 1 e 3 km. Nos minerais de apatita presente em amostras situadas nesta zona, entre 120 e 60 °C, os traços de fissão deixam de ser apagados após sua recém formação, e podem sofrer ou não um encurtamento do seu comprimento. A modelagem das histórias térmicas baseia-se nos histogramas de comprimento de traços, e deverão refletir o comportamento desta amostra inserida neste domínio. Tendo por base o gradiente geotermal de 30°C/km, com a temperatura da superfície de aproximadamente 25°C, é possível obter informações do pacote rochoso até cerca de 3 km de profundidade, sendo estas muito valiosas para a compreensão do comportamento superior da crosta.

Para temperaturas inferiores a 60 °C, em uma faixa que abrange a atual superfície até ~1km de profundidade, o comprimento dos traços de fissão é completamente retido. Esta Zona de Retenção Total mantém as características da amostra após sua trajetória em níveis crustais subjacentes.

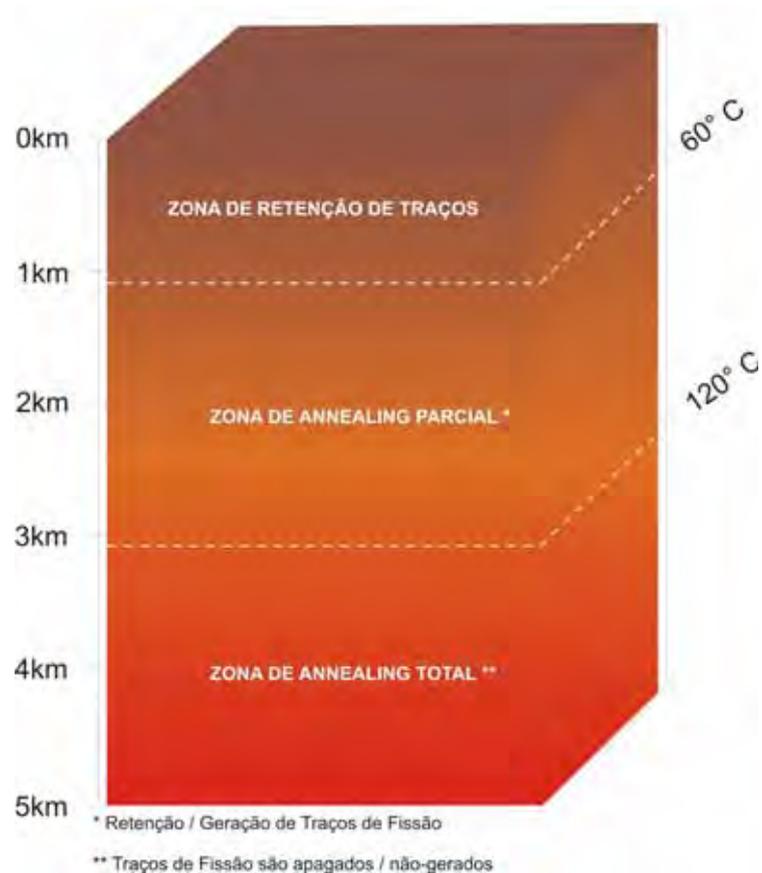


Figura 2: Bloco diagrama ilustrando o zoneamento termal da porção superior da crosta com influência direta na constituição dos traços de fissão em apatita

3.1.4 Revelação de Traços de Fissão

As densidades e comprimentos dos traços de fissão que são observados sob microscópio são fortemente dependentes do processo de ataque químico o qual é usado para revelação dos traços latentes (FRACALOSSI, 2007).

O processo se dá com a imersão da apatita em HNO_3 para que o ácido ataque preferencialmente os traços, tornando-os assim mais espessos; assim é possibilitada sua visualização através do microscópio .

A razão que rege a revelação de dos traços de fissão através do ataque químico, é dada por VT/VB , onde:

- ✓ VT = Velocidade de ataque ao longo do traço
- ✓ VB = Velocidade de ataque no material

Esta razão possui uma grande influência na eficiência do ataque no mineral, visto que este ataque incide sobre os traços que interceptam a superfície da apatita. A revelação dos traços depende também do Ângulo Crítico (θ_c). Este é o ângulo com o qual o traço é revelado na superfície polida da apatita durante o ataque químico.

As velocidades com que os reagentes irão atuar para a revelação dos traços é variável, dependendo dos cristais nas quais estas atuam. O ângulo formado por θ_c , contudo, irá depender de forma randômica da orientação cristalográfica da superfície atacada e da própria orientação do traço em uma superfície, conforme Wagner & Van Den Heute (1992).

Segundo os mesmos autores, percebe-se que para um mesmo ataque são geradas respostas distintas, que podem variar não somente graças à heterogeneidade dos cristais, mas também devido a diferentes direções de ataque químico em uma mesma superfície. Os autores supracitados dividiram em fases a evolução da densidade do traço com o tempo de ataque químico, as quais ocorrem do tempo $t = 0$ segundos até o fim do ataque, exibidas abaixo:

- ✓ Fase inicial de densidade na qual os traços ainda estão sob o limite de visibilidade.
- ✓ Fase de rápido aumento na qual os traços são essencialmente desenvolvidos na superfície atacada ou pré-atacada.
- ✓ Fase final na qual a densidade de traços é muito pouco acrescida pela adição de traços confinados dentro do cristal e revelados pela remoção gradual da superfície do cristal.

Traços de fissão em apatitas são classificados em dois tipos. Um tipo é constituído pelos chamados traços de superfície, os quais são interceptados pela superfície polida da

apatita e formam um determinado ângulo de incidência com a mesma. São usados para a amostragem de densidade na apatita.

Outro tipo são os traços confinados, cujos traços estão inteiramente contidos no cristal, paralelos à superfície polida. Estes traços somente são revelados quando o reagente responsável pelo ataque químico percola a superfície do cristal ao longo de fraturas, clivagens ou usem outros traços como trajetória para chegarem aos traços confinados. São utilizados com o intuito de fornecer a real medida de comprimento. A Figura 3 abaixo ilustra ambos os tipos de traços em um suposto grão mineral:

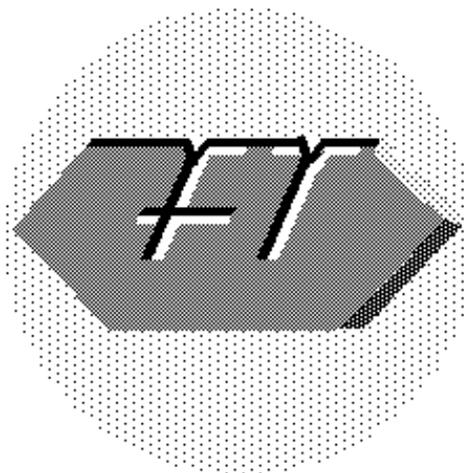


Figura 3: Diversos traços em um grão de apatita. Fonte:

http://www.lib.utexas.edu/geo/ontrack/ontrak10/OnTrack10_2.gif

3.2 Preparação das Amostras

As amostras coletadas foram encaminhadas e tratadas inicialmente no Laboratório de Preparação de Amostras Pedológicas e Geológicas (LAPEGE), no Departamento de Petrologia e Metalogenia-Unesp-IGCE/Rio Claro-SP.

Após a fragmentação de blocos maiores com a utilização de marreta de 5kg, todo o material foi encaminhado para a moagem, sempre atentando para a não contaminação entre diferentes amostras. Primeiramente utilizou-se o britador da marca Furlan tipo BM.2010, e já com uma menor granulometria as amostras foram duplamente processadas no britador da marca Retsch tipo BB1/A. Prevista uma quantidade satisfatória do mineral apatita presente nas amostras neste caso, não utilizou-se o britador de rolo, visando a preservação dos grãos para futura análise.

O tratamento das amostras continuou com a utilização de peneiras automáticas, com fração de 80 mesh (0,177 mm). A separação da fração mais fina das amostras recém-britadas visou à obtenção de um material constituído por areia fina e argila. Este composto foi bateado manualmente para alcançar um concentrado de minerais pesados. Este foi

encaminhado para o Separador Isodinâmico Frantz®, para a separação de frações magnéticas e não-magnéticas. O procedimento é repetidamente realizado, utilizando correntes entre 0,0 e 1,3 A.

O concentrado aqui obtido é basicamente composto por minerais quartzo-feldspáticos, zircões e apatitas, além de alguns minerais metálicos não excluídos na separação magnética anterior. Para se obter preferencialmente um concentrado de apatitas (o alvo das análises) deste material, é utilizado o líquido Bromofórmio. O mesmo possui uma densidade propícia para a decantação de apatitas e zircões, em detrimento de outros minerais não-magnéticos mais leves.

Findada esta separação química, a etapa seguinte consistiu na separação manual dos cristais, realizada sob uma lupa da marca Leica, de aumento máximo de 40x, no Laboratório de Separação Mineral do Departamento de Petrologia e Metalogenia-Unesp-IGCE/Rio Claro-SP.

Os melhores grãos de apatita de cada amostra são montados em moldes individuais de silicone com tamanho aproximado de 1cm². Posteriormente, coloca-se resina epoxi nestes moldes e após a secagem da mesma, estas amostras são encaminhadas para o processo de polimento, no Laboratório de Preparação de Amostras Geológicas e Pedológicas do Departamento de Petrologia e Metalogenia-Unesp-IGCE/Rio Claro-SP.

Primeiramente o lado oposto aos grãos é polido manualmente até a resina atingir uma espessura de cerca de 2 a 3mm, até que os grãos fiquem expostos. Após isto o lado dos grãos é polido com o auxílio de uma politriz mecânica, com a utilização de lixas com grana 800 a 1200 *mesh*. A amostra é polida em três etapas, sendo que em cada uma é utilizado um pano de polimento (Dp-Mol marca Struers), juntamente com pastas diamantadas de 0-1, 1-2 e 2-4 microns respectivamente (para cada etapa são utilizadas pastas com granulometria em uma seqüência decrescente para um resultado final refinado). A politriz opera a 150 rpm, em tempos de 5, 3 e 3 minutos respectivamente, valendo-se de lubrificante composto por vaselina líquida.

Terminado o processo de polimento, as amostras são encaminhadas para o ataque químico, com o intuito de revelar os traços fosseis. O mesmo foi realizado através de uma solução aquosa de ácido nítrico (6M) a 10%, sob temperatura controlada de 20°C em um equipamento de banho termostático.

Cada amostra é precisamente deixada sob ataque durante 60 segundos (valendo-se de um cronômetro), e em seguida a amostra é neutralizada em uma solução saturada de bicarbonato de sódio para a neutralização do ataque.

Para realizar a montagem final as amostras de apatita são acopladas a uma placa de mica (muscovita), valendo-se de filme plástico tipo PVC. A muscovita foi previamente submetida a ataque químico por três horas, estando totalmente imersa em ácido fluorídrico a 40%; este ataque visa os possíveis traços presentes na mica. Depois de montadas, as

amostras são montadas com os vidros dosímetros dopados de Urânio, e finalmente encontram-se prontas para o envio ao reator nuclear do Instituto de Pesquisas Energéticas Nucleares/Comissão Nacional de Energia Nuclear (IPEN/CNEN).

O reator possui a finalidade irradiar as amostras com nêutrons térmicos, promovendo a fissão do U^{235} . Nas irradiações os vidros utilizados (estes justapostos a lamínulas de muscovita) também foram irradiados, com o intuito de se efetuar a determinação (absoluta) da fluência de nêutrons.

Ao tempo que as amostras foram liberadas para análise, quando estas exibiram níveis de radiação aceitáveis para a manipulação, as montagens foram desfeitas e as micas submetidas a um ataque químico para revelação dos traços induzidos. As micas são colocadas em HF 4% sob temperatura de 15 °C durante oitenta minutos e seguidamente neutralizadas em solução de bicarbonato de sódio. Findado este processo, as amostras estão prontas para serem contadas e medidas através da utilização do microscópio com aumento de 1500x.

3.3 Métodos de Análise de Grãos de Apatita

Todas as medições e contagens inerentes às amostras se deram no Laboratório de Cronologia e Cronometria do DPM/IGCE – UNESP/Rio Claro. Para tal trabalho, utilizaram-se os microscópios ZEISS AXIOSKOP 2 IMAGING e ZEISS AXIO IMAGER. M1, em conjunto com o programa TrackScan®. Ambos os aparelhos são imprescindíveis tanto para a execução do trabalho como para fins de treinamento para tal.

O método para se realizar a contagem inicia-se na preparação das lâminas; as resinas contendo os grãos de apatita são fixadas em lâminas para microscopia de ponta lisa e beiradas não lapidadas, 25.4x76.2MM (1"x3") com 1mm de espessura. Na mesma lâmina posiciona-se a mica correspondente à amostra de apatita (método do detector externo – Tópico Métodos de Datação), devidamente formando uma imagem do tipo "espelho" (Figura 4).

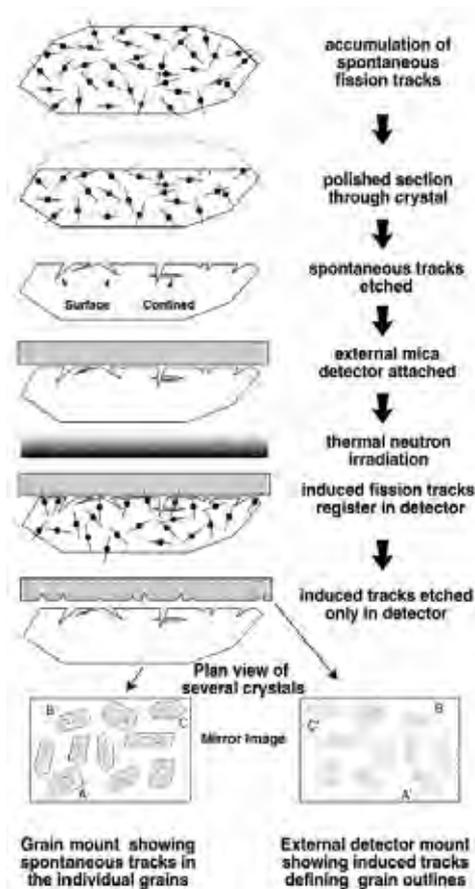


Figura 4: – Método do Detector Externo. Fonte: Modificado de Gallagher et al. (1998) apud Franco (2006). (Vide Capítulo 3.6.1)

A lâmina contendo a resina com os grãos de apatita e a respectiva mica da amostra a ser analisada é disposta sob o microscópio ZEISS AXIO IMAGER. M1, cujo aumento total é 1500x. Este possui uma platina automática acoplada, a qual é ligada a um controlador conectado diretamente a um microcomputador.

Este aparelho possui a função de coordenar os movimentos da platina em questão. Como as lâminas são basicamente compostas por uma resina e sua imagem em espelho formada por uma mica, faz-se necessária a utilização de um *software* que, através de pontos de referenciamento entre a resina e a mica, possibilite o mapeamento dos grãos. Graças a esse mapeamento torna-se possível realizar análises sobre determinada área dos grãos de apatita, e logo em seguida focar a imagem da área correspondente na mica (detector externo) ainda na mesma lâmina. Para o método do detector externo, é de fundamental importância que a contagem dos traços induzidos realizada na imagem do detector, seja feita exatamente na área que corresponde ao grão dos traços espontâneos.

Autores como Fleischer et al. (1975) e Wagner & Van Den Haute (1992) apud Franco (2006) sugerem critérios para a identificação dos traços de fissão em apatitas. Estes são resumidos de tal forma:

- ✓ Traços de fissão são geralmente menores que 20 μm ;
- ✓ Traços de fissão são defeitos lineares, ou seja, não possuem formas curvas;
- ✓ Traços de fissão não possuem direção preferencial;
- ✓ Traços de fissão confinados devem ter o comprimento medido (ou traços com até $\sim 15^\circ$ de inclinação com a superfície horizontal);
 - ✓ Traços confinados são facilmente identificados, devido à sua distinta aparência à luz refletida, quanto aos traços não-confinados;
 - ✓ Traços confinados, ao aproximar paralelamente ao plano de observação, tendem a ser homogêneos no foco ao longo de todo seu comprimento.

Como visto no Capítulo 3.1 - Revelação de Traços de Fissão, os traços que cortam a superfície do mineral são revelados pelo ataque químico, portanto a análise microscópica permite apenas a determinação da densidade em área. Desta maneira, é necessário derivar a densidade volumétrica a partir da densidade de traços em área contados na superfície polida do mineral, juntamente com a determinação dos isótopos filhos que são medidos como produto do decaimento do ^{238}U para efetuar a datação (Tópico 3. 4 a seguir).

3.4 Equações

3.4.1 Equação Fundamental da Idade

Todos os dados e fórmulas neste capítulo foram extraídos de Wagner & Van Den Haute (1992). A datação utilizando traços de fissão em apatitas é fundamentada nos mesmos princípios utilizados em outros métodos que utilizam isótopos. O decaimento radioativo de um átomo pai visa a estabilidade em um filho, sendo que esta atividade nuclear ocorre a uma razão proporcional à quantidade de átomos pais (Np) que permanecem no tempo:

$$dNp/dt = -\lambda Np, (1)$$

cuja constante de decaimento λ é expressa em (1). Integrando esta equação tem-se:

$$Np = (Np)_0 e^{-\lambda t}, (2)$$

esta equação descreve a variação do número de átomos pais como tempo. A idade de uma amostra é obtida tendo por o número presente de átomos pais N_p e átomos filhos N_f .

$$N_f = (N_p)_0 - N_p \quad N_f = N_p(e^{\lambda t} - 1) \quad (3)$$

No caso da datação pelo traço de fissão, mede-se o traço de fissão espontâneo em vez dos isótopos filhos que são medidos como produto do decaimento do ^{238}U . De acordo com a última equação, o número total de átomos de ^{238}U decaídos depois de um tempo t é dado por $^{238}N(e^{\lambda t} - 1)$, onde ^{238}N representa o presente número de átomos de ^{238}U . O número de decaimentos devido à fissão espontânea mantém-se em proporção fixa (λ_f / λ_d) ao número total de decaimentos do ^{238}U . Assim, o número de traços espontâneos N_s que terá acumulado (por unidade de volume) é dado por:

$$N_s = (\lambda_f / \lambda_d) ^{238}N(e^{\lambda t} - 1) \quad (4)$$

Assumindo que $\lambda_d = \lambda_\alpha$ a equação acima fica de tal forma escrita:

$$t = (1 / \lambda_\alpha) \ln [(\lambda_\alpha / \lambda_f)(N_s / ^{238}N) + 1] \quad (5)$$

O cálculo da idade de traço de fissão é baseado na determinação do número de traços de fissão espontâneos e na determinação do número de átomos de ^{238}U por unidade de volume na amostra. A fim de se determinar o número de ^{238}N é necessário que a amostra seja irradiada por uma fluência de nêutrons térmicos (φ) em um reator nuclear, assim a fissão é induzida em átomos de ^{235}U e o número de tais fissões N_i é dado por: $N_i = ^{235}N\sigma\varphi$ (6)

Assumindo que a razão de $^{235}\text{U}/^{238}\text{U}$ é constante e chamada de I temos:

$$N_i = ^{235}N I \sigma \varphi \quad (7)$$

Combinando a equação (5) com a (7) chegamos à equação fundamental da idade do método de datação por traços de fissão em apatitas:

$$t = (1 / \lambda_\alpha) \ln [(\lambda_\alpha / \lambda_f)(N_s / N_i) I \sigma \varphi + 1], \quad (8)$$

3.4.2 Equação Prática da Idade

Na equação (8) do item acima segundo os mesmos autores, N_s e N_i são expressos como números de traços por unidade de volume (densidade de traços espacial). Porém, na

prática, os traços contados são aqueles que cruzam a superfície da amostra analisada somente. Usando a relação teórica entre a densidade espacial e a densidade superficial, e levando-se em conta os efeitos dos fatores de ataque e observação dos traços pode-se escrever:

$$\rho_s = g s N_s R s \eta s f(t) s q s, \quad (9a)$$

$$\rho_i = g_i N_i R_i \eta_i f(t) i q_i, \quad \text{onde } (9b)$$

g = fator de geometria

R = número de eventos de fissão por átomo alvo de Urânio no material investigado

η = fator de eficiência do ataque químico

$f(t)$ = fator de tempo de ataque

q = fator de observação

O fator de geometria g é inerente à geometria inicial da superfície da amostra pré-atacada, a qual, por definição, é constante e $= 1$ para uma superfície interna e $= 0.5$ para uma superfície externa. Substituindo as equações (9a e 9b) na equação (8) temos:

$$t = (1 / \lambda \alpha) \ln [(\lambda \alpha / \lambda f) (\rho_s / \rho_i) (Q G I \sigma \varphi) + 1], \quad (10)$$

Esta é a equação prática da idade onde a densidade de traços espacial foi substituída pela densidade de traços superficial. Nesta equação:

$$G = g_i / g_s \text{ e } Q = \eta_i f(t) i q_i / \eta_s f(t) s q_s$$

A constante de decaimento da fissão espontânea do ^{238}U é de suma importância na equação da idade de traço de fissão.

3.5 Sistemas de Datação

A idade do traço de fissão nos minerais pode ser obtida a partir de dois tipos de calibração padronizados. Um tipo é conhecido como Calibração Absoluta, definido inicialmente por Wagner e Van Den Haute (1992), onde isótopos filhos que são medidos como produto do decaimento do ^{238}U sendo que o mesmo considera determinação de F ou R_U (FRANCO, 2006); o outro sistema é conhecido pelo nome de Calibração Zeta, onde se utiliza de idades-padrão (idades bem documentadas por outros métodos geocronológicos, tais quais Ar/Ar, Rb/Sr, K/Ar) para se obter a Idade de Traço de Fissão. Esta análise comparativa está descrita em Hurford & Green (1982, 1983) apud Fracalossi (2007).

3.5.1 Calibração Absoluta

Na calibração absoluta a principal preocupação é atingir uma determinação exata da fração de U^{235} que efetivamente fissionou durante a irradiação da amostra, isto é, a quantidade $235N\sigma\varphi$. (HURFORD & GREEN (1982, 1983) apud FRACALLOSSI, 2007)

Este sistema é caracterizado por determinar o valor da fluência de nêutrons térmicos através de duas técnicas: captura de nêutrons por monitores metálicos ativados (Au, Co e Mn) e dosímetros tipo vidros dopados de urânio natural. Para isso, é necessário avaliar, empírica e absolutamente, as eficiências de detecção e ataque do sistema (Wagner & Van Den Haute, 1992; Hurford, 1998) apud Franco, 2006

A utilização de vidros dopados de urânio é comumente utilizada na medida de nêutrons induzidos, registrando os traços em detectores externos adjacentes, com o intuito de preservar o vidro para uso posterior e fornecer valores sobre a eficiência da detecção e ataque.

Devido tanto os dosímetros como as condições experimentais serem constantes, a fração de eventos de fissão por núcleo alvo de urânio (fluência de nêutrons) R_U pode ser determinada através da equação obtida por lunes et al. (2002):

$$R_U = \frac{\rho_U^V}{N_U^V \epsilon^V}$$

Nesta, N é o número de átomos de urânio (U) por unidade de volume do vidro (V), ϵV é a razão entre a densidade de traços por área observado na superfície da mica e ρ a densidade de traços induzidos a partir de um vidro dopado de urânio. Cada tipo de vidro possui valores de $N\epsilon V$ calibrados segundo lunes et al. (2002).

3.5.2 Calibração por Idade Padrão – Zeta (ζ)

Não existe hoje um consenso na Comunidade Científica que defina o parâmetro a ser empregado como dosimetria de nêutrons e valor da constante de decaimento por fissão do U^{238} (FRANCO, 2006). Devido ao não estabelecimento de um valor ideal para λ_f , um sistema de datação foi proposto onde a idade da amostra era determinada através de uma análise comparativa com uma ou mais idades padrão obtidas por outras técnicas de datação (FLEISCHER et al. 1975 apud FRACALLOSSI, 2007).

Ainda segundo a fonte supracitada, a mesma consiste em uma alternativa mais prática e elaborada. Nesta a amostra que contenha grãos com idade conhecida (idade-padrão) é irradiada em conjunto com os vidros dopados de Urânio com o intuito de se estabelecer um fator de calibração ζ . Desta forma, apresenta-se de forma simplificada a equação da aproximação de idades pela calibração ζ :

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln[1 + \lambda \zeta (\rho_s \rho_i) \rho_d]$$

ζ - valor da Calibração = $100,05 \pm 4,9$

T é a idade do traço de fissão

(ρ_s/ρ_i) é a razão entre a densidade fóssil e induzida da apatita Durango

ρ_d é a densidade de traços induzidos contados no detector externo do vidro dosímetro

λ é a constante de fissão

Através deste procedimento as idades de traço de fissão são sistematicamente calibradas utilizando idades-padrão já determinadas por outros métodos geocronológicos de inextinguível confiabilidade. No caso da apatita, as idades-padrão referem-se às apatitas originadas em Durango, México, e Fish Canyon Tuff, EUA. (FRANCO, 2006)

Este foi o método utilizado para se obter as idades de traço de fissão no presente trabalho.

3.6 Métodos Experimentais

As idades respectivas aos traços de fissão contidos na apatita podem ser obtidas através de duas metodologias de análise, a qual se aplica aos traços induzidos no cristal. Uma opção é realizar a análise dos traços de fissão induzidos pelo uso de diferentes grãos, sendo este método chamado de procedimento grão-população.

Para a presente monografia, contudo, optou-se por utilizar os mesmos grãos para as análises, tanto de traços induzidos como de traços espontâneos. Dá-se a este procedimento o nome de técnica grão-por-grão. (WAGNER E VAN DEN HEUTE, 1992). Como os grãos minerais podem apresentar idades variadas, optou-se pelo uso do procedimento grão-por-grão (método do detector externo), pois este permite que sejam determinadas idades individuais para cada grão analisado.

3.6.1 Método do Detector Externo (*External Detector Method - EDM*)

Neste método os traços induzidos são analisados em um detector externo acoplado à amostra a ser irradiada no reator nuclear. Neste caso é utilizada somente uma população de grãos, pois os mesmos são irradiados após a revelação dos traços fósseis, já os traços induzidos são revelados somente na mica (FLEISHER E HART, 1972 apud RIBEIRO, 2007).

Neste método (EDM), o detector externo (mica) é acoplado às resinas que já contém os grãos de apatita atacados quimicamente. O conjunto resina + detector (muscovita) é irradiado com nêutrons térmicos. Durante a irradiação são registrados os traços induzidos

no detector. Neste método como regra, $Q \neq 1$ (Q = fator de procedimento) porque traços espontâneos e induzidos são revelados e observados em diferentes segmentos (materiais diferentes que compõem uma única amostra).

3.7 Histórias Térmicas

Após apurar as idades do último grande evento de aquecimento sofrido pelas amostras em questão, é possível reconstruir as sucessivas etapas da evolução termocronológica pelas mesmas experimentadas (Histórias Térmicas). Esta ferramenta que permite a avaliação do trajeto das amostras ao longo do tempo e temperatura possibilita o subsídio de futuras considerações de cunho geológico, as quais constituem o escopo do presente trabalho.

Para conceber as modelagens de histórias térmicas, utilizou-se o *software* Tha® (Thermal History Analysis) (HADLER NETO et al. 1995). Este programa gera randomicamente histórias térmicas e as compara com os dados experimentais. A história térmica proposta é aceita quando o histograma teórico é aceito pelo teste do “ χ^2 ” sendo este compatível com as idades obtidas pelo método proposto (Capítulo 3.5.2 – Calibração por Idade Padrão) e histogramas experimentais de comprimento de traços em cada amostra.

As áreas preferenciais de tempo *versus* temperatura cujos vértices das histórias hipotéticas estão inseridos são denominadas de caixas de Monte Carlo. A técnica de Monte Carlo (GALLAGHER, 1995 apud GUNNEL, 2000) consiste em encontrar as melhores adequações das trajetórias térmicas (critério da maior probabilidade) para os dados obtidos pelo método do TFA. O ajuste acurado é resultado da melhor solução numérica gerada pelo computador ao executar a simulação entre os dados observados e preditos.

As caixas foram definidas seguindo os principais registros geológicos e geomorfológicos descritos no nordeste do Brasil, predominantemente no Cretáceo e EoPaleozóico.

Os trabalhos utilizando a metodologia de traço de fissão em apatitas realizados por Morais Neto et al. (2006, 2008, 2009) e Nóbrega et al. (2005) foram de grande serventia para identificar os principais eventos térmicos no nordeste, fornecendo assim subsídios para delimitar os parâmetros no presente trabalho utilizados. A Figura 5 abaixo ilustra uma trajetória evolutiva hipotética, onde os litotipos datados exibem seu registro termo-evolutivo desde a atual superfície até profundidades respectivas à temperatura de 120 °C.

A Figura 5 ilustra o zoneamento de temperaturas no que se refere às características que influenciam na metodologia dos traços de fissão em apatita, bem como a interpretação acerca dos eventos dada a história termo-evolutiva obtida.

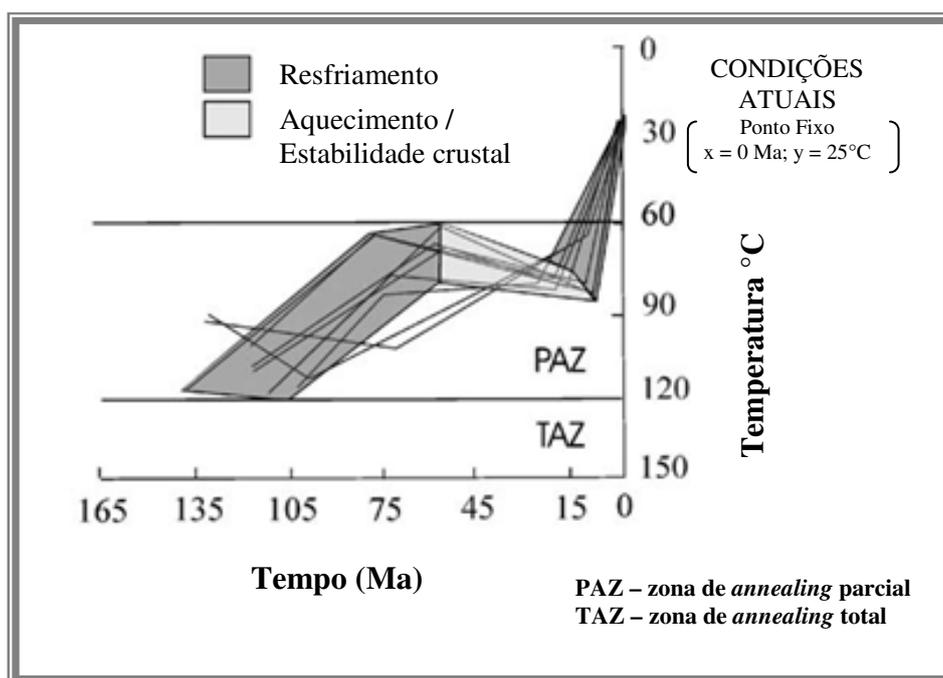


Figura 5: Curvas envelope Tempo x Temperatura. Modificado de Nóbrega et al. (2005)

Na zona onde há redução tanto no comprimento dos traços de fissão como na idade (a chamada de zona de apagamento parcial), a temperatura de entrada das amostras dentro desta zona é denominada de temperatura de fechamento ou temperatura de retenção efetiva (WAGNER & VAN DEN HAUTE, 1992).

Nota-se que esta zona pode abrigar diversas hipóteses representadas pelas histórias térmicas. Feições inerentes a um rápido resfriamento ou aquecimento do pacote rochoso (acentuada influência tectônica) são evidenciadas pela grande variação de temperatura em um relativamente curto espaço de tempo.

Os patamares que exibem menores inclinações inerentes a representação das histórias térmicas podem evidenciar um período de relativa estabilidade crustal (Figura 5), afetada por eventos de aquecimento ou resfriamento de menor intensidade. Neste caso é

possível que o pacote rochoso em subsuperfície esteja suscetível às condições de aplainamento da superfície da crosta, em um período onde vigora a quiescência tectônica.

3.8 Métodos x Correlação Geológica

De acordo com a progressiva evolução tempo *versus* temperatura, as idades por traços de fissão permitem datar diferentes processos geológicos e geomorfológicos, tais como a formação de rochas, resfriamento, soerguimento, erosão, sobreposição termal (WAGNER, 1972 apud RIBEIRO, 2007), sendo preciso salientar que as idades de traço de fissão são usualmente mais jovens que as idades de formação das rochas (FRANCO, 2006). Segundo o mesmo autor, dada a sensibilidade dos grãos de apatita em condições de *annealing*, a metodologia do TFA torna-se uma importante ferramenta ao se comportar como um geotermômetro cronológico relativamente raso (registro das informações termocronológicas a ~3km de profundidade, dependendo do grau geotérmico).

A aplicabilidade deste método de datação recai sobre a possibilidade de reconstrução das condições tectono-sedimentares vigentes desde o evento de fragmentação do supercontinente Pangea até as condições atuais.

O escopo do atual trabalho é o aprofundamento do sistemático estudo da inter-relação dos processos sedimentares sob os preceitos da Tectônica de Placas, cujo principal mecanismo é responsável pelo espaço de acomodação e limites de uma seqüência estratigráfica (POSAMENTIER & VAIL, 1988 apud SOARES & ROSETTI, 2003).

O quadro geomorfológico é profundamente afetado pelos processos vinculados aos períodos de instabilidade crustal (principalmente entre o Cretáceo e o Paleógeno). A região Nordeste do Brasil abriga diversas formas estruturais trabalhadas (CLAUDINO SALES & PEULVAST, 2007). O Anexo II reúne as informações fisiográficas da área estudada, bem como as considerações termocronológicas dos pontos amostrados

Com os dados obtidos espera-se realizar considerações acerca de características particulares no que diz respeito à geração de morfologias, como superfícies de erosão (e distinções acerca de sua origem tectônica x climática) visto que os eventos ligados ao rifte atuam como força motriz capaz de afetar profundamente as estruturas vinculadas a este sistema, que até então se encontrava em equilíbrio (RIBEIRO, 2007).

No nordeste brasileiro, muito já se publicou no que se refere à compreensão de grandes zonas de falha, sua relação com as bacias sedimentares e todos os eventos que remetem a abertura do Atlântico Sul. Neste contexto, destacam-se os trabalhos utilizando o método de TFA realizados por Nóbrega et al (2005), cujo escopo é a correlação da origem das zonas de falha principais, e sua relação com as bacias sedimentares associadas. No contexto tectônico regional estudos foram realizados por Morais Neto et al. (2006) e Morais Neto (2008, 2009) em uma vasta região da Província Borborema. Os últimos identificaram

pelo menos três eventos termiais ocorridos na região com ampla interdependência regional.

4. QUADRO GEOLÓGICO REGIONAL

4.1 Província Borborema

A primeira aglutinação continental que se tem registro ocorreu entre 2,2 e 1,8 Ga, resultando na formação do supercontinente Atlântida (BRITO NEVES, 2004). Pela instauração de novos ciclos de Wilson, este supercontinente foi subdividido e novamente aglutinado em outras duas ocasiões, formando novos supercontinentes como o Rodínia (Paleo e Meso-Proterozóico) e o Panotia (Neoproterozóico), este último constituído pela Laurásia e Gondwana (BRITO NEVES, 1999).

A Província Borborema foi definida segundo Almeida et al. (1981), sendo que a mesma compreende a quase totalidade do nordeste brasileiro. A mesma formou-se no contexto de colagem tectônica Pan – Africana (VAN SCHMUS et al. 2003). O predomínio de rochas pré-cambrianas registra uma história evolutiva longa e complexa, que remontam três eventos tectonotermiais principais, que ocorreram no Arqueano, Paleo e Neoproterozóico, de acordo com Nogueira (2004).

A estruturação geral é arquitetada por núcleos cratônicos pré-mesoproterozóicos (arqueanos, paleoproterozóicos), que marcam a sua porção mais oriental do continente sul – americano (BRITO NEVES, 2004). As ocorrências de rochas arqueanas retrabalhadas se dá em forma de ortognaisses que no Ceará ocorrem como domos ou meio domos geralmente limitados por zonas de cisalhamento (CABY E ARTHAUD 1986, apud NOGUEIRA 2004). Gnaisses miloníticos ocorrem como produto de retrabalhamento mais recente dessas rochas (CABY et al. 1991, apud NOGUEIRA 2004).

Segundo o mesmo autor, estes núcleos cratônicos sin-Brasilianos se encontram contornados por faixas móveis diversas, marginais (pelítico-carbonáticas) e distais (vulcano-sedimentares), de evolução final ocorrida do Neoproterozóico para o Eo-Ordoviciano; estas faixas móveis são apresentadas como palcos complexos de sobreposição de orogenias ocorridas no Brasileiro e durante o ciclo andino. No âmbito tectono-estratigráfico, a sobreposição gerou uma complexa organização dos terrenos, os quais incluem cinturões de metassedimentos supracrustais, sotopostos e ladeados por maciços granito-gnáissico-migmatíticos (OLIVEIRA, 1992).

A Orogênese Brasileira representa o mais importante de todos os eventos tectônicos na evolução geológica do Brasil. De amplitude continental, ela amalgamou o bloco continental Gondwana (Figura 6), formado pelas massas continentais que hoje representam a África, a América do Sul, a Austrália, a Índia e a Antártica. Ao curso dessa orogênese,

esses crátons se afrontaram em uma colisão oblíqua do tipo himalaiana (CABY ET AL., 1995 apud CLAUDINO SALES & PEULVAST, 2007).

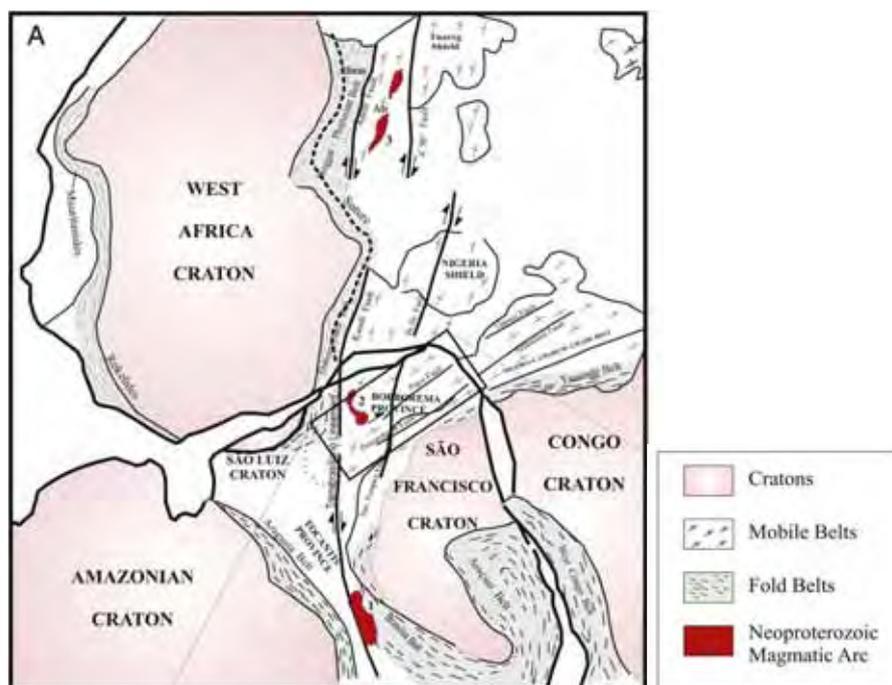


Figura 6: Reconstrução do NE brasileiro e NW africano durante o pré -drift vigente entre o início Neoproterozóico e o Eopaleozóico. Extraído de Santos et al. (2009)

4.1.1 Zonas de cisalhamento

Frente aos grandes eventos de dobramentos sofridos pela região de forma intensa, a referida província estrutural foi paulatinamente pormenorizada e contextualizada no âmbito tectônico e estrutural, sendo finalmente caracterizada como um grande sistema de falhamentos transcorrentes. Estas zonas de cisalhamento foram descritas inicialmente por Ebert (1969; 1970) como detentoras de caráter predominantemente dextral, com desenvolvimento de foliação subvertical, associada a uma lineação de estiramento subhorizontal, de *trend* NE.

A fronteira leste da zona de colisão brasileira é bem demarcada no embasamento brasileiro, correspondendo a uma larga zona de cisalhamento de direção SW-NE, conhecida pelo nome Lineamento Transbrasiliano (BRITO NEVES 1999). O lineamento transbrasiliano corta o território do Brasil do Centro-oeste ao Nordeste, passando pelo noroeste do Estado do Ceará, onde ele recebe a denominação de Falha “Sobral-Pedro II”.

Santos et al. (2009) atenta para a importância da Província Borborema como complexa chave para o entendimento da colagem de diversos cinturões de dobramentos entre os crátons do Oeste-africano/São Luís, Congo/São Francisco e Amazonas. (Figura 6).

A continuação da principal sutura oceânica exposta no cinturão orogênico do Oeste africano é inferida abaixo da cobertura fanerozóica da Bacia do Parnaíba (SANTOS et al.,

2009). Segundo os mesmos autores, o quadro de convergência cratônica resultante da observação de diversas suturas inerentes à colagem do Gondwana torna-se mais complexo com a atuação de extensos cisalhamentos tectônicos durante e pouco após a principal fase de colisão Brasileira / Pan-Africana. Dado este fato, as principais zonas de cisalhamento do nordeste brasileiro se tornaram importante referência para correlações transcontinentais no contexto do Gondwana, bem como no governo dessas estruturas sobre os posteriores eventos de *breakup* e conseqüentes reativações Cenozóicas.

Pulsos de movimentação sincrônicos dessas zonas de cisalhamento possuíram vital importância no que se refere à geração de espaço para o preenchimento vulcano-sedimentar e colocação de corpos magmáticos, durante o controle da formação das tectono-seqüências nas bacias de transição (PARENTE et al., 2004). O mesmo autor define as bacias da transição (Proterozóico-Fanerozóico) da Província da Borborema como bacias “molassóides”, em função da íntima relação temporal com o final do ciclo orogênico Brasileiro. A estreita relação destas bacias eo-paleozóicas com esses cisalhamentos gerou uma classificação em dois grupos distintos (SENGOR, 1995 apud PARENTE et al. 2004), em: (i) bacias riftes ao longo das transcorrências sem componente extensional e, (ii) bacias riftes associadas à transtração, conhecida também como bacia rifte modificada.

Nogueira (2004) define o quadro pré-cambriano dessa província e exibe zonas de cisalhamento dúctil de expressão espacial muito significativa, sendo que a evolução da área como um todo foi caracterizada por estudos geocronológicos empregando-se métodos de datação por Rb/Sr e K/AR, refinados ultimamente com o uso de Sm/Nd, U/Pb e Pb/Pb por evaporação de Zircão. A separação de conjuntos com evolução petro-estrutural distintos se dá pela limitação dos mesmos por zonas de cisalhamento de grande expressão.

As zonas de cisalhamento de Patos e Pernambuco podem ser utilizadas como divisões de primeira ordem para a Província da Borborema (DANTAS et al. 2004). O domínio tectônico Norte é constituído por gnaisses paleoproterozóicos que englobam fragmentos de crosta arqueana, sendo que o domínio Central e Sul são caracterizados por fragmentos crustais paleoproterozóicos entrepostos por terrenos meso e neoproterozóicos.

A Figura 7 ilustra as principais estruturas e domínios da Província Borborema

A Orogênese Brasileira, que retrabalhou e obliterou grande parte das estruturas formadas anteriormente, provocou uma homogeneização isotópica dos litotipos (SÁ et al. 1981 apud OLIVEIRA 1992) e também a nucleação de extensas zonas de cisalhamento (HACKSPACHER & OLIVEIRA, 1984 apud OLIVEIRA,1992).

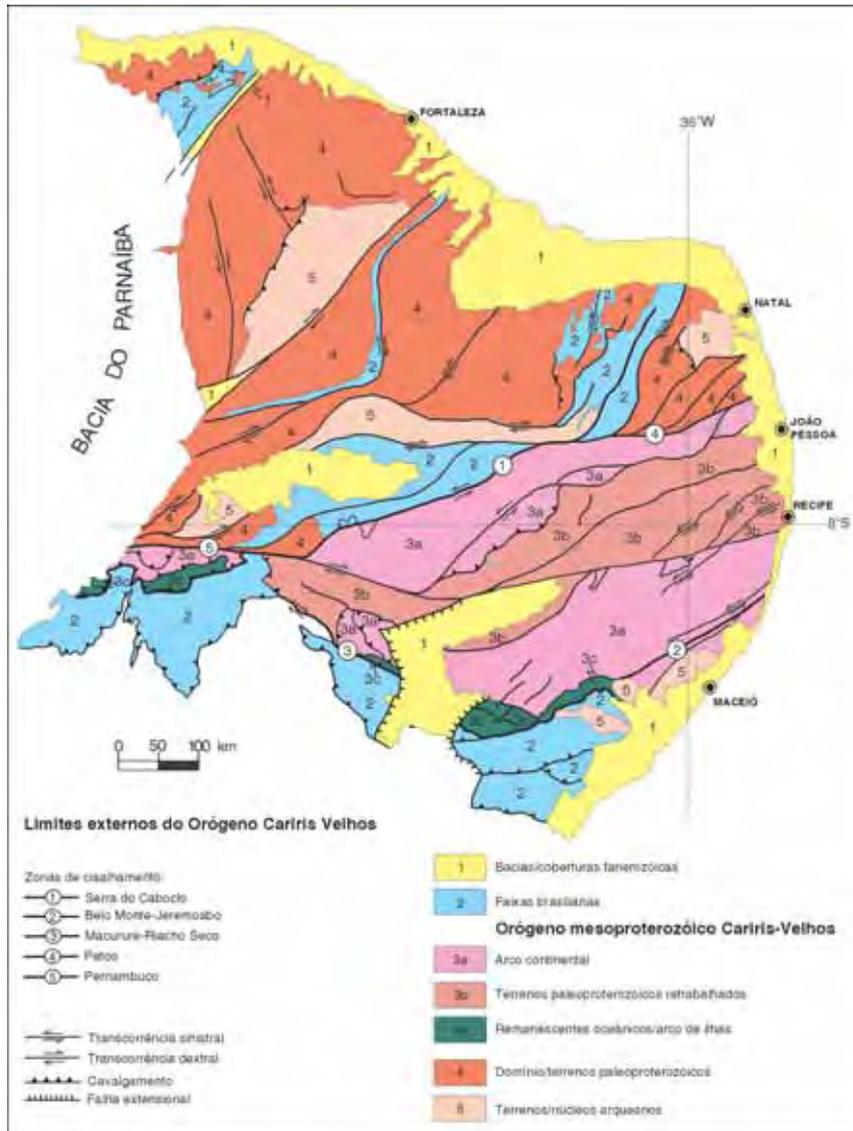


Figura 7: Domínios tectônicos e principais estruturas da Província Borborema. Extraído de Schobbenhaus & Brito Neves (2003).

A distribuição das rochas granitóides está condicionada à direção NE-SW (CABY et al.,1991 apud NOGUEIRA, 2004). Dentre os eventos mais importantes destacam-se o Plutonismo Cariri-Velhos com suítes graníticas sincollisionais e o Plutonismo Granítico Brasileiro, cujos eventos afetaram intensamente a área em ordem de gerar suítes graníticas

cedo / sin / tardi e pós orogênicas (SCHOBENHAUS & BRITO NEVES, 2003). O presente quadro litológico é representado pela Figura 8.

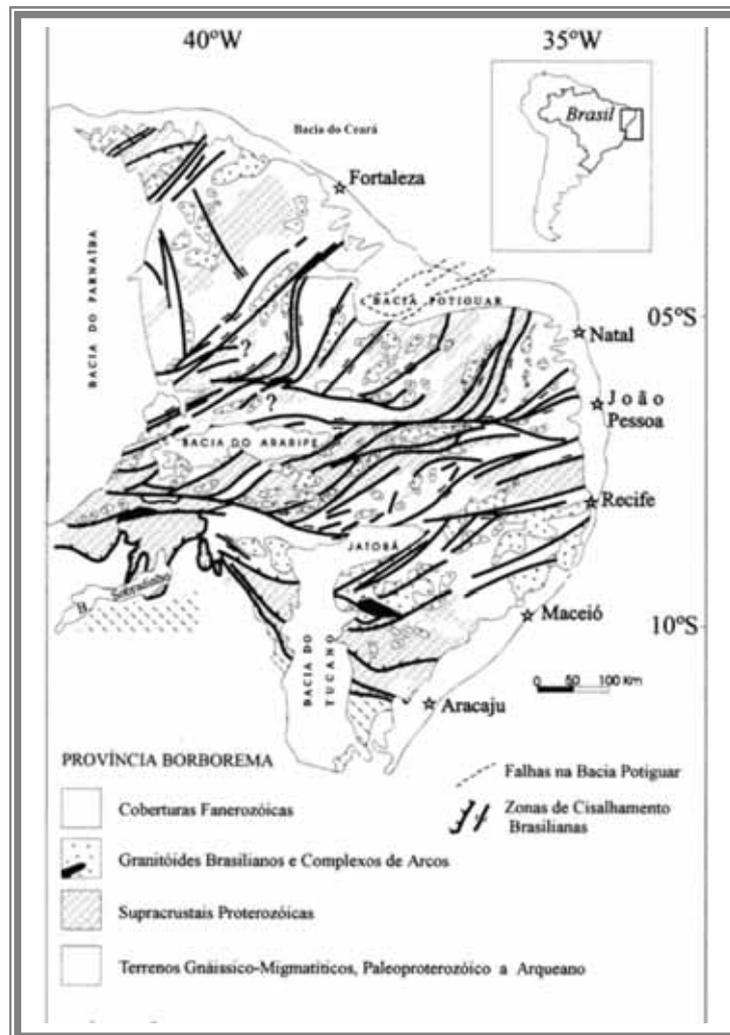


Figura 8: Mapa geológico-estrutural da região nordeste do Brasil e coberturas fanerozóicas. Extraído de www.scielo.br/img/fbpe/rbg/v16n2-3/05.gif

4.2 Regime Tectônico

A Província Borborema representa a parte ocidental de uma grande colagem tectônica que ocupava a maior parte do noroeste do Gondwana, sofrendo um intenso metamorfismo com pico em 600 Ma. Após esta colagem inerente ao ciclo Brasileiro (VAN SCHMUS et al. (2003). Findada a orogênese Brasileira, a Província Borborema parece ter sido submetida a um período de calma tectônica (ALMEIDA, 1967 apud CLAUDINO SALES & PEULVAST, 2007).

Este estágio é denominado de estágio de transição, segundo Almeida (1969) apud Parente (2004) e refere-se a um intervalo de tempo no qual uma área geossinclinal, após uma fase de tectono-orogênese, evolui de suas condições paraplateformais até aquelas ortoplateformais, alcançando o “estágio de estabilização” ou de consolidação plataformal.

Segundo as mesmas fontes, os depósitos do estágio de transição da Plataforma Sul-Americana, especificamente na região da Borborema, constituem seqüências sedimentares e vulcano-sedimentares não dobradas ou com dobramentos localizados, associadas ou não a um magmatismo anorogênico em diferentes pulsos.

Apesar de se apresentarem pouco deformados, os falhamentos tiveram um papel preponderante na configuração do arcabouço de suas bacias, influenciando desde o início da sedimentação o estilo deposicional e a distribuição das fácies sedimentares. Na fase de inversão das bacias eles determinaram os limites finais destas com o embasamento, favorecendo, em maior ou menor grau, a preservação de suas unidades dos efeitos erosivos em zonas de embutimentos (PEREIRA et al. 2004). Estas referidas bacias são essencialmente controladas por zonas de cisalhamento de idade Brasiliana, demonstrando assim o alto grau de interdependência do cenário Eopaleozóico com a estrutura do embasamento herdada do pré-cambriano.

A chamada ativação Mesozóica instaurou os processos responsáveis pela formação do Oceano Atlântico, pela individualização da América do Sul como um continente a parte e pela formação da margem continental do Ceará e do Nordeste brasileiro em geral

Estes grandes acontecimentos na região nordeste envolvem os litotipos do embasamento bem como as sucessões Fanerozóicas, os quais sofreram conjuntamente importantes perturbações tectônicas no contexto global de separação gondwânica durante a Era Mesozóica (CAMPOS & DARDENNE, 1997)

O foco da maioria dos trabalhos que abordam a temática de separação do continente sul-americano e africano remete às observações da tectono-estratigrafia em bacias marginais, aulacógenos brasileiros, e também nas bacias cratônicas (Pereira, 1995). O registro da cronologia e hipóteses acerca da evolução da margem atlântica estão condicionados majoritariamente aos registros sedimentares e sua dinâmica deposicional. Este trabalho irá permitir uma abordagem acerca dos efeitos do tectonismo em escala regional.

4.2.1 Arcabouço Tectônico

Os terrenos pré-cambrianos do nordeste registram em sua vasta trajetória longos períodos de evolução tectônica e conseqüente sedimentação associada. A última grande atividade tectônica ocorrida na Província Borborema remete ao rifte do Atlântico Sul.

As sucessivas etapas que envolveram a fragmentação do Gondwana ao Sul resultam de um movimento divergente de direção leste-oeste, caracterizado por uma rotação horária da América do Sul em relação à África. No sudeste, o referido processo de fissão teve fim no início do Neocomiano (145 Ma), com vulcanismo e sedimentação na bacia do Paraná (SZATMARI et al. 1987, apud CLAUDINO SALES & PEULVAST, 2007).

Em um momento posterior, ao curso do Neocomiano (145 Ma-124 Ma), a abertura se propagou axialmente em direção a norte.

O início dos movimentos transformantes que resultaram na margem do nordeste do Brasil ocorreu no final do Barremiano (CLAUDINO SALES & PEULVAST, 2007), sendo que a propagação desta deformação na África central culminou na disjunção entre os continentes, após um máximo estiramento ao final do Aptiano (SZATMARI et al., 1987 apud CLAUDINO SALES & PEULVAST, 2007).

Segundo os autores supracitados este estiramento produziu a completa abertura do Atlântico equatorial, até então segmentado em dois setores – o setor ocidental, correspondendo a margem brasileira Norte, e o setor oriental, correspondendo a margem do Nordeste.

Do ponto de vista geométrico, nota-se uma disposição dos blocos para noroeste ao longo das bacias interiores ao sul da megazona de cisalhamento de Patos (Figura 7), e para sudeste nas bacias situadas ao norte da mesma (ASSINE, 1990), sendo notável a configuração sigmoidal dos blocos crustais limitados a sul pelo lineamento de Pernambuco e a norte pelo lineamento de Patos. Este quadro é compatível com uma distensão regional NW-SE, que favoreceria uma reativação anti-horária ao longo das estruturas da zona de cisalhamento de Patos, as quais teriam se comportado como falhas de transferência. As falhas de direção NE exibem predominantemente rejeitos verticais, indicando possíveis falhas normais. Já as falhas E-W se ajustam ao *trend* geral do lineamento de Patos, estando relacionadas ao comportamento do mesmo durante sua reativação ao longo dos processos de ruptura e deriva continental (ASSINE, 1990).

4.2.2 Estágios Pré - Rifte

Após um período de quiescência tectônica, o qual marcou o fim da Orogênese Brasileira, um novo ciclo oceânico começou a fragilizar o Pangea, a partir do Triássico superior (230 Ma) (BRITO NEVES, 1999).

Mohriak (2004) descreve uma fase inicial da evolução seqüencial do Atlântico Sul, em sua margem divergente, a qual é marcada pelo início dos processos extensionais, que subseqüentemente levaram à separação dos continentes sul-americano e africano. Esta fase preconiza um modesto soerguimento astenosférico, e um afinamento litosférico

regionalmente distribuído, com falhas incipientes na crosta superior controlando depocentros locais associados a uma deposição sedimentar ampla e pouco espessa.

Segundo o mesmo autor, a megasequência pré-rifte representa a fase intracratônica do Supercontinente Gondwana, precedendo o rifte do Atlântico Sul e formando amplas e suaves depressões que foram preenchidas por sedimentos de águas rasas.

4.2.3 Estágios Rifte

4.2.3.1 *Jurássico Inferior:*

O estágio rifte foi implantado em um contexto tectônico extensional, iniciado no Jurássico Superior (OLIVEIRA, 1992; MORAIS NETO et al., 2006; CAMPOS & DARDENNE, 1997), com ampla evolução durante o Cretáceo Inferior. Os estágios pré, sin e pós-rifte no interior da região nordeste estão condicionados às principais estruturas pré-cambrianas, reativadas no referido processo distensional.

Assumindo que a porção superior da crosta nesta região é caracterizada por zonas de fraqueza preexistentes herdadas em eventos de cisalhamento pré-cambrianos (OLIVEIRA 1992), a provável atuação de um *hot spot* ocorreu em ordem de afetar a referida crosta continental sobreposta. Desta forma nota-se a marcante atuação das estruturas do embasamento durante o desenvolvimento do rifte no nordeste (MATOS, 1992).

4.2.3.2 *Jurássico Superior – Cretáceo Inferior:*

Após esta denominada fase pré-rifte, instalou-se o primeiro estágio designado de rifte pleno, no Jurássico Superior (“sin-rifte I”). Esta fase foi marcada por intensos falhamentos extensionais (SCHOBENHAUS & BRITO NEVES, 2003). Em um momento inicial é instalada uma subsidência flexural com dimensão regional, no qual a crosta previamente afinada e aquecida apresentava um comportamento dúctil (ZALÁN, 2004). Já no Cretáceo Inferior (“sin-rifte II” e “sin-rifte III”), dá-se a fase posterior de caráter rúptil com idade Neocomiana a Barremiana.

Matos (1992) prega que esta fase no Eo-Cretáceo distribui a deformação extensional ao longo de três principais eixos de rifteamento, sendo estes: (1) Gabão-Segipe-Alagoas (GSA); (2) Recôncavo-Tucano-Jatobá (RTJ); e (3) Cariri-Potiguar (CP). O *trend* (GSA) abrigou deformações em bacias situadas mais a leste, sendo que a migração destas deformações rumo à oeste se deu nos trends RTJ e CP, em forma de bacias intracratônicas de orientação geral NE-SW (perpendiculares à principal direção de extensão no Neocomiano), caracterizadas por uma série de hemi-grábens separados por altos estruturais, falhas de transferência e zonas de acomodação.

O *trend* CP é majoritariamente formado por bacias rifte continentais (MATOS, 1992), abrigando pequenas bacias de idade Neocomiana (140 – 118 Ma) ao longo de um eixo NE – SW ao noroeste da província Borborema. Este *trend* abriga também seções rift de sub-superfície das bacias do Araripe e Potiguar, as quais foram interrompidas no Barrremiano com o rompimento da crosta continental em detrimento da formação do assoalho marinho a Norte e Leste (MORAIS NETO et al., 2008).

Segundo o mesmo autor, situada na margem continental leste está a bacia do Sergipe-Alagoas, a qual é composta por hemi – grábens limitados por falhas de direção N-S e NW-SE, formadas durante o Neocomiano. Já o sistema de rift RTJ, também formado no Neocomiano, estende-se a sul da região da Borborema (400km na direção N-S) e é constituído por grábens assimétricos separados por altos do embasamento e zonas de acomodação.

Faz-se necessário notar que durante o Neobarremiano (“sin-rifte III”) houve expressiva mudança na dinâmica cinemática da ruptura do Gondwana (MATOS, 1992). O autor em questão aponta para eventos de rifteamento mais expressivos no ramo equatorial, em contraposição ao *trend* CP, o qual foi abortado. A margem equatorial experimentou amplo desenvolvimento durante o Aptiano, enquanto o *trend* RTJ foi abortado, e o GSA desenvolvia uma fase transicional que oscilava entre os estágios rift e drift.

A subsequência da fase rift em sua plenitude estabelecida é marcada por um período de quiescência tectônica (OLIVEIRA, 1992), sendo que a crosta (previamente afinada e aquecida) sofre uma contínua subsidência (fase térmica).

Como postulado por Nóbrega et al. (2005), a idade de reativação de falhas possui direta influência no que se refere ao desenvolvimento de bacias sedimentares em toda a região NE do Brasil. A partir da metodologia de traços de fissão em apatitas o autor prega o início do evento de falhamento a ~140 Ma, o qual constitui o primeiro estágio que remete ao *break-up* continental.

Os dados são calcados na premissa que prega a separação dos continentes em torno de 140 -120 Ma, sendo que a reativação de antigas zonas de falha a 140 Ma é diretamente relacionada ao início da sedimentação nas bacias adjacentes.

4.2.3.3 Cretáceo Médio – Superior:

O estágio transicional é instaurado em um período de subsidência térmica predominante, entre o Cretáceo Médio e Superior. A evolução da fase rift para a fase drift deu-se com a geração de assoalho oceânico (CAMPOS & DARDENNE, 1997) e o progressivo basculamento da margem continental, ambos resultantes da contração térmica dada a subida do nível do mar (OLIVEIRA 1992).

4.2.3.4 Cretáceo Superior:

No Cretáceo Superior prevalece a fase denominada margem passiva, na qual se desenvolveu definitivamente as falhas transformantes devido à expansão do fundo oceânico (CAMPOS & DARDENNE, 1997).

O estágio tectônico inerente ao período Terciário, segundo os autores supracitados, corresponde à fase de reativação neotectônica. Especialmente registradas em bacias sedimentares, esta fase foi identificada com base em parâmetros como padrões retangulares de drenagens e pequenos rejeitos normais de falhas.

4.2.3.5 Paleógeno:

A chamada Ativação Meso-Genozóica é constituída por soerguimentos significativos de natureza epirogênica, sofridos por grandes áreas do embasamento adjacente às bacias marginais, ao longo da fase contínua de deriva continental (ZALÁN, 2004). De fato, Harman et al. (1998) identificam um episódio de resfriamento inerente a processos denudacionais ocorrido entre 80 e 60 Ma, corroborados por Morais Neto et al. (2008), o qual identificou um evento de resfriamento durante a transição Neocretáceo – Eoceno (65 – 50 Ma) em amostras *onshore* da Bacia Potiguar utilizando o método de TFA.

Durante o Paleógeno houve uma tendência de soerguimento com fases regressivas prevalentes durante o período, constituindo o estilo geral do País (SCHOBENHAUS & BRITO NEVES, 2003). Esta hipótese é corroborada com o registro, no nordeste brasileiro (Província da Borborema), de soerguimentos entre 100-90 Ma (MORAIS NETO et al., 2004; no prelo apud ZALÁN, 2004) e 22-9 Ma (MORAIS NETO, com. oral, 2004 apud ZALÁN, 2004).

O primeiro soerguimento crustal seria devido a fenômenos de *underplating* magmático na base da crosta. Já o segundo refletiria uma fraca reativação tectônica, fenômeno semelhante em natureza, intensidade e idade com o reportado no Sudeste brasileiro por Hackspacher et al. (2003), o qual prega que do final do Oligoceno até cerca de 10 Ma (Neo-Mioceno) a crosta continental da Plataforma Sul-Americana voltou a sofrer processos distensionais, com geração de novas calhas tectônicas. O tectonismo em questão teve continuidade durante o Eoceno e o Oligoceno, até cerca de 10 Ma (Neo-Mioceno). Este importante soerguimento crustal foi detectado através de traços de fissão de apatitas pelo referido autor.

4.3 Bacias Sedimentares x Tectônica

Em um contexto pré-rift, o cenário sedimentar geral da Província Borborema é composto por bacias de transição paleozóicas, sendo estas controladas por zonas de cisalhamentos transcorrentes NE-SW ou E-W (PARENTE et al. 2004) herdadas do pré-cambriano.

O mesmo autor prega que em função da própria disparidade de tamanho, estas bacias são preenchidas por seqüências sedimentares e vulcano-sedimentares não dobradas ou com dobramentos localizados, associadas ou não a magmatismo anorogênico em diferentes pulsos. Os pulsos de movimentação sincrônicos dessas zonas de cisalhamento possuíram vital importância no que se refere à geração de espaço para o preenchimento vulcano-sedimentar e colocação de corpos magmáticos, durante o controle da formação das tectono-seqüências nas bacias de transição.

As sucessivas etapas do desenvolvimento do quadro estratigráfico possuem intrínseca interdependência com os eventos evolutivos do rifte do Atlântico Sul, e são descritos no presente trabalho com base nas considerações de Mohriak (2004).

A seqüência pré-rifte representa a fase intracratônica do Gondwana, composta predominantemente por sedimentos de águas rasas em um ambiente caracterizado por suaves depressões.

Com o progressivo aumento do estiramento litosférico, a fase sin-rifte é instaurada, na qual predominam os grandes sistemas de falhamento com preenchimento de sedimentos continentais lacustrinos. Esta fase também é associada com episódios de magmatismo continental e oceânico, reativação de grandes falhas, e erosão de blocos do rifte por uma discordância regional que arrasa a topografia anterior, e separa ambientes de deposição tipicamente continental (lacustrino e fluvial) de ambientes transicionais e marinhos

O início de uma fase de quiescência tectônica é usualmente identificada por uma discordância que marca o limite cronológico superior dos falhamentos da fase rifte. Esta é chamada de *break-up unconformity* (FALVEY, 1974; FALVEY & MIDDLETON, 1981 apud MOHRIAK, 2004).

Possíveis eventos de reativação tectônica ao final do Cretáceo possuem direta influência no aporte sedimentar das bacias marginais e interioranas, forçando uma notável regressão marinha dado a progradação de siliciclásticos na bacia.

4.4 Bacias Sedimentares Fanerozóicas

Com a reativação de antigas zonas de falha, faz-se marcante a influência direta destes eventos com o início da sedimentação nas bacias sedimentares adjacentes.

Dada a temática do presente trabalho, o qual vislumbra o uso da termocronologia como forma de entendimento das histórias térmicas de rochas próximas à superfície, as considerações acerca das coberturas fanerozóicas na área são de fundamental importância para futuras discussões.

Também relacionados aos eventos distencionais, remobilização de falhas e surgimento de fraturas, toda região é afetada por intensos magmatismos Mesozóicos e cenozóicos, cujos efeitos e abrangência na área são inegavelmente fundamentais para as considerações termocronológicas.

4.4.1 Paleozóico

Este período foi em grande parte registrado na Bacia do Parnaíba. Esta constituiu uma sinéclise paleozóica em resposta à subsidência cratônica pós-Brasiliana, sendo que a mesma exibe três seqüências que remetem a este estágio de estabilização (VAZ et al., 2007). As seqüências siluriana, mesodevoniana-eocarbonífera e neocarbonífera-eotriássica são delimitadas por discordâncias em toda a bacia, e são estas mesmas discordâncias que refletem os eventos eustáticos dos mares epicontinentais do Eopaleozóico (ver Anexo III).

A Formação Mosquito, juntamente com a Formação Sardinha, constituem diques e soleiras de composição básica que se alojaram neste contexto tectônico na Bacia do Parnaíba. Segundo Oliveira (2001), as rochas ígneas intrusivas e extrusivas desta bacia assinalam dois grupos de idades marcantes, obtidos através de datações (K-Ar, Ar-Ar): o primeiro grupo correlaciona-se com a Formação Mosquito, com idades no intervalo de 215 a 150 Ma, e valor médio de 178 Ma (Eojurássico).

A bacia do Araripe (Anexo IV) está assentada sobre rochas precambrianas da Província Borborema, sendo que abriga seqüência Paleozóica (Formação Cariri) de idade Siluriana – Ordoviciano, depositada no contexto de uma grande sinéclise intracratônica.

4.4.2 Mesozóico

4.4.2.1 Pré-Rifte

Na Bacia do Araripe, a seqüência de idade Jurássica constituída pelas formações Brejo Santo e Missão Velha foram depositadas em um contexto de instauração da Depressão Afro-Brasileira. A não constatação de fácies marginais indica que esta cobertura é limitada por eventos tectônicos posteriores, responsáveis pela remobilização de uma cobertura mais extensa (ASSINE, 2007). Na Bacia do Parnaíba, a seqüência Jurássica depositada em um contexto de subsidência é constituída pela Formação Pastos Bons (VAZ et al., 2007).

Vaz et al (2007) ressaltam a influência dos eventos que culminaram com a abertura do Oceano Atlântico na Bacia do Parnaíba, cujos depocentros deslocaram-se do centro para regiões norte e nordeste no Cretáceo. De fato, assume-se que o final da fase sedimentar pré-rifte se deu com a maior atuação tectônica concernentes à abertura do Atlântico Equatorial. Na Bacia do Araripe a discordância Rio da Serra separa a seqüência Jurássica dos depósitos Cretáceos.

4.4.2.2 Riffe

Neste período, o recém formado oceano regeu as transgressões e regressões, responsáveis pela geração de rochas que se sobrepõem discordantemente sobre seqüências jurássicas mais antigas. Na Bacia do Parnaíba, as Formações Codó, Corda, Grajaú e Itapecuru constituem esta seqüência marinha Cretácea. À exceção da Formação Corda, estes depósitos sintetizam uma gênese intimamente ligada à movimentação tectônica inerente ao processo de separação dos continentes sul-americano e africano no Cretáceo (VAZ et al., 2007).

O intervalo de idades que variam entre 149 e 87 Ma corresponde à Formação Sardinha de diques basálticos com um valor médio para as idades de 124 Ma (Eocretáceo). A Formação Sardinha situa-se em um contexto proximal à área estudada, pois possui maior ocorrência na porção Leste da bacia. Este magmatismo possui relação direta com o processo de rifteamento do Atlântico Sul (MILANI & THOMAZ FILHO, 2000 apud VAZ et al, 2007).

Segundo Condé et al. (2007), o primeiro registro sedimentar na Bacia do Ceará (Anexo V) é datado como Aptiano, e corresponde aos sedimentos da Formação Mundaú, relacionados à fase rifte, os quais foram depositados em um ambiente de alta energia, supostamente gerado por uma grande fossa tectônica. Esta seqüência apresenta ciclos transgressivos e regressivos, sendo que o seu topo é limitado por um marco bem conhecido, que corresponde litologicamente a *hardgrounds*.

Pessoa Neto et al. (2007) definem o registro estratigráfico da Bacia Potiguar (Anexo VI) durante este período como sendo constituídos pelas formações Pendência e Pescada da superseqüência Riffe, do Cretáceo Inferior, constituída por depósitos flúvio-deltaicos e lacustres. Esta seqüência continental reflete os processos tectônicos que culminaram nas fases de rifteamento (rifte I e II), e caracteriza-se por um regime tectônico de estiramento crustal durante o Neoberriasiano / Eobarremiano, com altas taxas de subsidência mecânica do embasamento. Este passou gradualmente a sofrer os efeitos de um regime transcorrente / transformante durante o Neobarremiano / Eo-Aptiano, responsável pelo soerguimento e erosão da recém emersa porção da bacia, a qual atua como uma nova ombreira do rifte. As discordâncias do Alagoas inferior registram este soerguimento. Associado à fase rifte I, os

diques de diabásio da Formação Rio Ceará-Mirim ocorrem ao sul da Bacia Potiguar, com forte orientação E-W e pulso datado em ~132 Ma.

O evento magmático conhecido como Formação Serra do Cuó ou simplesmente vulcanismo Cuó também possui ampla ocorrência na borda Sul da bacia, com idades (Ar-Ar) (SOUZA et al., 2004 apud PESSOA NETO et al., 2007) de 93,1 +/- (0,8) Ma. Pereira. (1994); Gil. (1996) apud Morais Neto. (2008) correlacionaram uma discordância subaérea (89 Ma) em carbonatos da Formação Jandaíra com um soerguimento e conseqüente erosão ao longo da margem, sendo este evento tectônico responsável pela atividade magmática em questão.

Na Bacia do Araripe, a seqüência Rifte, com idade Neocomiana, representada pela Formação Abaiara foi depositada em um contexto tectônica formadora rúptil. O regime de tectônica modificadora, marcada pelo basculamento de blocos na Bacia do Araripe, provocou acentuada erosão e peneplanização durante o Barremiano e o Aptiano, constatado pela discordância pré-Alagoas, do Neocomiano superior.

Os dados obtidos por traços de fissão em apatita fornecem subsídios para a compreensão da excêntrica topografia da Chapada do Araripe. Morais Neto et al. (2006) constataram um evento de resfriamento térmico ocorrido no Neocetáceo, entre 100 e 90 Ma, dado um soerguimento regional, indicando que a subsidência deve ter continuado na Bacia do Araripe (ASSINE, 2007).

4.4.2.2 Pós – Rifte

Na Bacia do Ceará, a seqüência pós rifte transicional (fase SAG) é representada pela a Formação Paracuru, que corresponde ao andar Alagoas na bacia Potiguar. Este pacote revela evidências da influência de subsidência tectônica ativa durante sua deposição no Neoptiano (CONDÉ et al., 2007).

A Superseqüência Pós-Rifte da Bacia Potiguar foi depositada durante o Andar Alagoas, o qual registra os primeiros indícios de regressão marinha, dados pela Formação Alagamar. Este período (Aptiano-Albiano) reflete uma seqüência sedimentar marcada pelo regime tectônico onde reina a subsidência térmica que sucede ao evento de afinamento litosférico e crustal. Considera-se neste momento a separação final dos continentes com a geração de assoalho oceânico (MORAIS NETO et al., 2008).

Em um contexto pós - rifte, o aumento do espaço de acomodação por isostasia positiva instalou-se na Bacia do Araripe, em um contexto de subsidência flexural. A deposição das formações Barbalha, Santana e Araripina (pós rifte I) entre o Aptiano e o Albiano corroboram esta afirmação. A seqüência Pós Rifte II, de idade Neoalbiana / Cenomaniana, é constituída pelas Formações Rio da Batateira, Santana, Arajara e Exu,

depositadas em um contexto de acentuado soerguimento epirogênico diferenciado, com basculamento dos blocos par Oeste. A discordância do Albiano superior constitui um marco divisório entre estes depósitos distintos (pós rifte I e II).

4.4.3 Mesozóico Superior / Cenozóico

A superseqüência drifte compreende na Bacia do Ceará a sedimentação marinha, constituída pelas formações Ubarana, Tibau e Guamaré. As seqüências Cenozóicas da bacia indicam um grande ciclo de seqüências regressivas, limitadas por três grandes discordâncias erosivas.

Durante a fase drifte, instaurada no início do Albiano até o presente, a seqüência flúvio-marinha transgressiva (Formações Açú, Ponta do Mel, Quebradas, Jandaíra e Ubarana) foram recobertas por uma seqüência clástica carbonática regressiva (Formações Ubarana, Tibau e Guamaré).

A seqüência Drifte denota a fase Termal da Bacia do Ceará, indicada pelas seqüências marinhas transgressivas e regressivas, ao longo de uma modesta taxa de subsidência. As atividades vulcânicas mais expressivas na bacia remetem ao Mesoeoceno e Eooligoceno, e estão associadas ao desenvolvimento da margem equatorial. Os pulsos de corpos intrusivos de basalto e diabásio são datados entre 44 e 32 Ma.

Ao sul da Bacia Potiguar ocorrem os sedimentos conglomeráticos imaturos da Formação Serra do Martins. As áreas de afloramento destes depósitos compreendem platôs descontínuos que capeiam as serras do Platô da Borborema e altos residuais da Depressão Sertaneja, ao sul do Rio Grande do Norte e porção centro-leste da Paraíba.

Pessoa Neto et al. (2007) advoga que processos tectônicos envolvendo a reativação tardia de falhas antigas do embasamento controlaram o evento de deposição de cunho regressivo na porção continental da bacia Potiguar. Atesta-se um acentuado incremento da erosão de um relevo pós-Cretáceo da província Borborema como causa do grande aporte de sedimentos terrígenos na plataforma do sistema Barreiras-Tibau-Guamaré durante o Mioceno.

Estudos prévios utilizando traços de fissão em apatitas foram realizados em escala regional no Nordeste (MORAIS NETO et al. 2006, 2008, 2009), identificando um evento de resfriamento com início entre 100-90 Ma que relata a um soerguimento e seguida erosão no Eocretáceo afetando toda a Província Borborema. Adicionalmente, Moraes Neto et al. (2009) registrou a ocorrência de um evento de resfriamento no início do Cenozóico, entre 65 e 50 Ma, em rochas da Formação Açú, na Bacia Potiguar e em amostras do embasamento, neste último de forma menos expressiva.

A hipótese gerada é de um evento de resfriamento que se iniciou em rochas aquecidas inicialmente a 100° - 80°C dado uma intensa erosão da topografia da Borborema

durante o final do Cretáceo, em detrimento da subsequente aplainamento e formação da Superfície Borborema, na qual se depositaram os sedimentos da Formação Serra do Martins.

A posterior erosão desta seqüência pós-cretácea é atribuída a mudanças climáticas amplificadas e/ou reativações tectônicas cenozóicas com efeito local (MORAIS NETO et al. 2009), sendo de fundamental importância para o estabelecimento das megaseqüências regressivas na história cenozóica de toda a região. A constatação de sedimentos conglomeráticos, bem como arenitos inconsolidados que recobrem platôs em altitudes maiores que 600m na Província Borborema, sugere um grande evento erosivo em uma paleotopografia ainda maior, refletindo assim um marcante evento cenozóico responsável pela inversão topográfica nesta área (MORAIS NETO et al. 2009).

Rochas vulcânicas associadas à Formação Macau estão presentes na bacia ocorrendo entre o Eoceno e o Oligoceno, com picos variados em $49\pm 2,9$; $31,4\pm 1,5$; $24,4\pm 1,8$; e $8,1\pm 0,7$ Ma (PESSOA NETO et al., 2007). Sua origem é interpretada como a passagem da margem Equatorial sobre o *hot spot* de Fernando de Noronha (o qual pode ter gerado um possível soerguimento e erosão, formando a discordância Ubarana, na porção *onshore* e *offshore* da bacia a 78 Ma), ou a intrusão magmática em zonas de alívio em um contexto de ajuste tectônico intraplaca.

4.5 Dinâmica Supracrustal

Segundo Claudino Sales & Peulvast. (2007), a instalação inicial dos elementos morfoestruturais que culminaram posteriormente no rifte do Ceará criou uma depressão tectônica no âmbito da evolução posterior da Bacia do Araripe. Com base em sedimentos paleozóicos do Grupo Serra Grande, em porções basais do pacote sedimentar presente na região, os mesmos autores afirmam que esta área permaneceu deprimida até o início da deformação mesozóica, sendo que esta última atuou sobre uma porção meridional do Ceará deprimida, enquanto a parte setentrional encontrava-se em relevo positivo.

Entre o Jurássico e o Cretáceo Inferior, a região deprimida do Araripe subsidiou mais ainda, resultando na deposição da Formação Abaiara (Anexo IV), em resposta aos esforços distensivos que preparavam a ruptura entre a América do Sul e a África, dando origem ao rift intracontinental que se desenvolveu no local.

No mesmo período iniciou-se a fase de subsidência ao norte, criando a série de riftes do sistema Cariri / Potiguar (MATOS, 1992). Assim, no Neocomiano, o relevo do Nordeste era caracterizado pela presença de fossas tectônicas ativas ao sul e ao norte, bordejadas pelas topografias elevadas dos ombros dos rifts - o Maciço da Borborema a leste e sudeste e os maciços centrais Ceará a oeste.

Entre a Bacia do Parnaíba e o Maciço da Borborema situa-se um vasto anfiteatro de 450 km, foi aberto em direção ao mar. O ombro NW do rift intracontinental Cariri/Potiguar (os maciços descontínuos do Ceará central) e o ombro SE (o Maciço da Borborema) consituem largas bandas de terras altas que enquadram esta baixa plataforma calcárea da Bacia Potiguar, constituindo alvos de intensa erosão (CLAUDINO SALES & PEULVAST, 2007).

Recortando esse conjunto, a fachada oceânica aparece composta, comportando a leste e ao centro a vasta área da Bacia Potiguar, e a oeste, o ombro sul da abertura transformante atlântica, sob a forma de um alinhamento de maciços que se soerguem a partir do sopé de um largo pediplano modelado no embasamento pré-cambriano, ulteriormente recoberto ao norte por sedimentos neogênicos (a Formação Barreiras).

A superfície de aplainamento sul-americana remete ao início do Paleoceno, sendo que a mesma foi alçada a altitudes superiores a 1000 m dado um novo soerguimento no Paleógeno (ASSINE, 2007). Moraes Neto et al. (2006) explicam a atual configuração do relevo dados processos de denudação erosionais diferenciais, indicados por um evento de resfriamento Cenozóico entre 40 e 0 Ma, resultando assim no atual quadro geomorfológico do interior do Nordeste do Brasil (ASSINE, 2007), representado pela Figura 9 abaixo:

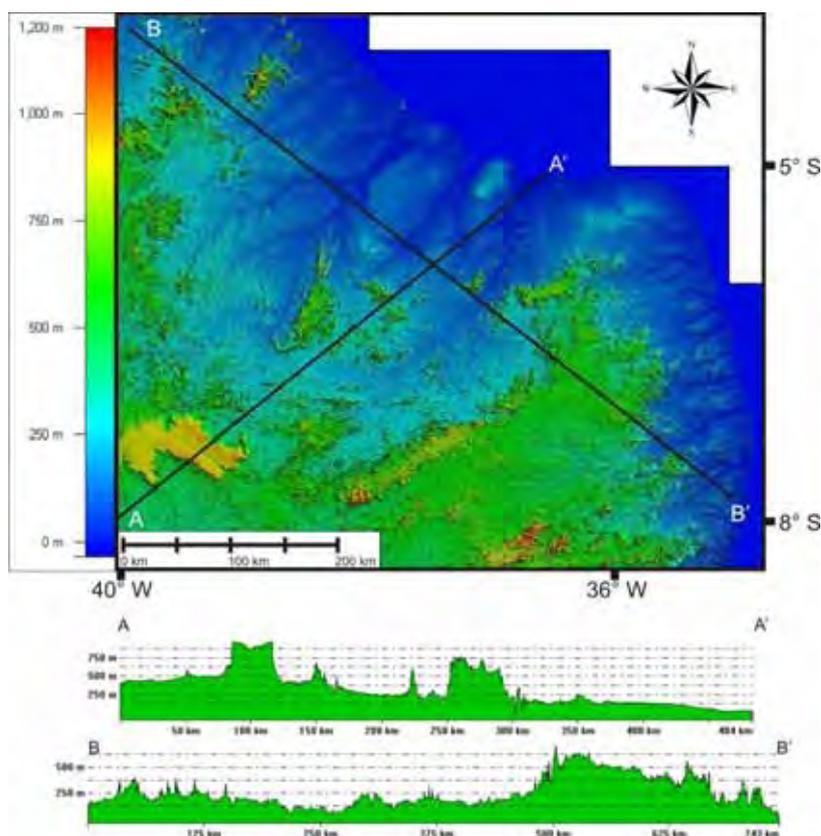


Figura 9: Quadro geomorfológico do Nordeste do Brasil e respectivos perfis topográficos

No nordeste brasileiro, esta região entre a bacia do Parnaíba até o platô da Borborema compreende altos cristalinos e sedimentares. As superfícies escalonadas relatam aos eventos de ruptura do supercontinente Gondwana, dado o soerguimento regional. Na carta estratigráfica é possível notar a ausência de uma espessa cobertura sedimentar durante o Eocretáceo, em virtude de uma erosão e peniplanização devido uma tectônica modificadora rúptil.

Os eventos tectônicos atuantes na área foram responsáveis também pela formação, de superfícies de aplainamento mais recentes até o Plio-Pleistoceno (PEULVAST et al. 2004) estas posicionadas em momentos mais recentes, em detrimento de uma evidente superfície de erosão Cretácea (Figura 10)

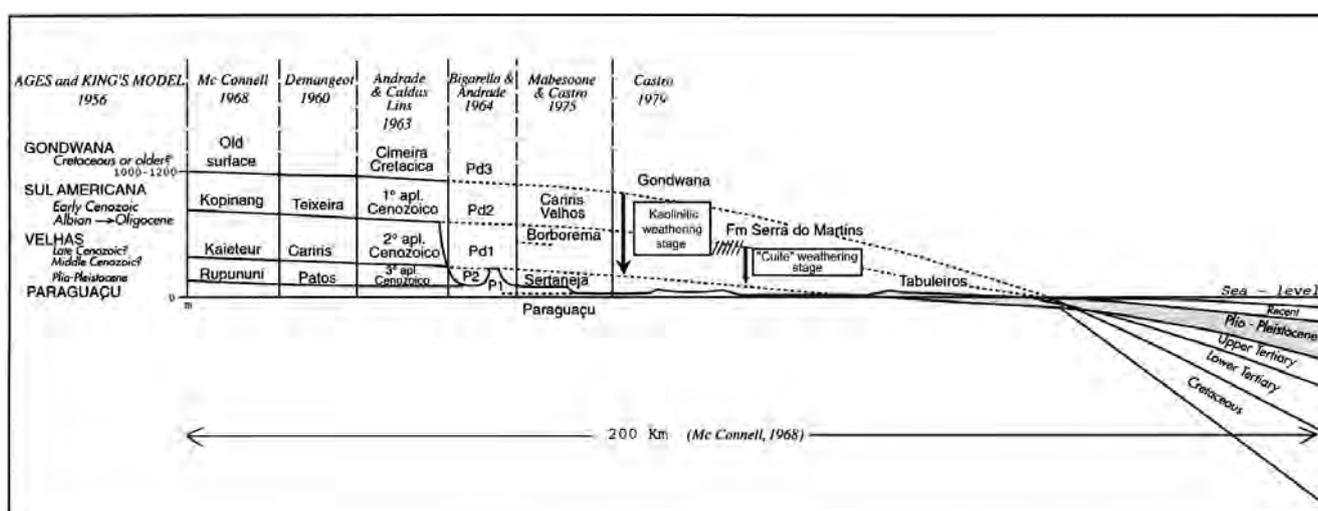


Figura 10: Correlação e interpretação de superfícies de erosão no Nordeste brasileiro. Extraído de Peulvast et al. (2008).

Estas afirmações são corroboradas a partir de dados de traço de fissão em apatita utilizados por Harman et al. (1998), para sugerir que as reativações do Cretáceo Superior aparentemente tiveram um caráter regional, sendo o resultado da ação de fases de compressão de direção N-S, resultante do movimento divergente ao longo das zonas transformantes equatoriais.

A morfologia regional é amplamente condicionada pelas estruturas herdadas do Eocretáceo, dado o rift continental com subsequente abertura oceânica no Aptiano. Paleoestruturas exumadas pré-cenomaniano, tais quais superfícies de aplainamento e escarpas de falha cretáceas residuais foram identificadas por Peulvast & Claudino Sales (2004).

Com os riftes neocomianos abortados, os relevos elevados que caracterizam suas bordas ficaram submetidos apenas à ação da erosão e da subsidência pós-rift, de tal forma que a sedimentação nas fossas tectônicas se prolongou por longo período de tempo, até o

Aptiano / Albiano. A carta estratigráfica da Bacia do Araripe revela uma intensa sedimentação correspondente aos arenitos continentais da Formação Exu, para o mesmo período.

O período de erosão das estruturas desses riftes teve importantes implicações geomorfológicas, pois o embasamento adjacente foi submetido às condições de pediplanação, de forma que instalou-se uma larga superfície de aplainamento denominada “Superfície Jaguaribe” (PEULVAST & CLAUDINO SALES, 2000; CLAUDINO SALES, 2002 apud CLAUDINO SALES & PEULVAST, 2004), bem definida ao sul e sudoeste do rifte Potiguar e ainda parcialmente recobertas por rochas cenomanianas.

Ainda segundo os autores supracitados, a fase de subsidência térmica que afetou os riftes cretáceos abortados foi marcada por uma seqüência de evolução geodinâmica, a qual compreendeu uma fase de duração entre o Aptiano e Albiano (Araripe), o Cenomaniano (Potiguar), e em alguns casos o Turoniano / Campaniano (90-80 Ma).

Nesta conjuntura foi possibilitada a deposição de uma cobertura sedimentar pós-rift, provavelmente inerente de elementos dos ombros dos rifts, a qual recobriu a superfície de aplainamento Jaguaribe.

A partir de Eocampaniano, a evolução da margem continental do Ceará foi marcada por episódios tectônicos, sedimentares e erosivos, dos quais os soerguimentos do embasamento e das bacias sedimentares são os elementos principais. Na Bacia do Ceará, a seqüência marinha regressiva constituída pelos arenitos da Formação Tibau atestam estes episódios (Anexo V).

Os sedimentos conglomeráticos imaturos da Serra do Martins (que ocorrem em platôs do embasamento ao Sul da Bacia Potiguar) são interpretados como pertencentes a esse evento regressivo (PESSOA NETO et al., 2007), depositados na porção continental. Na mesma bacia sedimentar os sedimentos *offshore* correspondentes às formações Barreiras, Tibau e Guamaré representam o maior aporte de terrígenos na bacia por conta de um acentuado incremento da erosão do relevo pós-cretáceo da Província Borborema (Anexo VI).

Durante o Cenozóico, o controle exercido sobre a paisagem em escala regional foi a deformação flexural. Este estilo de deformação crustal é corroborado por Moraes Neto et al., (2000), que ressalta o soerguimento e erosão do leste da Borborema, fato este subsidiado pelo acentuado aumento no aporte de clastos no Eomioceno. Peulvast et al. (2008) sugerem que este soerguimento deu-se também a oeste do platô da Borborema, adentrando o Ceará. A erosão inerente ao soerguimento e movimentos eustáticos neocenozóicos foi responsável pela geração das Chapadas do Araripe e Apodi.

5. RESULTADOS

Os eventos que remetem à abertura do supercontinente Gondwana envolvem as sucessivas etapas de implantação e desenvolvimento do rifte Sul – Atlântico, sendo que os mesmos são alvos de estudos sistemáticos desde a década de 70 (BUENO, 2004).

O presente trabalho procura correlacionar os dados obtidos pela metodologia do TFA com o arcabouço geológico onde as amostras se inserem. Dada a coleta de amostras representativas do embasamento pré-cambriano, foram obtidas novas informações da trajetória evolutiva destas desde o início do Fanerozóico, com o registro dos eventos termiais que relatam à separação dos continentes sul americano – africano.

Visando obter uma abordagem analítica sobre os processos denudacionais e tectônicos sofridos pela área em um contexto de instauração e desenvolvimento do rifte, foram obtidos dados analíticos, como as idades de TFA e histórias térmicas. Estes foram confrontados com as particularidades geológicas / geomorfológicas de cada localidade para posteriormente consolidar um panorama evolutivo representativo do atual quadro regional.

Os resultados das análises de traços de fissão das amostras coletadas serão descritos neste item. Os critérios de amostragem visaram a obtenção de rochas não intemperizadas, com o intuito de se obter um concentrado final com bons grãos de apatita para análise.

O perfil executado forneceu 12 amostras (Vide Tabela 1 e Anexo I) coletadas ao longo de diferentes terrenos geológicos, razoavelmente espaçadas entre si. Estas sofreram diversas etapas de processamento (Capítulo 3.2 – Preparação de Amostras), até atingir um produto final enviado ao reator nuclear para a irradiação por nêutrons térmicos.

Neste tópico serão abordados os resultados obtidos à partir da metodologia de traços de fissão em apatitas. As amostras coletadas e demais detalhes estão listados na tabela abaixo:

Amostra	Litologia	Unidade Litoestratigrafica	Estado	Idade Cronológica Estratigráfica Máxima
TF1137	Granito Foliado (com enclave de biotita xisto)	Suíte intrusiva granito-migmatítica Tamboril-Santa Quitéria	CE	Neoproterozoico
TF 1139	Ortognaise	Suíte intrusiva granito-migmatítica Tamboril-Santa Quitéria	CE	Neoproterozoico
TF 1141	Granito Creme Aplito	Complexo Cruzeta - Unidade Pedra Branca	CE	EoArqueano
TF 1143	Granito Foliado Cinza	Suíte Intrusiva Itaporanga – Pluton Quixeramobim – Quixada	CE	Neoproterozoico
TF 1146	Ortognaise	Suíte Intrusiva Jaguaretama	CE	Paleoproterozoico
TF 1148	Granito Róseo	Suíte Intrusiva Jaguaretama	RN	Paleoproterozoico
TF 1150	Granito Cinza	Suíte intrusiva Itaporanga - Plúton Catolé do Rocha	PB	Neoproterozoico
TF 1152	Granito Foliado	Suíte Intrusiva Poço da Cruz	RN	Paleoproterozóico
TF 1154	Biotita Gnaise	Grupo Seridó	RN	Neoproterozóico
TF 1156	Biotita Gnaise Bandado	Complexo São Catano	PB	Mesoproterozoico
TF 1158	Biotita Gnaise	Complexo Sertânia	PB	Paleoproterozóico
TF 1161	Granito Foliado	Complexo Salgadinho	PE	Paleoproterozóico

Tabela 1 – Localização e características geológicas das amostras coletadas para Datação por Traços de Fissão em apatitas (Vide Anexo I). Fonte: IBGE – Mapa geológico 1:250.000

A Tabela 2 sintetiza os dados inerentes à contagem e medições de traços de fissão para cada amostra. Dada a constatação de uma alta taxa de *annealing* à qual foram submetidas a maioria das amostras, optou-se pela utilização o fator de calibração Zeta (ζ).

Todas as amostras analisadas forneceram boa quantidade de grãos para as medições, à exceção das amostras TF 1156, 1158 e 1161, das quais foram obtidos dados cronológicos, porém não exibiram quantidade de traços confinados suficientes para a modelagem de histórias térmicas.

As histórias termotectônicas de todas as outras amostras foram apuradas de forma a subsidiar as considerações acerca dos eventos tectônicos e denudacionais que atuaram

sobre o nordeste do Brasil. Os pontos amostrados foram plotados em mapa geológico simplificado (Anexo I) para uma visão espacial da área estudada. Amostras passíveis de modelagem para obter as respectivas histórias térmicas foram agrupadas em domínios (Figura 11, Anexo II) cujo detalhamento dá-se no item 5.5 – Compartimentos Crustais.

Os resultados analíticos juntamente com os parâmetros físicos da irradiação permitiram a obtenção das idades Zeta, através do *software* TRACKKEY® (DUNKL, 2002). Estes dados estão sintetizados na tabela abaixo:

Amostra	N° de Cristais	Teste qui2	ps / pl	Ns / NI	Comprimento Médio de traços	N° traços	Idade Zeta
TF1137	27	1.819	0,788	372 / 618	10,13	44	80 ± 8
TF 1139	30	57.635	2,381	341 / 425	9,74	49	105 ± 16
TF 1141	25	57.635	1,588	396 / 279	10,52	42	184 ± 19
TF 1143	27	5.542	1,451	329 / 356	10,37	34	122 ± 12
TF 1146	29	7.233	1,634	345 / 303	9,94	40	145 ± 16
TF 1148	27	26.649	2,814	295 / 186	10,61	41	205 ± 33
TF 1150	25	1.384	0,813	318 / 433	9,43	42	95 ± 11
TF 1152	25	2.529	1,262	213 / 214	8,37	49	128 ± 22
TF 1154	28	1.664	1,059	321 / 352	10,37	41	121 ± 13
TF 1156	30	1.664	1,086	121 / 149	9,77	24	106 ± 14
TF 1158	27	1.664	1,620	178 / 166	9,54	26	147 ± 21
TF 1161	25	1.664	1,752	84 / 84	8,63	24	144 ± 30

Tabela 2: Idades de traços de fissão para as amostras e suas devidas propriedades onde: (pág, seguinte)

ps / pl – Densidade média dos traços de fissão na apatita e na mica;

Ns / NI – Número total de traços fósseis no grão de apatita e correspondente na mica;

Ru – constante da irradiação por nêutrons térmicos no Reator Nuclear – IPEN/USP; Valor: $1,638 \pm 0,0652 * (10^{-8})$

Fator de calibração **Zeta (ζ)** – $100,05 \pm 4,9$

As idades obtidas a partir da calibração Zeta inerentes aos pontos amostrados foram sumarizadas de forma simplificada no mapa representado pela Figura 11.

Os domínios cujas amostras foram agrupadas levem em conta parâmetros geológicos, geocronológicos e geomorfológicos, que serão especificados após a apresentação das respectivas histórias térmicas (Capítulo 5.4 – Modelagem das Histórias Térmicas).

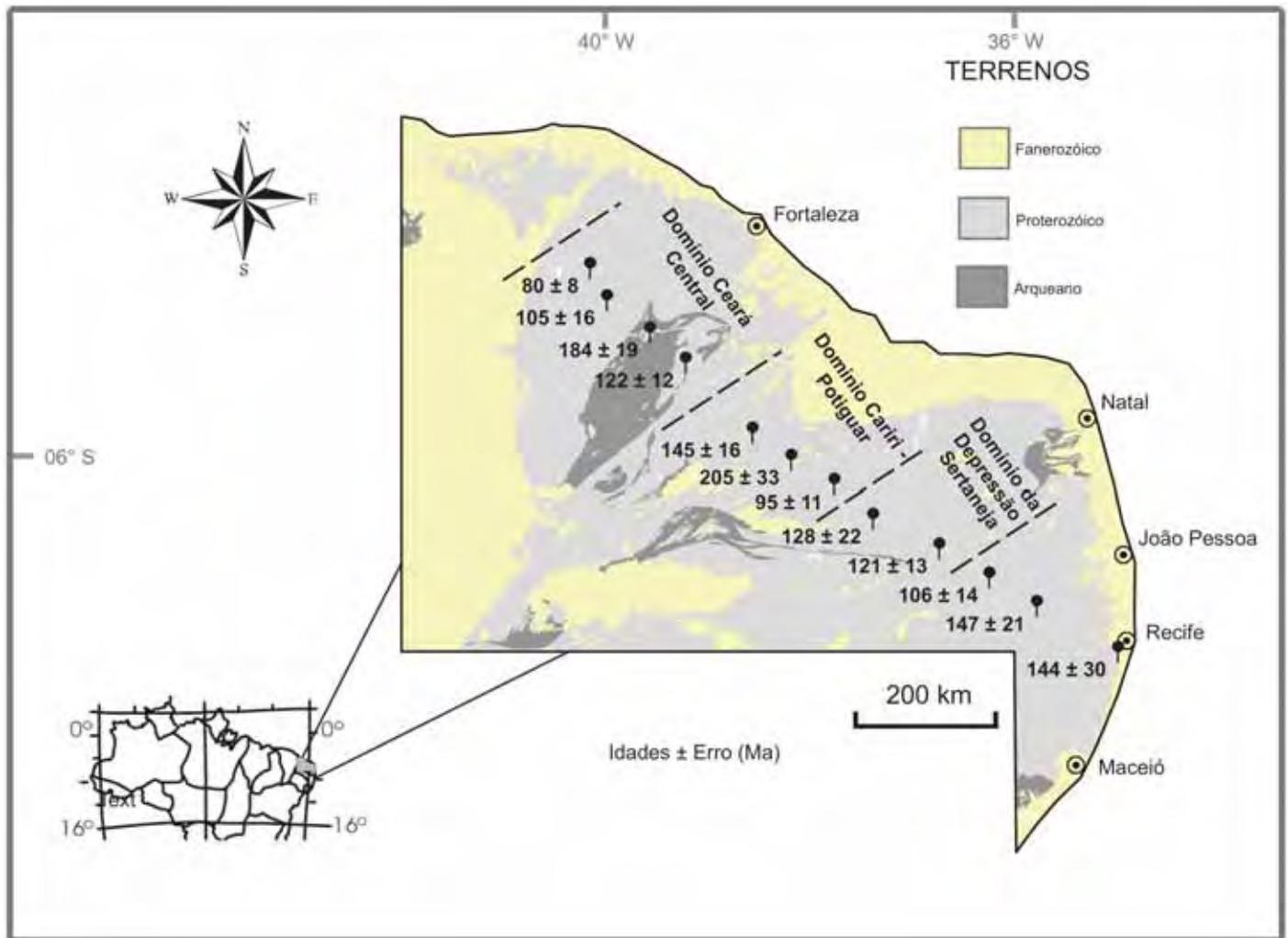


Figura 11: Mapa de idades respectivas aos pontos amostrados.

5.1 Relação dos valores de idades *versus* comprimento de traços

Para uma melhor visualização dos dados gerados foram confeccionados gráficos de relacionam a Idade de TFA (Ma) x Altitude (m) e também a Idade de TFA (Ma) x Comprimento médio dos traços confinados (μm), com o intuito de identificar e correlacionar os processos denudacionais x tectônicos.

Nesta visualização gráfica (Figura 12) nota-se que existe uma tendência das idades serem mais antigas de acordo com um maior comprimento de traços confinados, de modo geral. É preciso levar em conta a expressiva área cujas amostras foram coletadas, e as notáveis particularidades de cada região, sendo que esta é uma abordagem simplificada sobre esta questão.

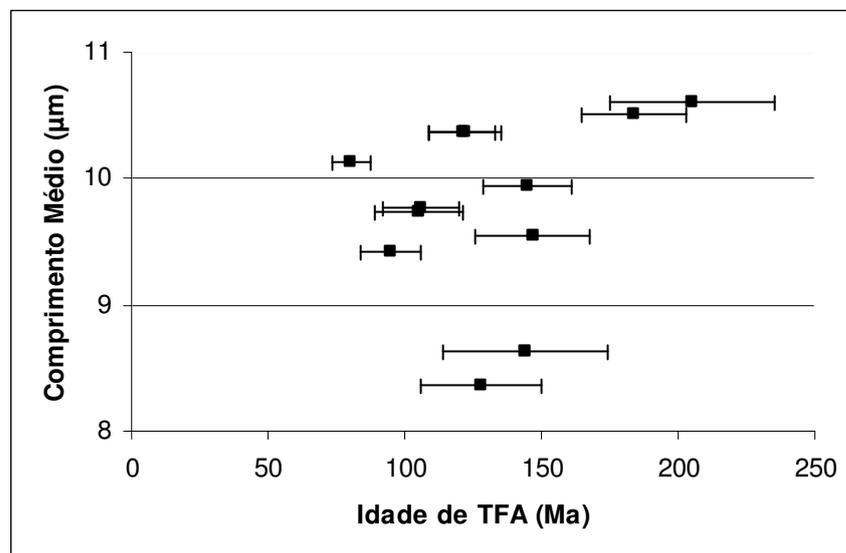


Figura 12: Gráfico de Idades (Ma) x Comprimento de Traços Confinados (μm)

É possível extrair deste gráfico um padrão de dispersão com tendência a exibir idades mais jovens à medida que os comprimentos de traços se tornam menores. Esta constatação denota um padrão onde idades cada vez mais jovens revelam indícios de uma rápida movimentação no âmbito tectônico, responsável pela colocação das mesmas de profundidades crustais elevadas (zona de *annealing*) para a zona de conservação de traços de forma abrupta, conservando os traços de menor comprimento.

5.2 Relação dos valores de idades versus altitude

Já o gráfico que relaciona a altitude dos pontos onde foram coletadas as amostras com suas respectivas idades exprime uma tendência cujas amostras com idades mais jovens ocorrem em altitudes menores, em dois aparentes conjuntos. (Figura 13).

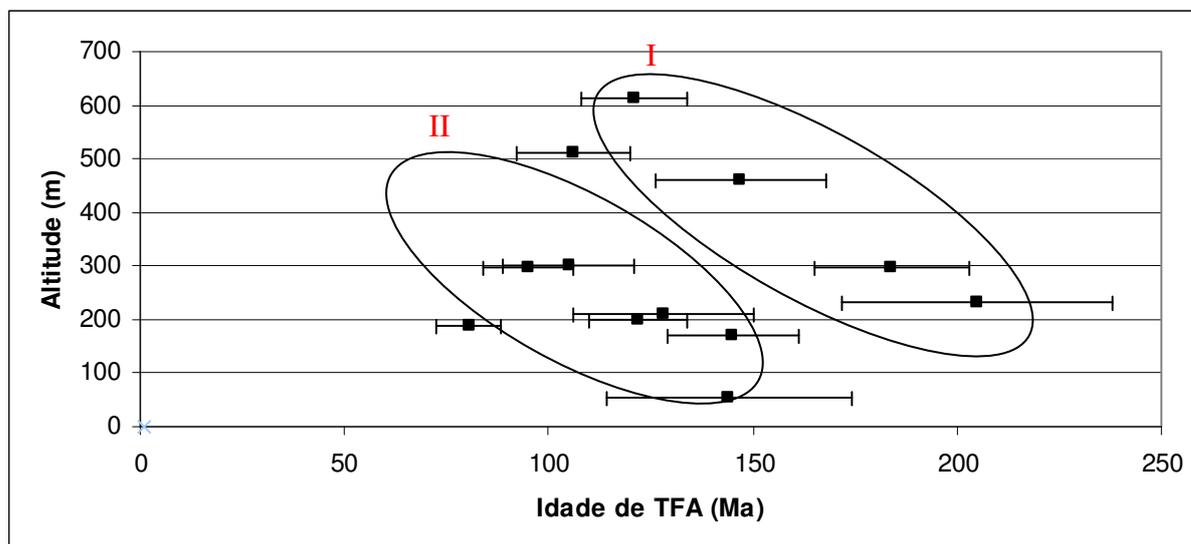


Figura 13: Gráfico de Idades de TFA x Altitude (m)

Este padrão exprime um caráter tectônico para explicar o alçamento da porção supracrustal a elevadas altitudes, em detrimento dos processos denudacionais típicos onde prevalece o recuo de escarpa. A explicação da existência de amostras antigas em baixas altitudes advém da hipótese de tratarem-se de amostras que remetem a blocos baixos em um contexto de reativação mesozóica, ou ainda porções crustais onde prevaleceram eventos denudacionais plenos.

5.3 Idades por Traço de Fissão em Apatita

As idades obtidas estão em conformação com o quadro geológico / geomorfológico regional no que diz respeito à evolução termotectônica da área. Considerando o erro experimental, as amostras TF1154 (121 ± 13 Ma), TF1156 (106 ± 14 Ma), TF1158 (147 ± 21 Ma) e TF1161 (144 ± 30 Ma) as quais se inserem no contexto do planalto da Borborema, exibem idades compatíveis com as concebidas por Morais Neto et al., (2009) (Figura 14). Maiores tentativas de soluções termais ficam limitadas dada a ausência de histórias térmicas para as amostras TF1156/58/61.

Apesar de uma pequena dispersão nos valores para as idades as mesmas se enquadram no mesmo *trend* de valores, considerando-se o erro experimental. Nota-se que é perfeitamente plausível o desenrolar de processos denudacionais e / ou tectônicos que

atuaram de forma distinta neste mesmo setor dada a grande área pretendida, ou mesmo orquestraram os eventos inerentes à porção supracrustal de forma conjunta, mas gerando resultados díspares. Ao estudar a Zona de Falha de Portalegre, Nóbrega et al. (2005) identificaram a movimentação de blocos em um contexto de reativação de estruturas brasileiras no Cretáceo, sendo que para a mesma área o autor identificou com sucesso as reativações deflagradas em blocos supracrustais e a conseqüente sedimentação associada, confrontando *trends* de amostragens distintos.

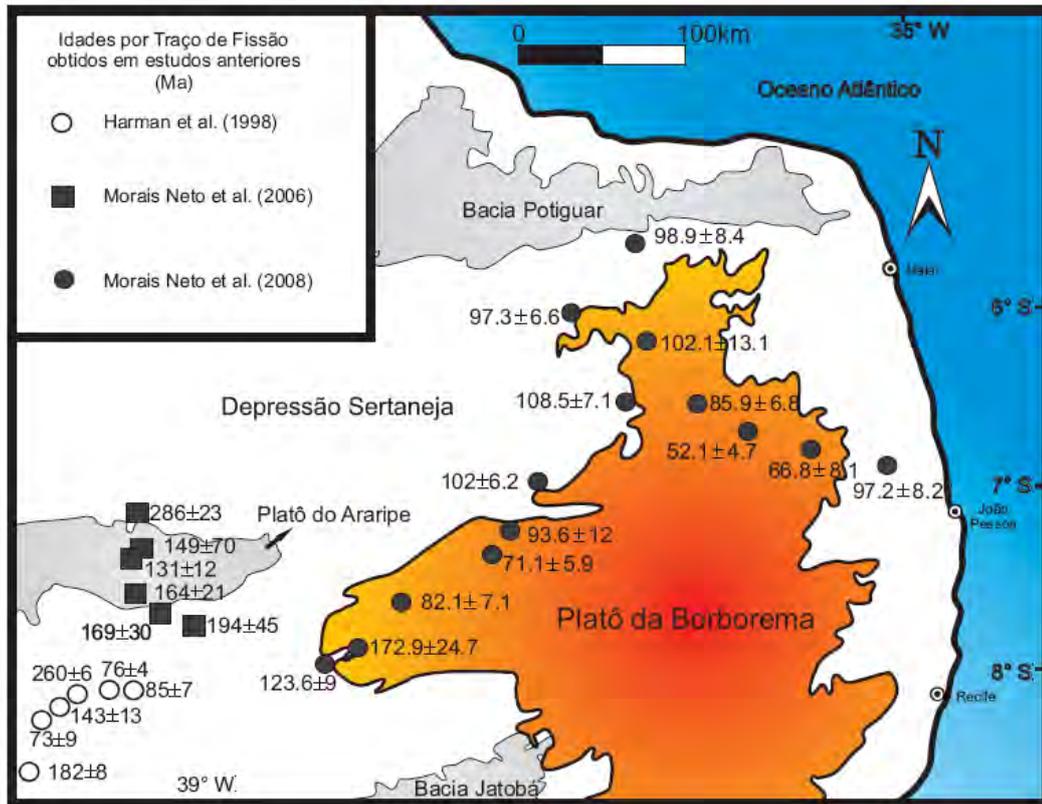


Figura 14: Mapa de compilação de idades por traço de fissão em apatitas. Modificado de Morais Neto et al., (2009).

Estas amostras também exibem idades mais jovens se comparadas às idades identificadas na bacia do Araripe por Morais Neto et al., (2006) (Figura 14 acima). Estes dados indicam que os sedimentos da bacia remetem à uma área fonte que passou pela zona de *annealing* em um período mais antigo, correspondendo assim à uma porção superior da crosta que foi erodida. Como se tratam de amostras do embasamento cristalino, as idades obtidas das amostras refletem que a porção da crosta a aproximadamente 4 km de profundidade passou pela zona de *annealing* total por volta de 100 Ma (TF1150; 95 ±11 e TF1152; 128±22 Ma) como um possível bloco soerguido que gerou uma feição positiva para fornecer material sedimentar para os depósitos Aptianos a Albianos (124 – 97 Ma) da Bacia do Araripe (ver Anexo IV). Este pulso foi reconhecido no estudo conduzido por Morais Neto et al. (2006), sendo que os autores sugerem que potenciais rochas geradoras de hidrocarbonetos nesta área podem ter interrompido sua evolução térmica devido ao evento

de soerguimento / resfriamento sofrido no Neocretáceo. Para segmentos ainda mais antigos (TF1148; 205 ± 33 Ma), cogita-se diferentes histórias termoevolutivas. As histórias individuais da evolução termocronológica das amostras serão tratada no próximo tópico.

As amostras TF1137, TF1139, TF1141 e TF1143 situam-se na porção central do Ceará, e apresentam idades relativamente jovens, de 80 ± 8 Ma (TF1137) e idades mais antigas, de até 184 ± 19 Ma (TF1141). As interpretações destas idades serão realizadas a partir da modelagem de suas histórias térmicas, apresentadas no próximo Capítulo. Dada a grande expressividade da área estudada e diferentes eventos atuantes sobre a região, faz-se necessária a tentativa de subdividir a mesma em domínios distintos, de acordo com os dados confeccionados no presente trabalho (Figura 11, Anexo II).

Na tentativa de identificar possíveis agrupamentos de *trends* de idades com semelhantes características foi gerado o mapa geológico / estrutural (Figura 15) com os referidos pontos de amostragens e idades com erro associado em um mesmo quadro, a ser visto na figura a seguir:

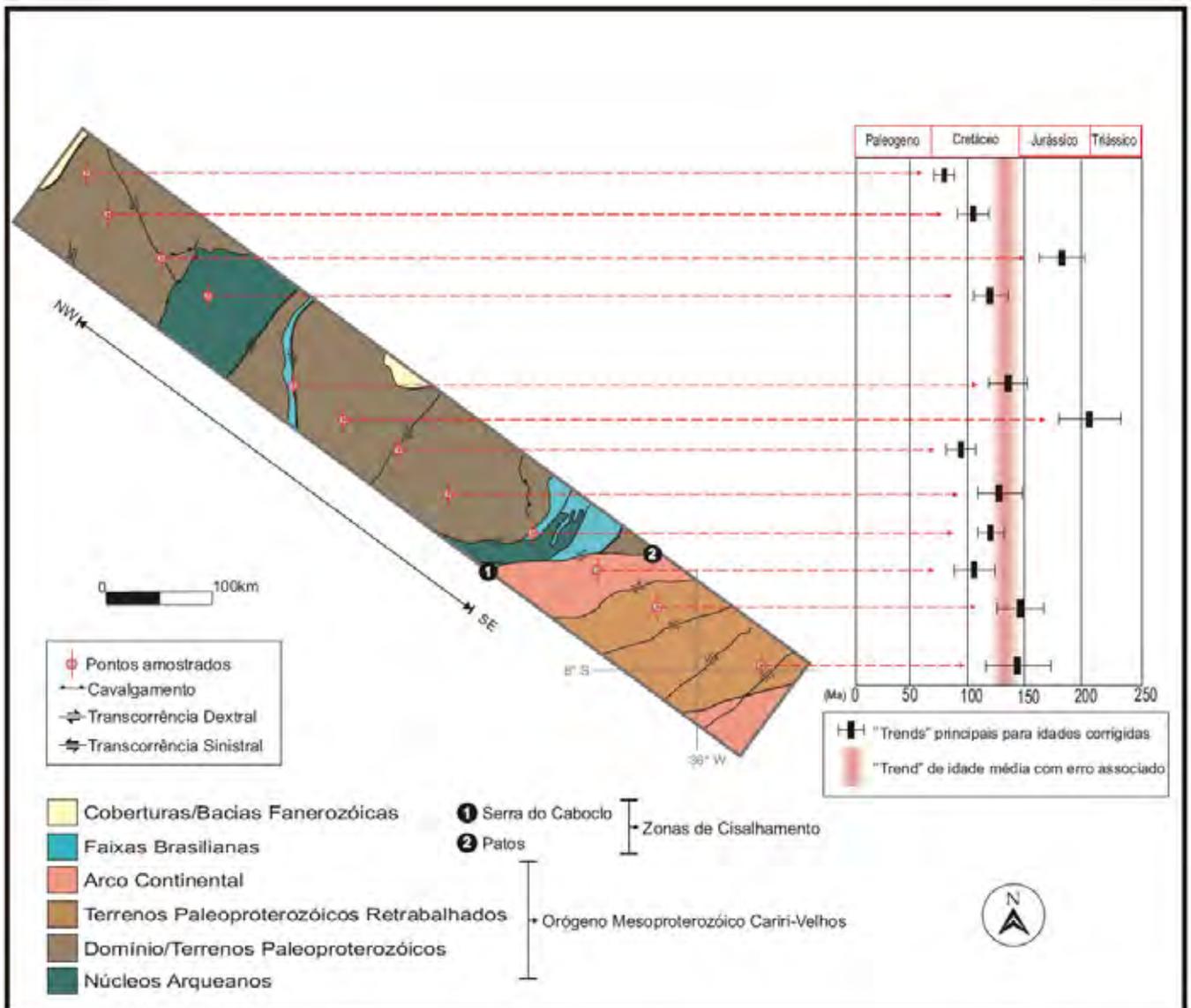


Figura 15: Mapa geológico / estrutural da área com gráfico para idades dos pontos amostrados

De acordo com a Figura (15) é possível identificar um *trend* que considera a média das idades obtidas a partir da metodologia TFA. Apesar de não levar em conta as histórias térmicas ou as particularidades de cada terreno em suas localidades, torna-se claro o momento de grande perturbação tectônica inerente à implantação do rifte (fase “sin rifte I”), e segundo Zalán (2004), a subsequente fase posterior de caráter rúptil com idade Neocomiana a Barremiana.

Levando em conta as idades \pm o erro associado, muitas delas se agrupam em uma mesma faixa de valores próximos, e por isso não é possível a distinção de grupos de isovalores e semelhantes características que os associem de qualquer forma sem relevar suas histórias térmicas. Contudo, de modo geral, é possível notar que as amostras tendem a exibir idades mais jovens de SE para NW, se consideradas as duas amostras em cada extremo da área.

Esta distribuição se enquadra na dinâmica do rifteamento nordestino, que de acordo com Matos (1992), experimentou uma expressiva mudança na dinâmica cinemática da ruptura do Gondwana. Durante o Neobarremiano (“sin-rifte III”) os eventos de rifteamento mais expressivos ocorreram no ramo equatorial, em contraposição ao *trend* Cariri-Potiguar, o qual foi abortado. A margem equatorial experimentou amplo desenvolvimento durante o Aptiano, enquanto o *trend* Recôncavo-Tucano-Jatobá cessava suas atividades plenas.

5.4 Modelagem das Histórias Térmicas

As próximas figuras representam os gráficos de história térmica de cada amostra com os respectivos histogramas experimentais de comprimento de traços confinados.

A partir da visualização das histórias térmicas conjuntamente, aliadas à contextualização geográfica / geológica das mesmas na área estudada, é possível determinar uma segmentação incipiente de grandes domínios com modelos evolutivos semelhantes (Anexo II).

Estes domínios serão tratados individualmente, com o intuito de compartimentar possíveis interpretações de acordo com as características locais, para posteriormente subsidiar futuras considerações que permitirão inferir interpretações de ordem regional para a área. Estes compartimentos encontram-se no descritos no Capítulo 5.5 - Compartimentos Crustais.

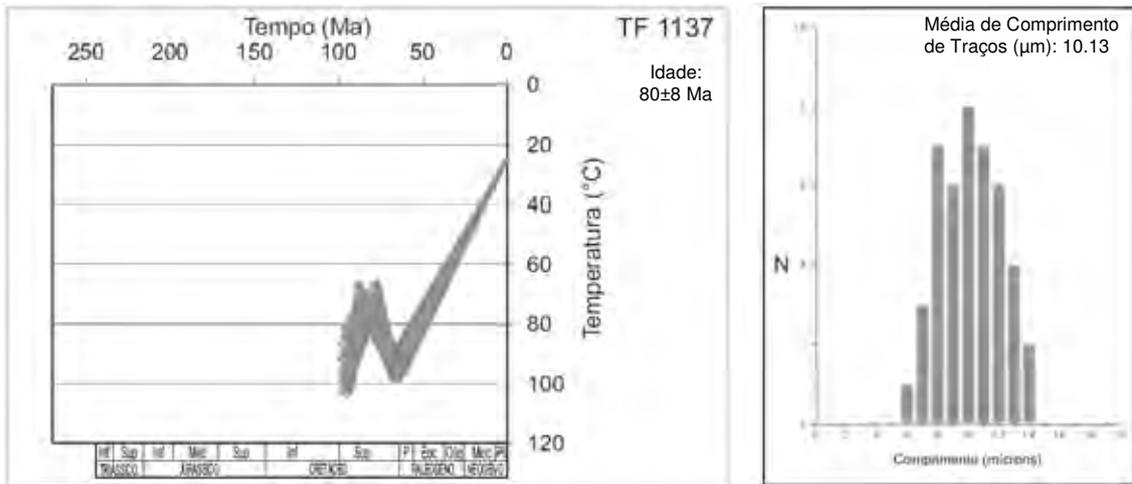


Figura 16: História térmica e Histograma de traços da amostra TF-1137

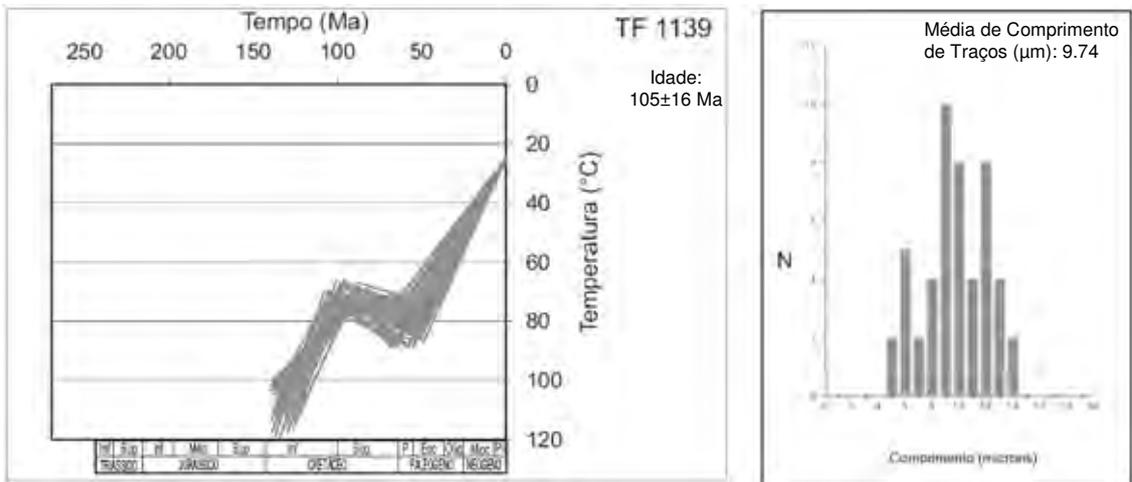


Figura 17: História térmica e Histograma de traços da amostra TF-1139

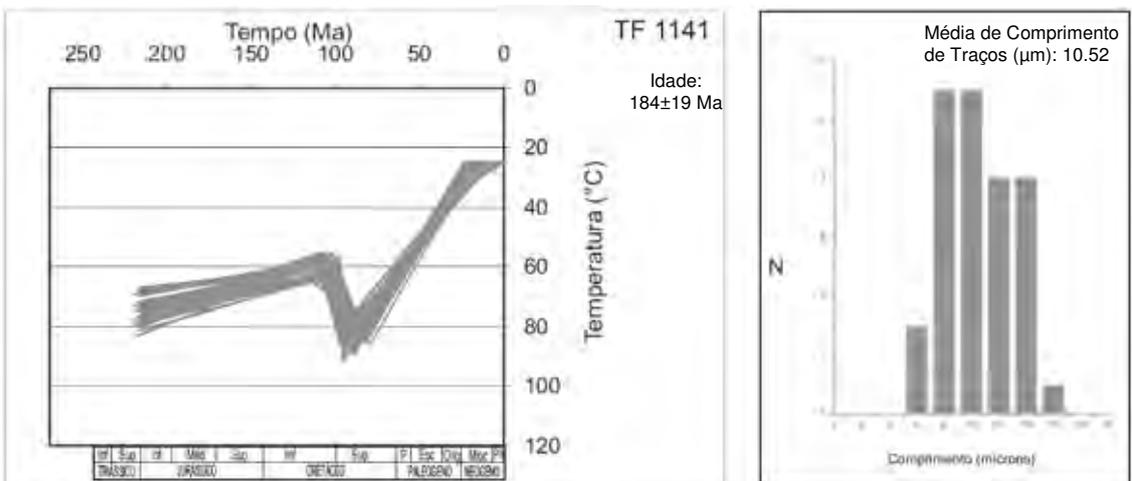


Figura 18: História térmica e Histograma de traços da amostra TF-1141

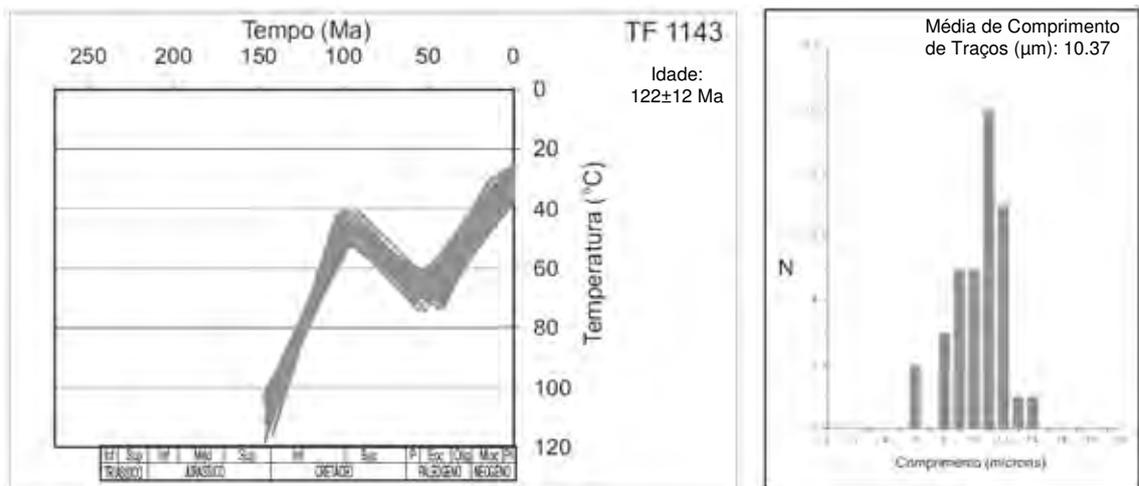


Figura 19: História térmica e Histograma de traços da amostra TF-1143

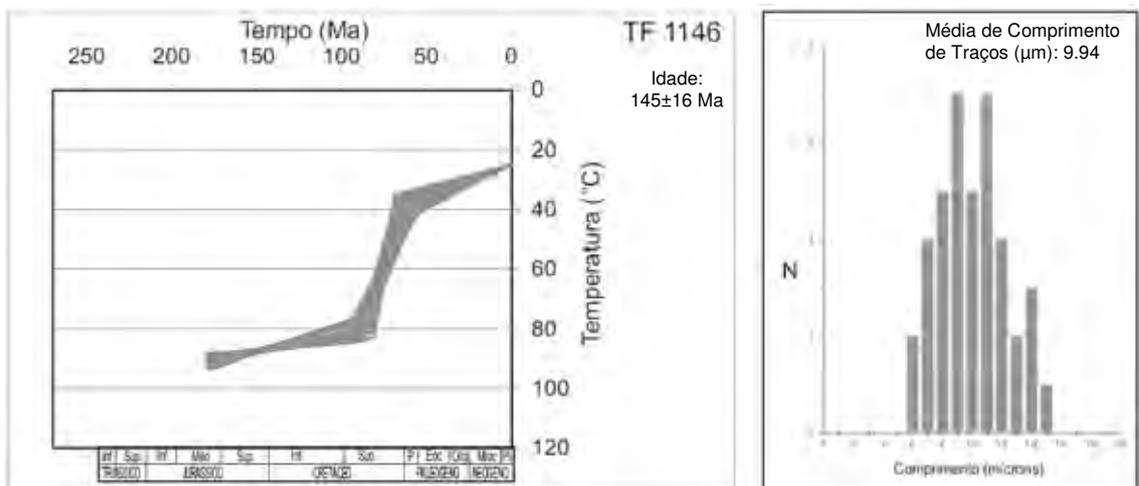


Figura 20: História térmica e Histograma de traços da amostra TF-1146

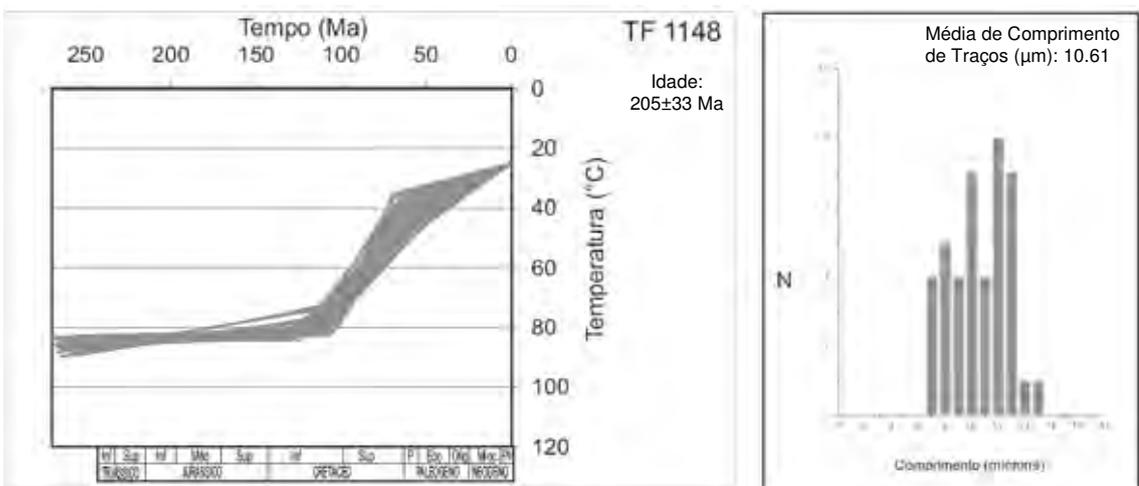


Figura 21: História térmica e Histograma de traços da amostra TF-1148

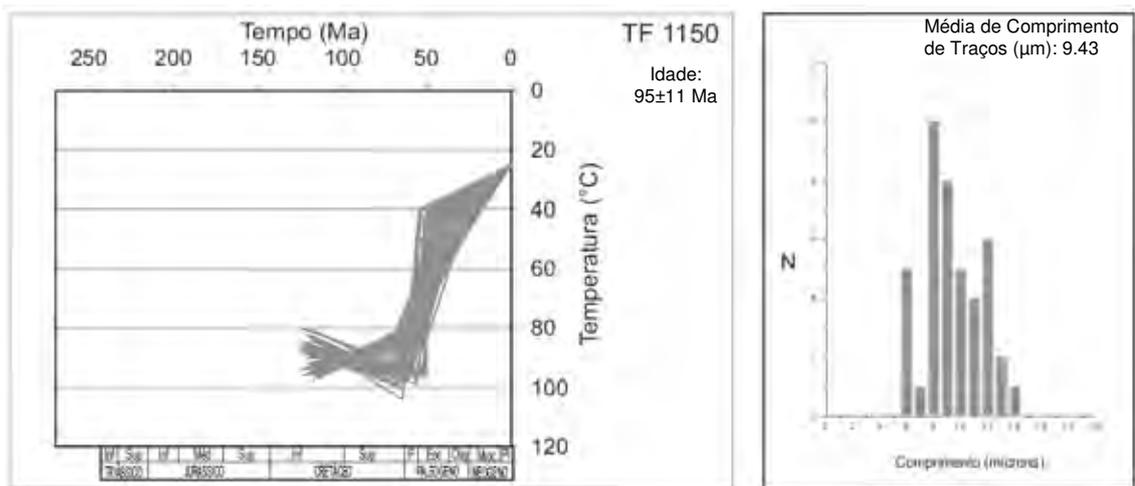


Figura 22: História térmica e Histograma de traços da amostra TF-1150

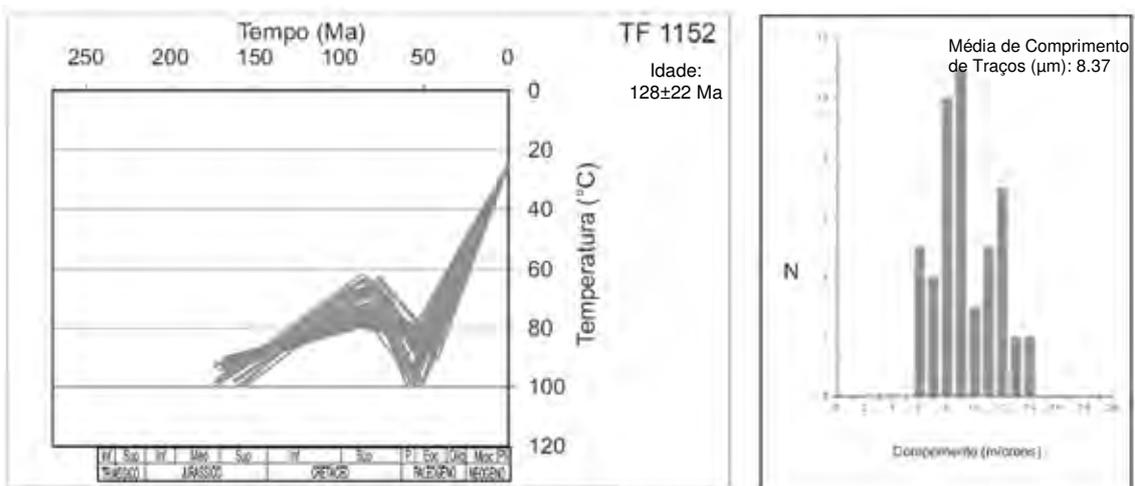


Figura 23: História térmica e Histograma de traços da amostra TF-1152

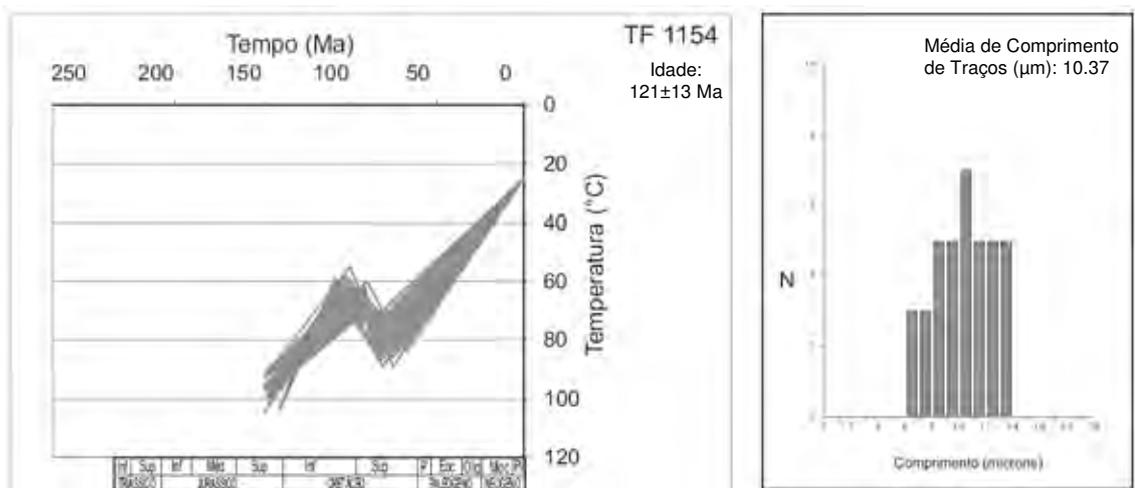


Figura 24: História térmica e Histograma de traços da amostra TF-1154

5.5 Compartimentos Crustais

5.5.1 Domínio Ceará Central

As amostras agrupadas neste domínio apresentam trajetórias térmicas semelhantes ao longo do tempo geológico. Estas são: TF1137, TF1139, TF1141 e TF1143, e exibem idades relativamente próximas entre si (80 ± 8 ; 105 ± 16 ; 184 ± 19 e 122 ± 12 Ma), à exceção da amostra TF1141 (184 ± 19 Ma), a qual exibe uma idade mais antiga. Contudo, este conjunto evidencia em todas suas amostras um marcante evento de resfriamento, ocorrido no limite do Cretáceo inferior / superior entre 110 e 90 Ma, sendo que a amostra TF1137 exibe o mesmo evento ocorrendo em um momento mais recente, durante o Cenomaniano / Campaniano. A rápida ascensão responsável pela colocação destas amostras na zona de *annealing* parcial revela o caráter tectônico fortemente atuante na área dados os efeitos tafrogenéticos da margem equatorial.

Logo após este resfriamento as amostras deste segmento foram expostas a um período de aquecimento, entre ~ 100 e 50 Ma, que levou as amostras de temperaturas entre 40 e 70°C (Figuras 19, 20 e 21) às temperaturas de 70 a 90°C, (Figuras 17, 18 e 19) chegando até 100°C (TF1137). Este aquecimento atuou marcadamente durante o Cretáceo Superior, sendo que há uma migração do pico do aquecimento para o Paleoceno / Eoceno (TF1143).

A amostra TF1141 reflete um padrão diferenciado das outras amostras deste domínio, denotando um resfriamento contínuo do Jurássico até o Mesocretáceo, quando experimentou um aquecimento relativamente mais antigo do que as outras amostras deste mesmo domínio.

Após estes eventos as histórias térmicas destas amostras revelam um resfriamento contínuo, desde o Paleoceno até chegar à atual superfície, à temperaturas de 25 °C.

5.5.2 Domínio Cariri-Potiguar

Para a subdivisão deste domínio entre as amostras analisadas levou-se em conta a consistente semelhança no que diz respeito às trajetórias térmicas percorridas por ambas as amostras TF1146 e TF1148. (Figuras 20 e 21)

Desde a passagem destas amostras pela zona de *annealing* total, as mesmas não sofreram expressivas perturbações térmicas. A amostra TF1146 revela uma trajetória sem qualquer influência de um aquecimento ou tectônica até o Cenomaniano, por volta de 90 Ma, enquanto o mesmo ocorre na amostra TF1148, sendo que no final do Aptiano, em torno de 110 Ma, nota-se a existência de um evento de resfriamento, e após isso a amostra perfaz

uma trajetória até a superfície em taxa praticamente constante. A amostra TF1146 perfaz a mesma evolução térmica, sendo notado um evento de resfriamento que ocorre Mesocretáceo, de provável origem tectônica, posteriormente passando a uma estabilidade térmica até a superfície atual.

Já a amostra TF1150 apresenta uma idade central mais jovem, de 95 Ma e aparenta ter um período relativo de estabilidade térmica apesar de um leve aquecimento até o Paleoceno. Após esta trajetória, a mesma experimentou um evento de resfriamento que ocorreu de forma acentuada no início do Cenozóico (Figura 22).

5.5.3 Domínio da Depressão Sertaneja

Neste conjunto destacam-se as amostras TF1152 e TF1154 pela semelhança ao longo de seu trajeto termoevolutivo. As mesmas possuem idades centrais muito próximas, de 128 ± 22 e 121 ± 13 Ma, respectivamente. Estas denotam um evento de resfriamento com pico entre 100 e 80 Ma para a primeira e entre 120 e 100 Ma para a segunda.

Após o resfriamento, as amostras sofreram um aquecimento, responsável por trazer o pacote rochoso de temperaturas por volta de 60 °C para valores superiores, entre 90 e 100 °C. Este aquecimento ocorreu majoritariamente durante o Neocretáceo.

A trajetória de resfriamento após o evento de aquecimento ao qual foram expostas as amostras iniciou-se no início do Cenozóico, de forma constante até o presente momento, sendo que não foi possível identificar qualquer tipo de indício de novo aquecimento para a área.

6. INTERPRETAÇÕES

6.1 Domínio Ceará Central

As amostras que representam este domínio (Anexo II) possuem em comum um distinto intervalo de tempo cuja principal característica é notadamente um evento de resfriamento. Este evento ocorre em um considerável curto espaço de tempo, com picos entre 100 e 90 Ma. A se julgar pelas amostras TF1137/39/43 é possível admitir um inquestionável caráter tectônico que provocou uma rápida movimentação na ordem de resfriar o pacote rochoso de temperaturas entre 100 e 120° C para profundidades menores, onde vigoram temperaturas entre 40 e 70° C. Estas histórias térmicas exibem uma congruência no quadro geológico em que estão inseridas, visto que muitos autores como SZATMARI et al. (1987); SZATMARI & FRANÇOLIN, (1987); & DESTRO et al. (1994); BELTRAMI et al. (1994); apud CLAUDINO SALES & PEULVAST. (2007) evocam uma evolução morfoestrutural do relevo da margem continental do estado do Ceará, como a

ocorrência de reativações mesocretáceas (pós-albianas) das zonas de cisalhamento brasileiras. As formações Codó, Corda, Grajaú e Itapecuru na Bacia do Ceará constituem uma seqüência marinha Cretácea que se sobrepõem discordantemente sobre seqüências jurássicas mais antigas, corroborando esta constatação. As amostras TF1137 e TF1139 são as que melhor representam este contexto tectônico, que se desenvolveu em função da atividade de falhas oceânicas cujo prolongamento na zona costeira é mais ou menos conhecido – ex: o lineamento Sobral-Pedro II no noroeste do Ceará e as zonas transformantes de Romanche e Chain.

A amostra TF1141 possui uma idade mais antiga, e revela um contínuo processo de resfriamento desde o Neojurássico, a taxas mais modestas. A solução encontrada para a trajetória desta amostra recai no possível fato de se tratar de um bloco crustal relativamente subsidente em relação à terrenos soerguidos adjacentes. Enquanto este pacote rochoso experimentou uma movimentação ascendente responsável pelo resfriamento do conjunto de temperaturas em torno de 70 °C até aproximadamente 55 °C ao longo de aproximadamente 120 Ma, o embasamento cristalino a noroeste e sudeste, representado pelas outras amostras deste domínio, sofreram uma rápida ascensão, entre o Albiano e o Cenomaniano.

Após este primeiro evento de resfriamento, todas as amostras exibem uma posterior fase de aquecimento, cujo auge oscila entre o Mesozóico / Cenozóico (TF1137) e o Eoceno (TF1143). A esta fase atribui-se a fase de subsidência térmica da bacia do Ceará, com tectônica adiastrófica associada (Anexo V), com a preponderância da fase transgressiva da bacia. Este período de erosão das estruturas dos rifts (ex: ombreiras) acarretou importantes implicações geomorfológicas, pois o embasamento adjacente foi submetido a condições de pediplanação, de tal sorte que uma larga superfície de aplainamento – denominada Superfície Jaguaribe, esta bem definida ao sul e sudoeste do rift Potiguar (PEULVAST e CLAUDINO SALES, 2004; PEULVAST et al., 2008). A existência da Superfície Jaguaribe, identificada por uma discordância nos calcários da Formação Jandaíra, reporta à esta fase de estabilidade tectônica.

A análise da história térmica gerada pela amostra TF1141 revela um evento de aquecimento diferenciado do padrão neste domínio identificado. Para o evento de aquecimento identificado no Cretáceo Superior, atribui-se um movimento descendente do pacote rochoso em detrimento dos eventos de reativações pós albianas deste segmento. Esta hipótese é harmoniosa com uma movimentação ascendente dos terrenos adjacentes, já que as outras amostras deste domínio revelam um evento de resfriamento neste mesmo período.

A fase seguinte registrada pelas amostras deste domínio corresponde à um evento de resfriamento, registrado na bacia do Ceará pelas altas taxas de sedimentação a partir do Paleoceno, representado pelo maior aporte de terrígenos da Formação Tibau, enquanto que a Formação Barreiras, que corresponde à representação *onshore* dos sedimentos

siliciclásticos do Mioceno da plataforma continental, possui sua geração atribuída à uma resposta a um soerguimento crustal. (Pessoa Neto et al., 2003 apud Claudino Sales & Peulvast, 2008).

Claudino Sales & Peulvast (2007) frisam o fato da Superfície Infrapaleozóica, exumada e destruída ao curso da inversão de relevo da borda da Bacia do Parnaíba para dar lugar à Superfície Sertaneja, possuir altitudes de menos de 100m no graben de Morrinhos e da ordem de 700m a oeste e ao sul de Sobral. Este fato indica que essa região sofreu não apenas os movimentos diferenciais associados aos rejeitos, mas também a ação da flexura marginal a nordeste.

6.2 Domínio Cariri - Potiguar

Neste domínio, as amostras analisadas fornecem um padrão semelhante, onde prevalecem os eventos de quiescência tectônica e resfriamento, em detrimento de eventos de aquecimento de significativa expressão.

As amostras TF1146 e TF1148 revelam uma trajetória estável do ponto de vista térmico, durante sua evolução no Jurássico / Neocretáceo. Gunnell (2000) considera que um período de marcada quiescência indica uma interrupção no soerguimento do pacote rochoso a favor de um período de aplainamento da topografia na superfície. As temperaturas indicadas pelas histórias térmicas, às quais as amostras estavam submetidas, indicam que neste período o conjunto situava-se sob uma coluna de ~2km de cobertura rochosa, considerando o gradiente geotérmico de 30 °C / km de profundidade, com uma temperatura da superfície de 25 °C.

Para esta hipótese assume-se que o sistema alcançou um suficiente estado de baixa energia, o qual permite inferir que o nível de base estabilizou-se, e uma superfície de aplainamento se instalou no topo do pacote rochoso. Como as idades compreendem um grande período do passado evolutivo da área, assume-se que estas amostras são contemporâneas à instalação da Superfície Sul Americana, cujo desenvolvimento deu-se amplamente durante o Albiano e o Oligoceno.

É possível que em contraposição aos eventos de resfriamento que remetem ao estágio rifte, esta região experimentou intensos eventos de aquecimento, - ex: o magmatismo Rio Ceará – Mirim, com pulso de maior intensidade durante o Neocomiano. Formula-se a hipótese desta área constituir um local particular da região nordeste, cujos efeitos de resfriamento inerentes à fase rift foram compensados por efeitos de aquecimento de vulcanismos associados e acentuadas taxas de sedimentação.

O evento identificado como um período de acentuado resfriamento possui início no Cretáceo Superior, com duração até o Mesoeoceno. Esta “quebra” no platô das histórias térmicas indica uma idade terminal para a superfície de aplainamento Sul Americana, em

detrimento de um pulso de soerguimento mais expressivo. De fato, os indícios de que a Bacia Potiguar foi soerguida no Mesocampaniano (CREMONINI, 1995 apud CLAUDINO SALES & PEULVAST 2007) encontram argumentos na média de espessura dos sedimentos (Anexo VI) do Neomioceno das Formações Tibau e Barreiras (150 – 200M), que representam uma coluna erodida com espessura de 50 a 70 metros, a uma taxa de 10 m / Ma, estando compatíveis assim com a taxa de denudação pós-Cenomaniano estimada para os critérios de inversão de bacia utilizados por Peulvast et al. (2008).

Idades por TFA definidos por Morais Neto et al. (2008) em rochas sedimentares da Formação Tibau acusaram uma idade central de 135 ± 31 Ma para esta seqüência regressiva. Se assumirmos que estes sedimentos iniciaram sua deposição entre o Cretáceo Superior, de uma área fonte cuja idade remete ao Eocretáceo, a idade central de 95 ± 11 Ma exibida pela amostra TF1150 é compatível com uma porção inferior do bloco crustal exumado nesta área. A história térmica desta amostra revela que a passagem da amostra pela zona de *annealing* teria ocorrido em um momento mais recente, em detrimento da massa rochosa sobrejacente, que resfriou em um período mais antigo, servindo de área fonte para os sedimentos da Formação Tibau durante o soerguimento no Cretáceo Superior. As idades mais antigas deste domínio também podem se encaixar neste contexto sedimentar, visto que Morais Neto et al. (2008) identificaram idades individuais de grãos de apatita em suas amostras com ampla dispersão entre 218 a 64 Ma.

6.3 Domínio da Depressão Sertaneja

Como visto no capítulo anterior, as idades das amostras TF1152 e TF1154 são correlacionáveis à dinâmica supracrustal que remete aos eventos de separação dos continentes em torno de 140 – 120 Ma atrás. Estes resultados estão alinhados com considerações realizadas por Nóbrega et al (2005), que a partir da metodologia de TFA aponta para este mesmo evento de reativação de falhas, com direta influência no que se refere ao desenvolvimento de bacias sedimentares em toda a região NE do Brasil.

De fato, Morais Neto et al. (2006) analisando amostras sedimentares da bacia do Araripe, obtiveram idades do início do resfriamento da área fonte em torno de 115 Ma, sendo que as idades do pacote previamente exumado corresponde à um trend entre 180 e 120 Ma. No mesmo trabalho, o autor identificou as paleotemperaturas máximas cujas amostras foram submetidas, que giram entre os valores de 100 e 80 °C. De acordo com as Figuras 23 e 24) nota-se que as histórias térmicas no presente trabalho exibem valores em conformação com essa temperatura máxima.

A subseqüência da fase rift em sua plenitude estabelecida é marcada por um período de quiescência tectônica (OLIVEIRA 1992). As amostras denominadas neste conjunto exibem um claro evento de aquecimento entre o Cretáceo Superior / início do Paleoceno,

assumindo desta forma que a crosta (previamente afinada e aquecida) sofre uma contínua subsidência. Este estágio transicional da fase rift para a fase drift é instaurado em um período de subsidência térmica predominante. A evolução deu-se com a geração de assoalho oceânico (CAMPOS & DARDENNE, 1997), e para as amostras em questão, assume-se o evento de aquecimento com base no progressivo basculamento da margem continental, resultante da contração térmica dada a subida do nível do mar (OLIVEIRA 1992). Os calcários da Formação Jandaíra na Bacia Potiguar foram depositados em ambiente transgressivo, relativamente calmo, atestando assim a ocorrência de um período onde a quiescência tectônica vigorou em detrimento de uma movimentação epirogênica com alta taxa de aporte de siliciclásticos na bacia.

Semelhante resultado é postulado por Nóbrega et al. (2005), que identifica um semelhante evento de aquecimento em torno de 90 °C entre ~140 e 45 Ma, admitindo uma movimentação descendente oriunda de falhamentos normais como provável argumento para tal evento.

A trajetória final destas amostras é marcada por um evento de resfriamento, cujo início se deu entre ~80 e 60 Ma . Morais Neto et al. (2006, 2009) também identificaram o início deste segundo evento de resfriamento em amostras da bacia do Araripe e do Planalto da Borborema. A este o autor atribui a causa a processos de denudação e erosão diferencial.

É importante frisar que Morais Neto et al. (2006, 2009) identificaram eventos de resfriamento relativamente mais recentes, com idades entre ~40 e 20 Ma (Figura 25). Contudo, os mesmos autores atentam para o fato de haver uma incerteza quanto a este último ciclo termo-evolutivo ser constituído por um resfriamento contínuo ou se tratar de discretos episódios de aquecimento / resfriamento. Se os eventos forem tratados como um soterramento, seguido por posterior erosão, as taxas de denudação do cristalino devem ser da ordem de 1 a 3 km, desde o *breakup* ocorrido no Cretáceo. Contudo, como as estimativas de erosão levam em conta o gradiente geotermal, existe uma grande margem de erro, dadas às diferentes dinâmicas termo - evolutivas sofridas pelos diferentes segmentos dos blocos supracrustais.

Apesar das presentes incertezas nos modelos termo – evolutivos da área diversos autores chamam a atenção para eventos durante a chamada Ativação Meso-Cenozóica (SCHOBENHAUS & BRITO NEVES, 2003; ZALÁN, 2004). Estes constituem os soerguimentos significativos de natureza epirogênica (Figura 25) sofridos por grandes áreas do embasamento adjacente às bacias marginais, ao longo da fase contínua de deriva continental, sendo que durante o Paleógeno houve uma tendência de soerguimento com fases regressivas prevalecentes durante este período.

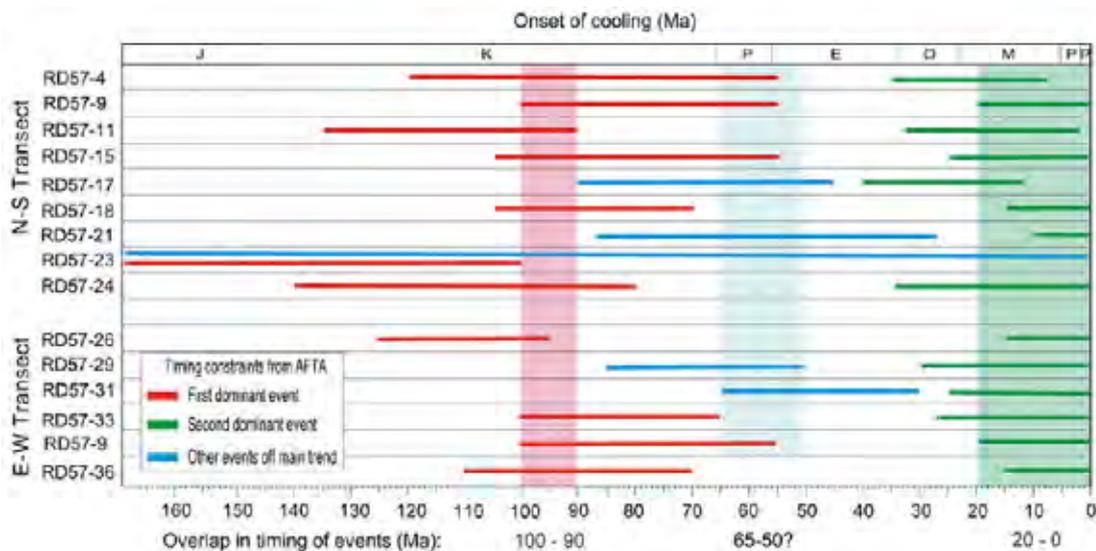


Figura 25: Considerações acerca dos eventos de resfriamento corridos na região do Platô da Borborema. Extraído de Morais Neto et al. 2009)

De acordo com o registro da bacia do Araripe, os dados obtidos para este conjunto mostram-se coerentes, à medida que a análise da carta estratigráfica revela as diferentes fases tectônicas à qual a mesma foi submetida.

A Formação Abaiara representa a unidade rifte, com um contato basal discordante com a Formação Missão Velha, subjacente. Assine (2007) salienta que no gráben de Crato-Juazeiro os rejeitos de falha alcançam até 1.000 metros, considerando esta estruturação rúptil delineada em horstes e grábens como a consequência de eventos tectônicos modificadores, associado a um segundo pulso da fase rifte.

Admitindo uma idade Neoptiana / Eoalbian para a deposição das seqüências pós rifte, as idades exibidas pelas amostras TF1152 e TF1154 (128 ± 22 ; 121 ± 13 Ma) são compatíveis com esta idade de deposição, ao supor que a porção superior do embasamento correspondente a estas amostras é mais antiga, e provavelmente constituiu a área fonte erodida durante a fase de subsidência flexural térmica. Morais Neto et al., (2008) determinaram a idade por TFA dos sedimentos da seqüência pré rifte representada pela Formação Missão Velha de 249 ± 71 Ma, enquanto os arenitos albianos da Formação Exu (seqüência pós rifte) exibiram idades entre 164 ± 21 e 131 ± 12 Ma.

Neste contexto, a superfície de aplainamento Sul-Americana remete ao início do Paleoceno, sendo que a mesma foi alçada a altitudes superiores a 1000 m dado um novo soerguimento no Paleógeno (ASSINE, 2007).

7. CONCLUSÕES

Findada a Orogênese Brasileira, o recém formado supercontinente Gondwana experienciou uma fase de quiescência tectônica, a qual perdurou até o qual durou até o Cretáceo, quando se iniciaram os processos responsáveis pela dispersão do Gondwana, assim como pela formação do Oceano Atlântico e da margem continental do Ceará e do Nordeste brasileiro em geral (CLAUDINO SALES & PEULVAST, 2007).

Este processo de ruptura do Megacontinente Gondwana Oeste, que culminou no desenvolvimento do rifte Sul – Atlântico, foi responsável pelo soerguimento de cinturões orogênicos que influenciaram em grande parte a sedimentação das bacias intracontinentais e marinhas de margem passiva do nordeste (ASMUS e PORTO, 1972; ESTRELLA, 1972 apud BUENO, 2004).

A ferramenta termocronológica utilizada permitiu a caracterização das idades dos pontos amostrados bem como a modelagem das prováveis trajetórias da evolução térmica das áreas correspondentes, sendo que nesta monografia são abordados eventos antigos, de idades Juro-Cretáceas até as atividades tectônicas e tectono-magmáticas cenozóicas, que afetaram as coberturas fanerozóicas e influenciaram veementemente a formação de depósitos correlatos.

Os eventos térmicos detectados nas amostras dos terrenos pré-cambrianos revelaram uma correlata relação temporal e espacial, atestando assim a eficiência da datação por traços de fissão em apatita como poderosa ferramenta para realizar considerações acerca da evolução tectônica da porção supracrustal da região nordeste brasileira.

A maioria das amostras estudadas registrou durante o Cretáceo um importante evento de resfriamento, responsável pela ascensão do pacote rochoso como um todo, deixando a zona de *annealing* total neste período. Este evento representa a última passagem da porção superior da crosta pela máxima temperatura à que foram submetidas as amostras (*reset* total dos grãos de apatita). O Anexo II sintetiza os dados obtidos a partir da análise de traços de fissão em apatitas, bem como a disposição geográfica dos pontos amostrados inseridos no quadro fisiográfico regional do nordeste.

Estas informações são corroboradas pela literatura da área, a qual relata a formação da margem continental do Nordeste brasileiro resultante de um conjunto complexo de fenômenos de deformação que tiveram lugar principalmente entre o Triássico superior e o Cretáceo superior (CLAUDINO SALES & PEULVAST, 2007), sendo que reativações neotectônicas Cenozóicas desempenharam um fundamental papel na atual configuração do quadro geomorfológico, bem como no desenvolvimento de bacias interioranas e marginais.

Na área estudada, os principais eventos registrados remetem à uma evidente fase de perturbação tectônica inerente ao Mesocretáceo, sendo que eventos de cunho deposicional,

bem como posteriores reativações Cenozóicas também foram registradas à partir da obtenção e análise dos dados de cada amostra. A Figura 26 ilustra os principais eventos de aquecimento / resfriamento que ocorreram na área estudada:

As amostras pertencentes ao domínio da Depressão Sertaneja exibem um evento de resfriamento dominante durante o Cenomaniano, corroborando os dados obtidos por Moraes Neto et al., (2009), observáveis na Figura 26.

Os dados analisados para o domínio Ceará Central também se alinham com o principal evento do resfriamento ocorrido no limite do Cretáceo inferior / superior, sendo que a amostra TF1137 exhibe o mesmo evento ocorrendo em um momento ligeiramente mais recente, durante o Cenomaniano / Campaniano.

Com base nesta análise, os dados obtidos neste estudo atestam a regionalidade dos eventos relacionados ao rifte continental, em uma área ampla do nordeste do Brasil. Esta inter-relação entre as amostras dispersas ao longo de uma grande dimensão territorial são interpretadas como consequência de advecção termal e resfriamento provocados pela erosão topográfica, sendo que os resultados requerem uma denudação em escala quilométrica do embasamento cristalino (da ordem de 1000-3000m, desde o *breakup* Cretáceo), estando estas estimativas em consonância com estimativas da margem sudoeste do Brasil no mesmo período (MORAIS NETO et al. 2009).

Em ambos os domínios, o evento posterior ao resfriamento foi atribuído a um período de quiescência tectônica, onde os efeitos da subsidência térmica são preponderantes durante o Cretáceo superior. Estes processos, aliados à uma intensa sedimentação e o soterramento dos terrenos causaram um evento de aquecimento registrado na maioria das amostras analisadas no período que sucedeu o alçamento do embasamento em virtude dos eventos relacionados ao rifte. Este evento de aquecimento é hipotetizado com base no basculamento da margem continental, mediante uma contração térmica sofrida com a subida do nível do mar (OLIVEIRA, 1992).

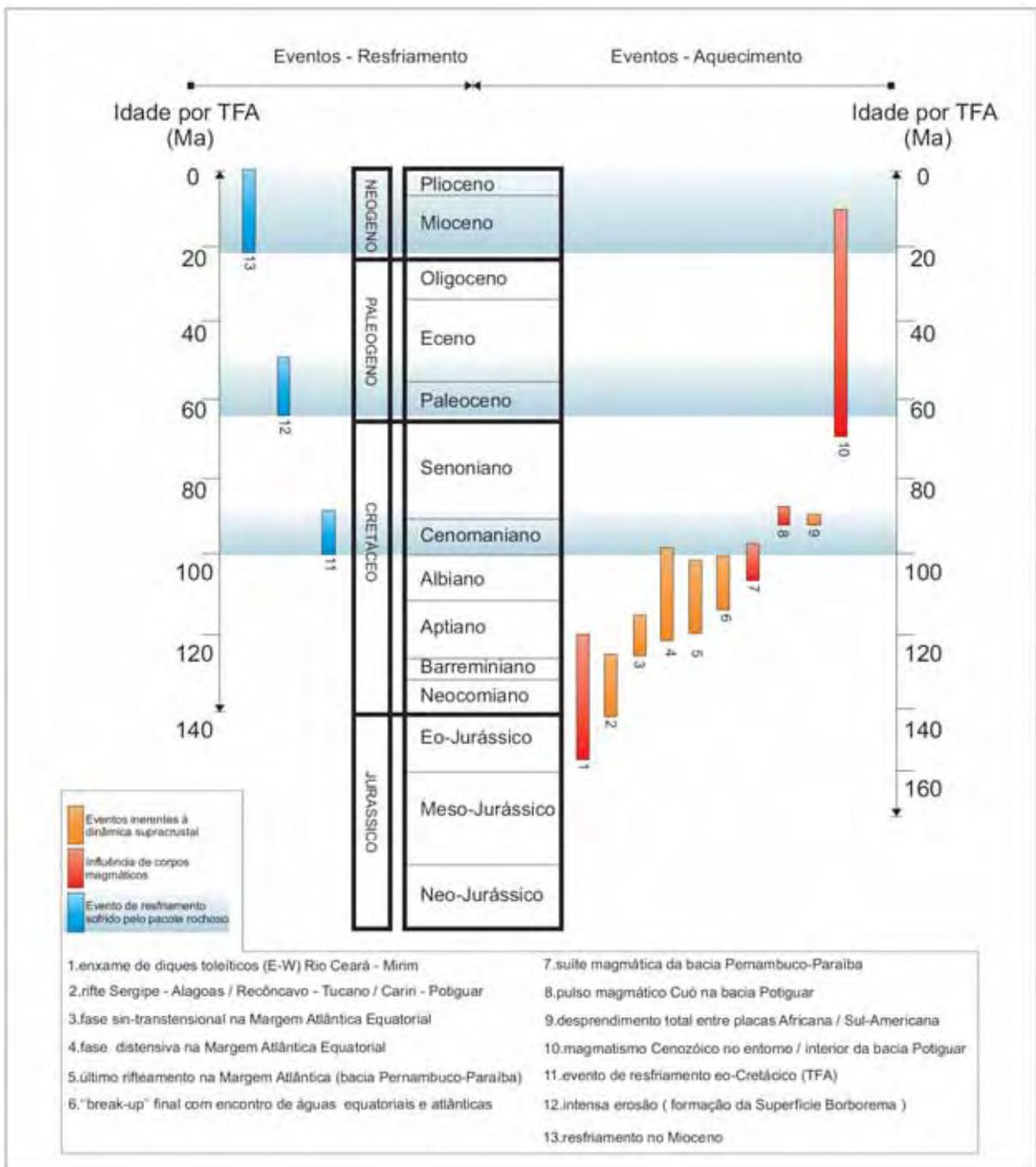


Figura 26: Quadro síntese de eventos tectônicos de grande expressão na área estudada. Modificado de Moraes Neto et al. (2009)

As amostras inerentes ao domínio Cariri-Potiguar refletem um patamar constante que reflete a permanência deste segmento a constantes temperaturas. Para esta trajetória é sugerido momento de desenvolvimento da superfície Sul - Americana. A quebra deste patamar de relativa homogeneidade térmica ocorre dado um pulso de soergimento mais expressivo, relacionado a um resfriamento no Cretáceo superior / Paleoceno inferior.

Este evento de resfriamento é correlacionado com um evento revelado também em trabalhos de Moraes Neto et al. (2008; 2009), ilustrado na Figura 26 como o evento 12,

ocorrido na região da Borborema. Todos os domínios analisados indicam este possível evento de reativação tectônica, ocorrido durante o Neocretáceo – Eoceno.

Esta trajetória comum às amostras é corroborada por indícios nas bacias fanerozóicas do nordeste, que registram um maior aporte de clastos contemporâneos a este pulso erosional. Os ciclos regressivos registrados nestas bacias são muitas vezes limitados por discordâncias erosivas, fundamentando assim a hipótese deste resfriamento ser constituído por diversos pulsos sucessivos dado o quadro de reativação neotectônica. Soluções termais obtidas por Moraes Neto et al. (2008) para amostras da porção *onshore* da Bacia Potiguar estão em acordo com este evento regional, e também explica a origem de coberturas cenozóicas da Formação Serra do Martins, depositadas entre ~65 e 25 Ma e atualmente preservadas em altas elevações do platô da Borborema

Considerando que estas coberturas se encontram em altitudes de 600-700 metros, considera-se a existência de uma forte inversão topográfica em ordem de explicar um acentuado processo denudacional no Cenozóico. Este panorama é evidenciado pelo notável pulso de resfriamento do Paleoceno, consentindo uma tectônica relativamente recente cuja atuação processou-se veementemente no cenário do nordeste brasileiro, em ordem de gerar a atual conformação da paisagem.

De modo geral, é possível concluir que a datação por traços de fissão em apatitas em uma vasta área do território nordeste do Brasil obteve êxito ao correlacionar fenômenos locais, os quais ocorreram em virtude de momentos de reativações de estruturas e eventos de soerguimentos, com épocas de erosão e deposição de pacotes sedimentares associados.

As análises integradas de fatores estruturais, estratigráficos e geomorfológicos permitiram delinear um panorama geral da região desde os eventos iniciais da separação do continente sul americano e a África até o presente momento.

8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

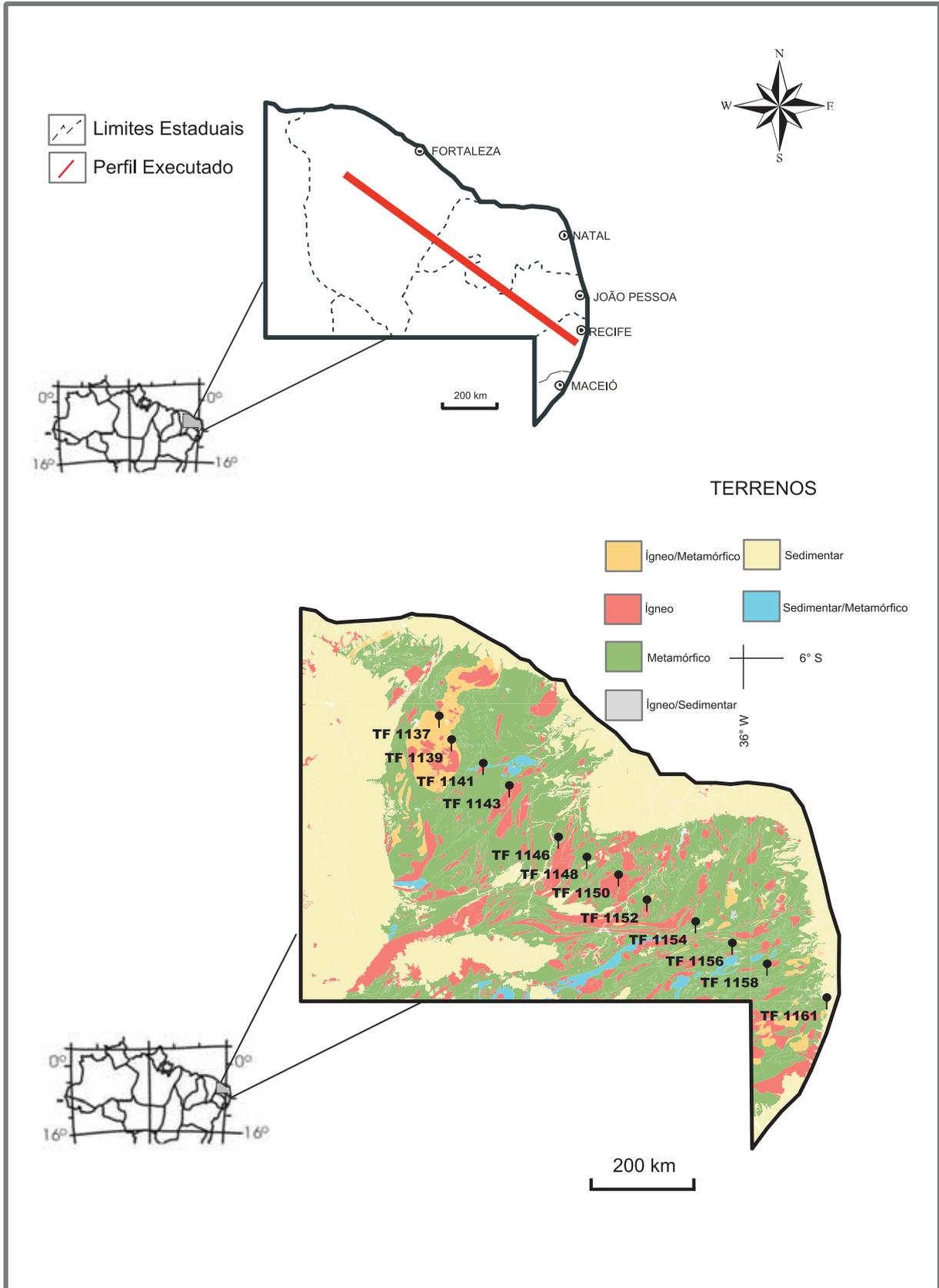
- ALMEIDA, F.F.M DE, HASUI, Y., BRITO NEVES, B.B., FUCK, R.A. 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth Sciences Review*, **1**: 1-29
- ASSINE, M. L. 1990. Sedimentação e tectônica da Bacia do Araripe (Nordeste do Brasil). Dissertação de Mestrado. Universidade Estadual Paulista. 124 p
- ASSINE, M. L.; 2007. Bacia do Araripe. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, **15**: 371 – 389
- BASEI, M. A. S. ; HACKSPACHER, P. C. . Aplicação de Isótopos Na Determinação da Idade de Processos Modificadores da Crosta - Uma Revisão.. In: 5º Simp. Nacional de Est. Tectônicos, 1995. 5º Simp. Nacional de Est. Tectônicos, Atas... GRAMADO-RS. v. 1. p. 374-376
- BRITO NEVES, B. B. 1999. The Cambro-Ordovician of the Borborema Province.. *Boletim IG, Série Científica*, SÃO PAULO – SP. **29**: 175-193
- BRITO NEVES, B. B. 2004 A História dos Continentes- Trajetórias e tramas tectônicas. In: Virgínio Mantesso-Neto; Andrea Bartorelli; Celso dal ré Carneiro; Benjamim Bley de Brito Neves. (Orgs). Geologia do continente Sul-Americano . A Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo-SP: .Beca Produções Culturais Ltda **1**: 123-149
- BUENO, G.V. 2004. Diacronismo de eventos no rifte Sul-Atlântico. *Boletim de Geociências da Petrobrás*.**12** (2):203-229.
- CAMPOS, J.E.G. & DARDENNE, M.A. 1997. Origem e evolução tectônica da Bacia Sanfranciscana. IV Simp. Nacional de Estudos Tectônicos. v 1: p 159
- CLAUDINO SALES, V.; PEULVAST, J.P.; 2007. Evolução morfoestrutural do relevo da margem continental do Estado do Ceará, Nordeste do Brasil. *Caminhos da Geografia*. **7**: 7 – 21
- CONDÉ, C. C.; LANA, C. C.; ROESNER, H. E.; MORAIS NETO, J. M.; DUTRA, C. D.; 2007. Bacia do Ceará. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, **15**: 347 – 355
- DANTAS, E.L., HACKSPACHER, P.C., VAN SCHMUS, W.R., DE BRITO NEVES, B.B.,1998. Archean accretion in the São José do Campestre massif, Borborema Province, northeast Brazil. *Revista Brasileira de Geociências* **28**: 221–228.
- DUNKL, I. 2001. The additional parameters – a short introduction to the data handling with TRACKKEY 4.1. *On Track*, **11**: 19-22. EBERT H. 1970 The Pré-Cambrian Geology of the “Borborema” belt. *Geol. Rundschau*, **59**(H.3): 1292-1326.
- FRACALOSSO, C. P. 2007. Uso da termocronologia por traços de fissão em apatita no reconhecimento de áreas de recarga e análises isotópicas de ²³⁴U/²³⁸U em águas subterrâneas do aquífero Itararé no município de Americana (SP). Dissertação de Mestrado. Universidade Estadual Paulista. 94 p.
- FRANCO, A.O.B. 2006. Termocronologia por Traços de Fissão em Apatitas na região do Arco de Ponta Grossa, entre os alinhamentos de Guapiara e São Jerônimo-Curiúva. Dissertação de Mestrado. Universidade Estadual Paulista. 141p.
- GUNNELL, Y. 2000. Apatite fission track thermochronology: an overview of its potential and limitations in geomorphology. *Basin Research*, **12**: 115-132.
- HACKSPACHER, P.C.; RIBEIRO, L. F. B.; RIBEIRO, M.C.S.; HADLER NETO, J. C.; TELLO, C.A.S. 2003. A origem da Serra do Mar. Termocronologia por traços de fissão em apatitas. In: SBG, Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 3, Armação de Búzios, *Boletim de Resumos*, 384-385.
- HADLER NETO, J.C.; LUNES, P.J.; PAULO, S.R.; TELLO, S.C.A. 1995. Obtenção de histórias térmicas de varias regiões geologicamente compatíveis usando análise de traços de fissão em apatitas. *Revista brasileira de Física Aplicada e Instrumentação*. **10**:1-10.

- HARMAN, R., GALLAGHER, K., BROWN, R., RAZZA, A., BIZZI, L., 1998. Accelerated denudation and tectonic/geomorphic reactivation of the cratons of northeastern Brazil during the Late Cretaceous. *Journal of Geophysical Research – Solid Earth* 103 (11), 27091–27105
- IUNES, P.J.; HADLER N., J.C.; BIGAZZI, G.; TELLO S., C.A.; GUEDES, S.; PAULO, S.R. 2002. Durango apatite fission-track dating using length-based age corrections and neutron fluence measurements by natural thorium thin films and U-doped glasses calibrated through natural uranium thin films. *Chemical Geology*. **187**: 201-211
- MATOS, R.M.D., 1992. The Northeast Brazilian rift system. *Tectonics* 11, 766–791
- MOHRIAK, W. U. 2004. Recursos Energéticos associados à Ativação Tectônica Mesozóico-Cenozóica da América do Sul. In: V.Mantesso Neto; A. Bartorelli; C. D. R. Carneiro; B. B. B. Neves (Orgs.). *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo-SP: Beca Produções Culturais Ltda **1**:: 293-318
- MORAIS NETO, J.M., HEGARTY, K., KARNER, G.D., 2005–2006. Abordagem preliminar sobre paleotemperatura e evolução do relevo da bacia do Araripe, Nordeste do Brasil, a partir da análise de traços de fissão em apatita. *B. Geoci. PETROBRAS* 14, 113–119
- MORAIS NETO, J. M. ; GREEN, P.F. ; KARNER, G. D. ; ALKMIM, F. F. 2008. Age of the Serra do Martins Formation, Borborema Plateau, northeastern Brazil: constraints from apatite and zircon fission track analysis..*Boletim de Geociências da PETROBRAS*, **16**: 23-52
- MORAIS NETO, J.M., HEGARTY, K.A., KARNER, G.D., ALKMIM, C, F.F. 2009. Timing and mechanisms for the generation and modification of the anomalous topography of the Borborema Province, northeastern Brazil. *Marine and Petroleum Geology*. **26**: 1070-1086
- NÓBREGA, M.A., S, J.M., BEZERRA, F.H.R., HADLER NETO, J.C., IUNES, P.J., GUEDES, S., TELLO SAENZ, C.A., HACKSPACHER, P.C., LIMA-FILHO, F.P., 2005. The use of apatite fission track thermochronology to constrain fault movements and sedimentary basin evolution in northeastern Brazil. *Rad. Meas.* 39, 627–633.
- NOGUEIRA, J. F.; 2004. *Estrutura, geocronologia e alojamento dos batólitos de Quixadá, Quixeramobim e Senador Pompeu - Ceará central*. Tese de Doutorado. Universidade Estadual Paulista.
- OLIVEIRA, D. C.; 1992. *O papel do enxame de diques em Rio Ceará Mirim na evolução tectônica do Nordeste Oriental (Brasil); Implicações na formação do rifte Potiguar*. Tese de Mestrado. Escola de Minas de Ouro Preto – UFOP, 172 p
- OLIVEIRA, D. C. Tectonismo precursor do rifteamento Rio da Serra na Bacia do Recôncavo e sua influência na estrutura do campo de remanso.. In: 5º Simp. Nacional de Est. Tectônicos, 1995. *Atas.. GRAMADO-RS*. v. 1. p. 267
- OLIVEIRA, D. C.; 2001. Reevaluation of the tectono-magmatic evolution of the Jaibaras Trough (Northeast Brazil). *Acta Geológica Hispanica*, **36**: n. 1, 53-95
- PARENTE, C. V.; SILVA FILHO, W. F.; ALMEIDA, A. R. 2004. Bacias do Estágio de Transição do Domínio Setentrional da Província Borborema (PARTE INTEGRANTE DO TEXTO BACIAS DO E STÁDIO DA TRANSIÇÃO DA PLATAFORMA SUL-AMERICANA. In: VIRGINIO MANTESO NETO; ANDREA BARTORELLI; CELSO DAL RÉ CARNEIRO; BENJAMIN BLEY DE BRITO NEVES. (Orgs.). *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. **1**: 525 – 535
- PEREIRA, M. J. As discordâncias Eoaptianas – Eoalbianas na placa Sul Americana e suas implicações geodinâmicas; a orogenia – tafrogenia aptiana. In: 5º Simp. Nacional de Est. Tectônicos, 1995. p 301

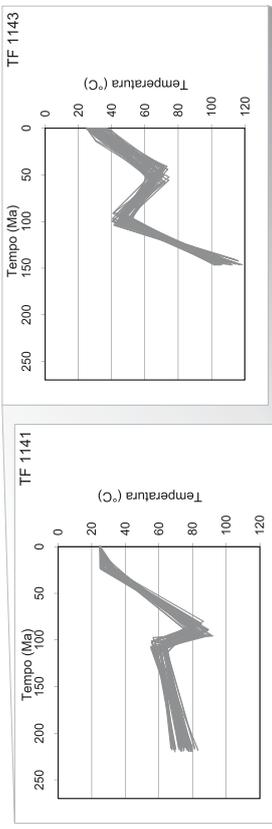
- PESOA NETO, C. O.; SOARES, M. U.; FERNADES DA SILVA, J. G.; ROESNER, E. H.; FLORENCIO, C. P.; VALENTIN DE SOUZA, C. A. 2007. Bacia Potiguar. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, **15**: 357 – 369
- PEULVAST, J.P., CLAUDINO SALES, V., 2004. Stepped surfaces and palaeolandforms in the northern Brazilian “nordeste”: constraints on models of morphotectonic evolution. *Geomorphology*. **62**: 89–122.
- PEULVAST, J.P.; CLAUDINO SALES, V.; BÉTARD, F.; GUNNELL, Y. 2008. Low postCenomanian denudation depths across the Brazilian Northeast: Implications for long-term landscape evolution at a transform continental margin. *Global and Planetary Change* **62**: 39–60
- RIBEIRO, M. C. S. 2007. Termocronologia e história denudacional da Serra do Mar e implicações no controle deposicional da Bacia de Santos. Tese de Doutorado. Universidade Estadual Paulista. 227 p.
- SARAIVA DOS SANTOS, T. J.; GARCIA, M. G. M.; Amaral, W. S.; Caby, R.; Wernick, E.; Arhau, M. H.; Dantas, E. L.; Santosh M. 2009. Relics of eclogite facies assemblages in the Ceará Central Domain, NW Borborema Province, NE Brazil: Implications for the assembly of West Gondwana. *Gondwana Research*. **15**: 454 – 470
- SCHOBENHAUS, C.; BRITO NEVES, B.B. 2003. A Geologia do Brasil no Contexto da Plataforma Sul-Americana In: L. A. Bizzi, C. Schobbenhaus, R. M. Vidotti e J. H. Gonçalves (eds.) Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil. 5 – 33 TELLO, S. C.A.; HACKSPACHER, P. C.; HADLER NETO, J. C.; IUNES, P. J.; GUEDES, PAULO, S. R.; RIBEIRO, L. F. B. 2003. Recognition of Cretaceous, Paleocene and Neogene Tectonic Reactivation, through Apatite Fission-Track Analysis, in Precambrian areas of the Southeast Brazil: Association with the South Atlantic Ocean Opening. *Journal of South American Earth Science*, **15**: 137 – 142.
- VAN SCHMUS, W. R.; BRITO NEVES, B. B.; WILLIAMS, I. S.; HACKSPACHER, P. C.; FETTER, A. H.; DANTAS, E. L.; BABINSKI, M. 2003. *The Seridó Group of NE Brazil, a late Neoproterozoic pre- to syn-collisional basin in West Gondwana: insights from SHRIMP U–Pb detrital zircon ages and Sm–Nd crustal residence (TDM) ages*. *Precambrian Research*. **127**: 287–327
- VAZ, T. P.; REZENDE, G. A. M.; WANDERLEY FILHO, R. J.; TRAVASSOS, W. A. S.; 2007. Bacia do Parnaíba. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, **15**: 253 – 263
- ZALÁN, P. V. 2004. Evolução Fanerozóica das Bacias Sedimentares Brasileiras. In: V.Mantesso Neto; A. Bartorelli; C. D. R. Carneiro; B. B. B. Neves (Orgs.). *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo-SP: Beca Produções Culturais Ltda **1**:: 595-612.
- WAGNER, G. & VAN DEN HAUTE, P. 1992. *Fission Track Dating*. Kluwer Academic Publishers, 283 p.

Anexo I

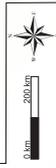
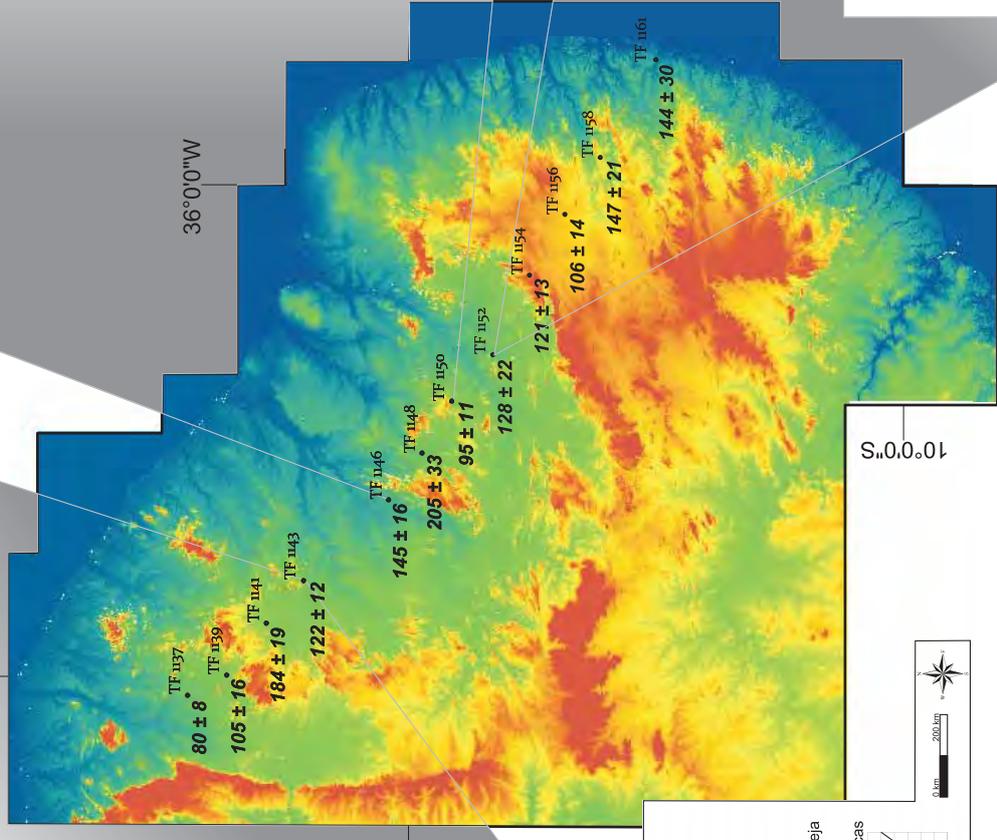
Localização dos pontos amostrados para a Datação por Traços de Fissão em apatitas



1



40°0'0"W



Anexo II

Domínios distintos com as respectivas histórias térmicas

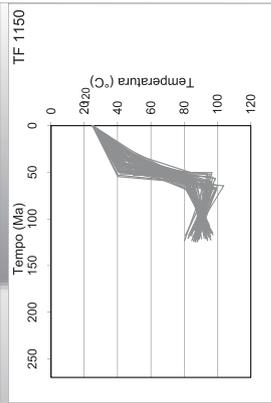
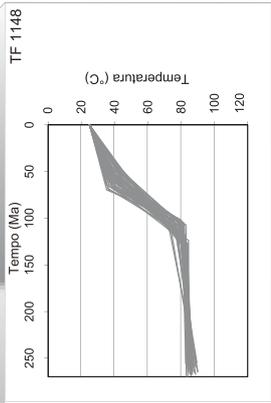
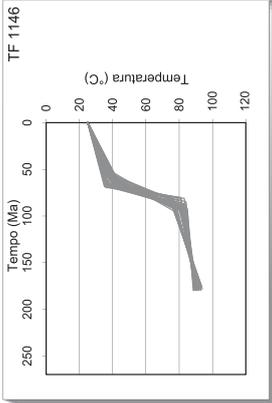
- 1 Domínio Ceará Central
- 2 Domínio Cariri-Poçoquar
- 3 Domínio da Depressão Sertaneja

Altitude

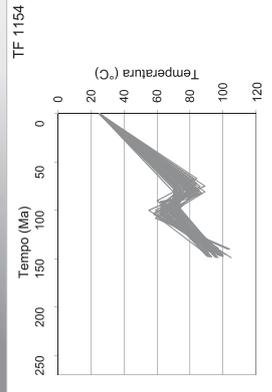
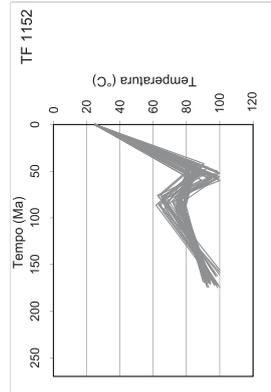
max min

Histórias Térmicas

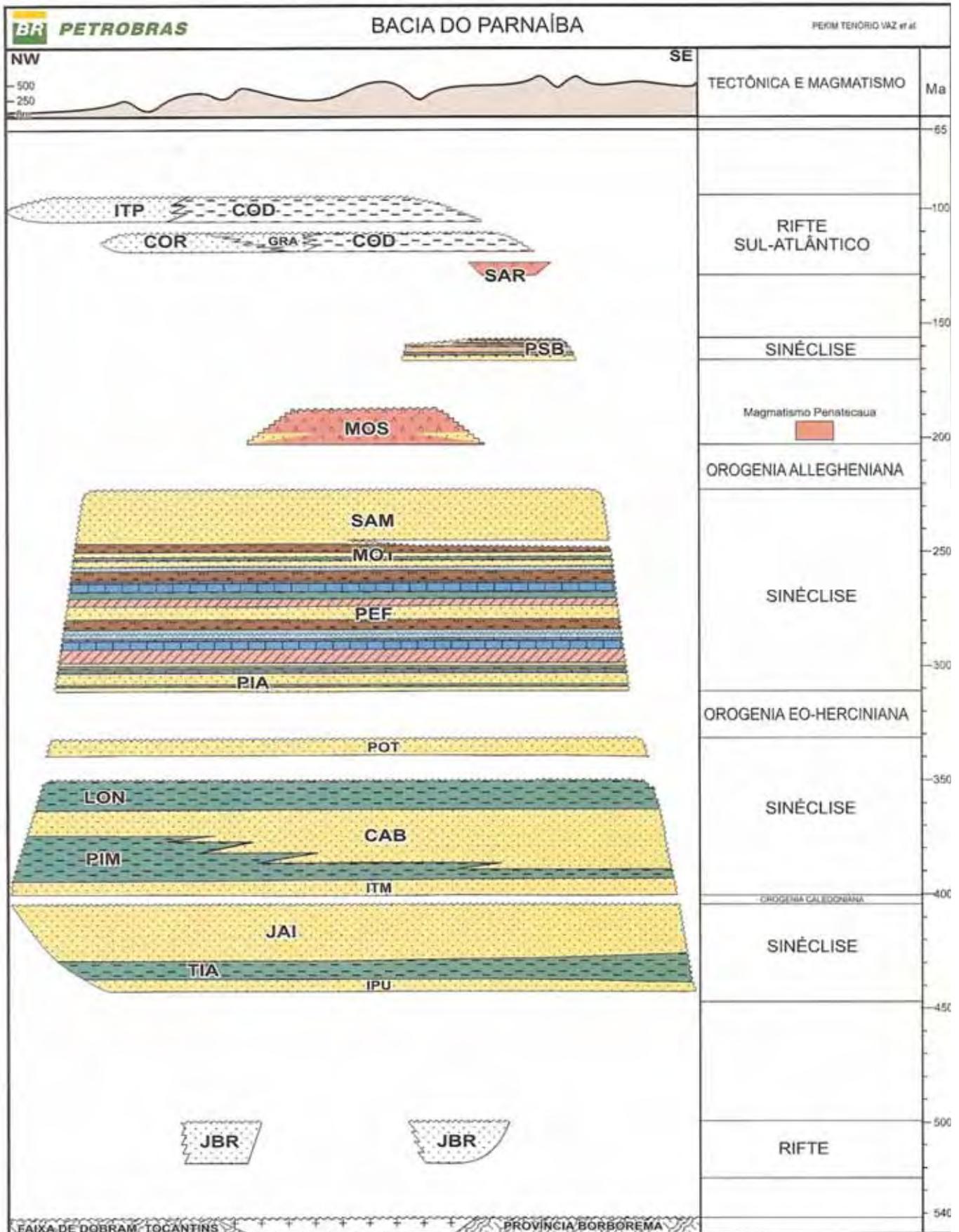
2



3

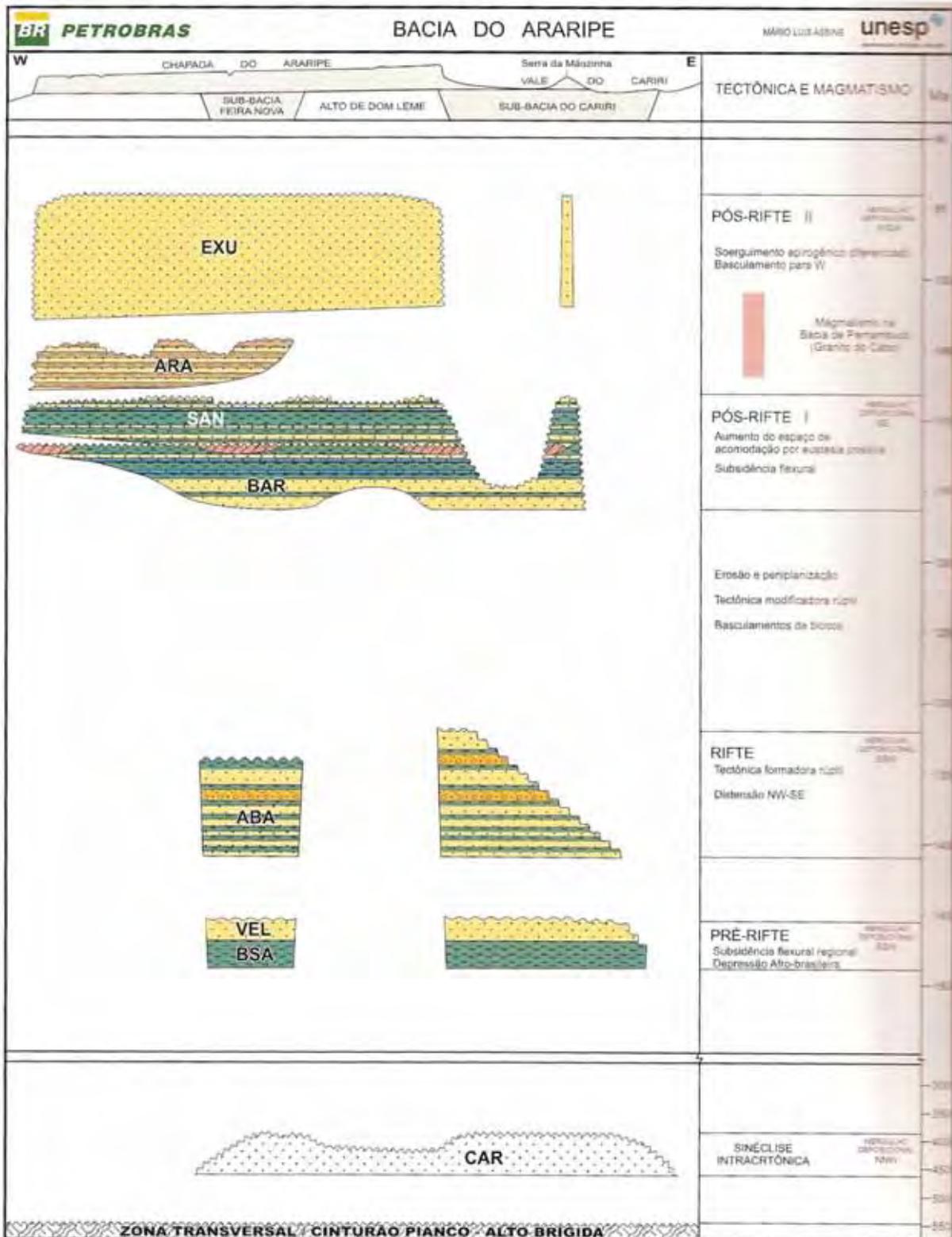


Anexo III



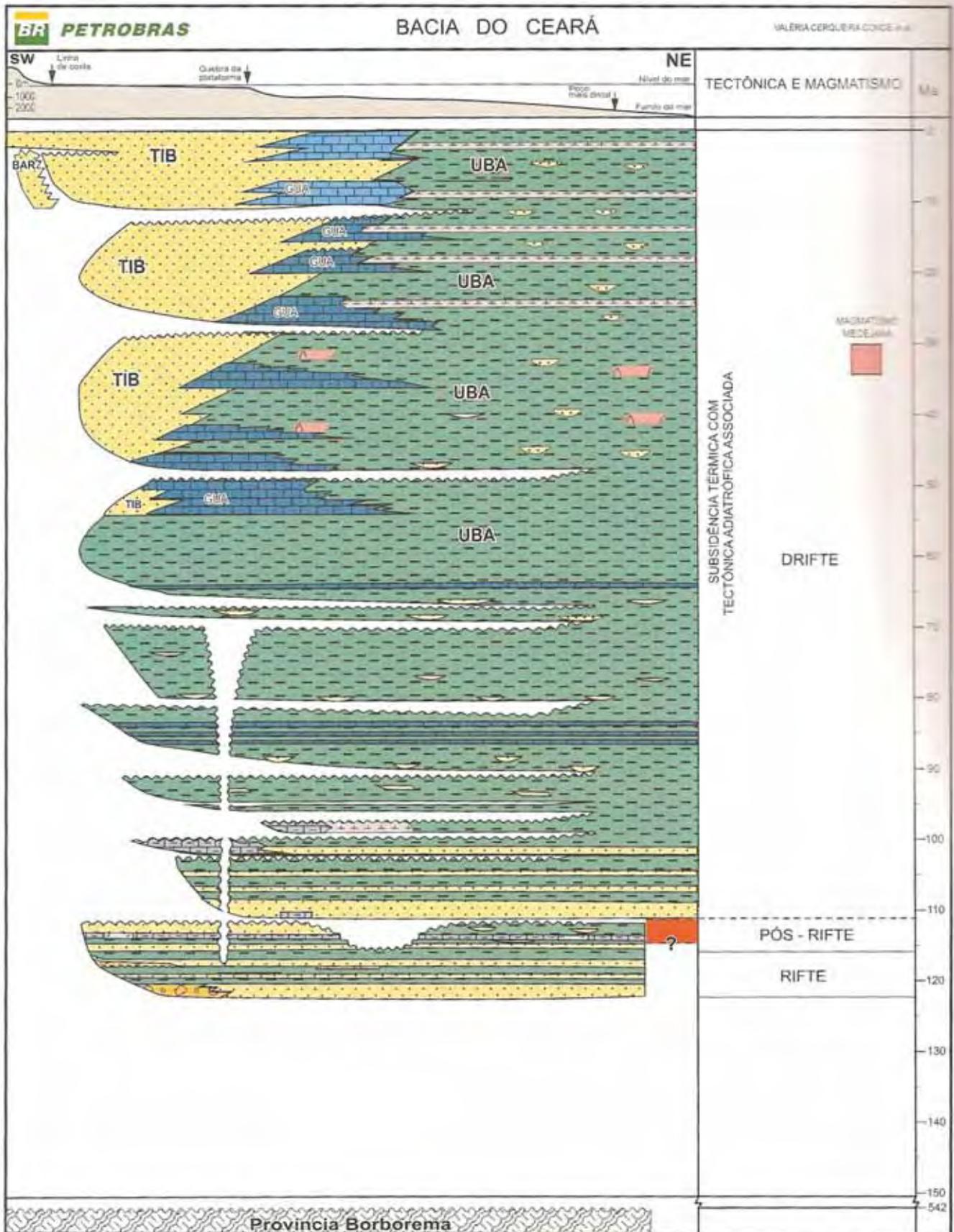
Carta Estratigráfica da Bacia do Parnaíba. Fonte: Vaz et al. (2007).

Anexo IV



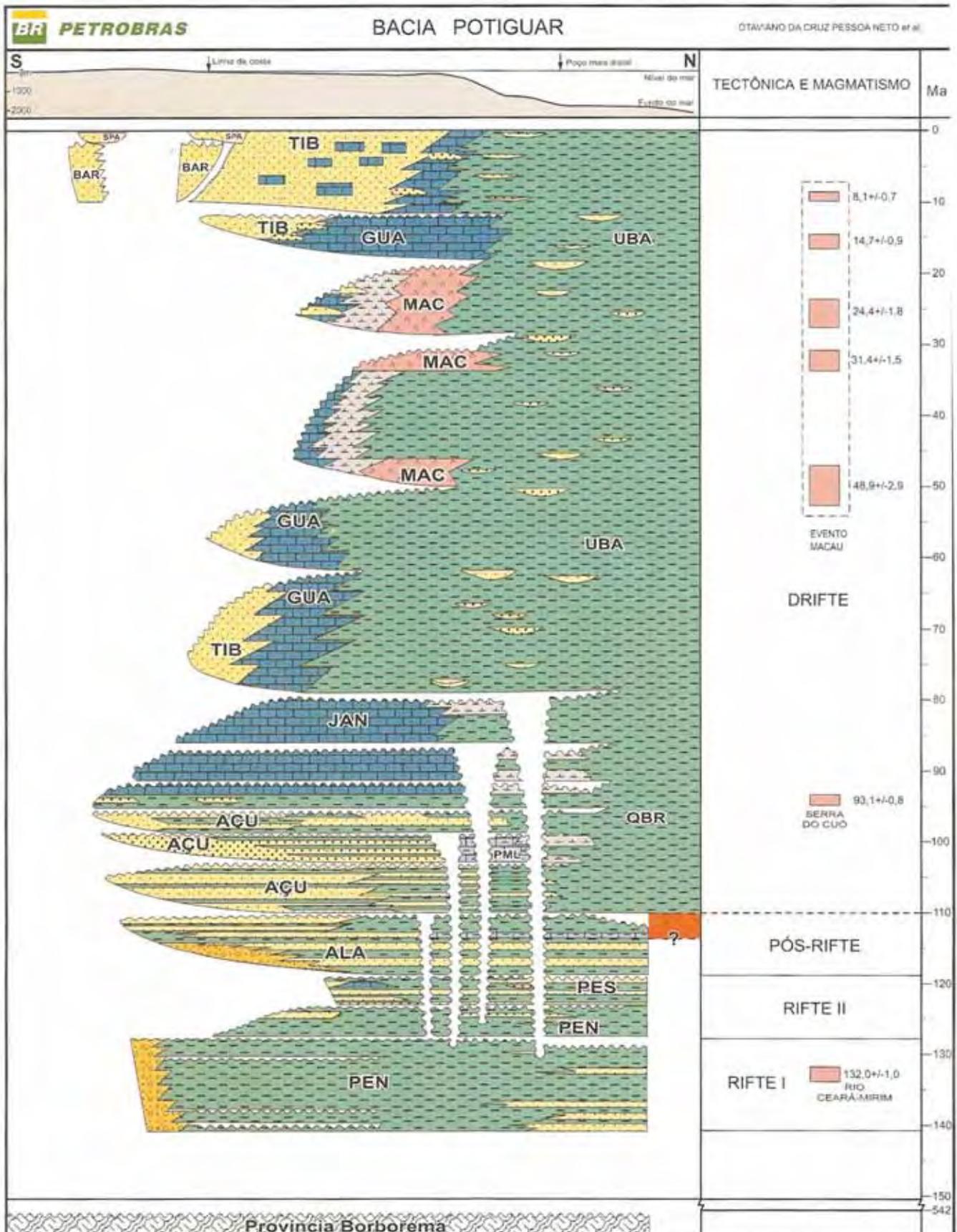
Carta Estratigráfica da Bacia do Araripe Fonte: Assine (2007).

Anexo V



Carta Estratigráfica da Bacia do Ceará. Fonte: Condé et al. (2007).

Anexo VI



Carta Estratigráfica da Bacia Potiguar Fonte: Pessoa Neto et al. (2007).

UNESP - UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA
Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Campus de Rio Claro (SP)

ANDREW GEORGE MOJZESZOWICZ

**EVOLUÇÃO DA TECTÔNICA RÚPTIL NO NORDESTE DO BRASIL
BASEADA NA TERMOCRONOLOGIA POR TRAÇO DE FISSÃO
EM APATITA.**

Rio Claro – SP
2009

ANDREW GEORGE MOJZESZOWICZ

**EVOLUÇÃO DA TECTÔNICA RÚPTIL NO NORDESTE DO BRASIL
BASEADA NA TERMOCRONOLOGIA POR TRAÇO DE FISSÃO
EM APATITA.**

Orientador: Prof. Dr. Peter Christian Hackspacher

*Trabalho de Conclusão do Curso de Geologia do
Instituto de Geociências e Ciências Exatas – UNESP,
campus de Rio Claro, como parte das exigências para
o cumprimento da disciplina Trabalho de Conclusão
de Curso no ano letivo de 2009”*

Rio Claro – SP
2009

550 Mojzeszowicz, Andrew George
M715e Evolução da tectônica rúptil no nordeste do Brasil baseada na
termocronologia por traço de fissão em apatita / Andrew George
Mojzeszowicz. - Rio Claro : [s.n.], 2009
64 f. : il., figs., gráfs., tabs., mapas + mapa

Trabalho de conclusão de curso (Geologia) - Universidade Estadual
Paulista, Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Orientador: Peter Christian Hackspacher

1. Geologia. 2. Geocronologia. 3. Província Borborema. 4. Datação. 5.
História térmica. I. Título.

Ficha Catalográfica elaborada pela STATI - Biblioteca da UNESP
Campus de Rio Claro/SP

..”Tertullianus flebili et dormitatus bovinus”..

RESUMO

Os resultados da análise de traço de fissão em apatita de doze amostras coletadas ao longo de uma transecta ao longo da Província Borborema, no Nordeste do Brasil, evidenciaram dois grandes eventos paleotermiais: um evento de resfriamento ocorrido entre o Albiano e o início do Cenomaniano (110 – 80 Ma) e um segundo evento de resfriamento com início no Eopaleógeno (66 Ma). Dada a vasta expressão da área estudada (perfil ao longo de quatro estados brasileiros) foi possível realizar uma correlação da distribuição dos dados de traço de fissão com atual panorama geológico / geomorfológico, levando em conta o passado tectono – estratigráfico da área e sua evolução termocronológica até o presente momento. O fato de a ferramenta termocronológica empregada constituir um geotermômetro relativamente raso forneceram subsídios para o entendimento do comportamento tectônico rúptil do embasamento cristalino, permitindo a análise da origem e reativação de falhas e bacias sedimentares associadas, no contexto de separação dos continentes América do Sul – África

Palavras Chave: Província Borborema; evolução termocronológica; comportamento tectônico rúptil; separação dos continentes

ABSTRACT

Results of apatite fission tracks from twelve samples collected across a Borborema Province transect, northeastern Brazil, revealed two major paleothermal events: a cooling event occurred between Albian and late Cenomanian (110 - 80 Ma) and a second cooling event starting on early Paleocene (66 Ma). Given the wide expression of the studied area (sampling trend along four Brazilian states) a correlation between the distribution of fission track data and the current geological / geomorphological scenario was made possible, considering the area's tectono - stratigraphic past and its thermochronologic evolution until now. The fact that the employed thermochronologic tool relates to a relatively shallow geothermometer, substantially information for understanding the behavior of basement brittle tectonic was achieved. These data were used to analyze faults origin and reactivation, associated with sedimentary basins evolution in the context of South America - Africa continental breakup.

Keywords: Borborema Province; thermochronologic evolution; brittle tectonic behavior; continental breakup

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	<u>1</u>
2. OBJETIVOS	<u>2</u>
3. MÉTODOS	<u>3</u>
4. QUADRO GEOLÓGICO REGIONAL	<u>20</u>
5. RESULTADOS	<u>39</u>
6. INTERPRETAÇÕES	<u>52</u>
7. CONCLUSÕES	<u>58</u>
8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	<u>62</u>

ÍNDICE

1. INTRODUÇÃO	1
2. OBJETIVOS	2
3. MÉTODOS	3
3.1 Introdução	3
3.1.1 Definição do Traço de Fissão (TFA)	3
3.1.2 Formação de Traços	4
3.1.3 <i>Annealing</i> dos Traços de Fissão (Encurtamento dos traços pela Temperatura)	5
3.1.4 Revelação de Traços de Fissão	6
3.2 Preparação das Amostras	8
3.3 Métodos de Análise de Grãos de Apatia	10
3.4 Equações	12
3.4.1 Equação Fundamental da Idade	12
3.4.2 Equação Prática da Idade	13
3.5 Sistemas de Datação	14
3.5.1 Calibração Absoluta	15
3.5.2 Calibração por Idade Padrão – Zeta (ζ)	15
3.6 Métodos Experimentais	17
3.6.1 Método do Detector Externo (<i>EDM</i>)	17
3.7 Histórias Térmicas	18
3.8 Método x Correlação Geológica	20
4. QUADRO GEOLÓGICO REGIONAL	21
4.1 Província Borborema	21
4.1.1 Zonas de cisalhamento	22
4.2 Regime Tectônico	25
4.2.1 Arcabouço Tectônico	26
4.2.2 Estágios Pré – Riffe	27
4.2.3 Estágios Riffe	28
4.2.3.1 <i>Jurássico Inferior</i>	28
4.2.3.2 <i>Jurássico Superior – Cretáceo Inferior</i>	28
4.2.3.3 <i>Cretáceo Médio – Superior</i>	29
4.2.3.4 <i>Cretáceo Superior</i>	30
4.2.3.5 <i>Paleógeno</i>	30
4.3 Bacias Sedimentares x Tectônica	31
4.4 Bacias Sedimentares Fanerozóicas	31
4.4.1 Paleozóico	32
4.4.2 Mesozóico	32
4.4.2.1 <i>Pré-Riffe</i>	32
4.4.2.2 <i>Riffe</i>	33
4.4.2.2 <i>Pós – Riffe</i>	34
4.4.3 Mesozóico Superior / Cenozóico	35
4.5 Dinâmica Supracrustal	36

5. RESULTADOS	40
5.1 Relação dos valores de idades <i>versus</i> comprimento de traços	44
5.2 Relação dos valores de idades <i>versus</i> altitude	45
5.3 Idades por Traço de Fissão em Apatita	45
5.4 Modelagem das Histórias Térmicas	48
5.5 Compartimentos Crustais	52
5.5.1 Domínio Ceará Central	52
5.5.2 Domínio Cariri-Potiguar	52
5.5.3 Domínio da Depressão Sertaneja	53
6. INTERPRETAÇÕES	53
6.1 Domínio Ceará Central	53
6.2 Domínio Cariri – Potiguar	55
6.3 Domínio da Depressão Sertaneja	56
7. CONCLUSÕES	59
8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	61

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1: Representação de Íon Explosion Spike Theory e formação dos traços de fissão em mineral. Fonte: Modificado de Gallagher et al. (1998) apud Franco (2006).	4
Figura 2: Bloco diagrama ilustrando o zoneamento termal da porção superior da crosta com influência direta na constituição dos traços de fissão em apatita.	6
Figura 3: Diversos traços em um grão de apatita. Fonte: http://www.lib.utexas.edu/geo/ontrack/ontrak10/OnTrack10_2.gif	8
Figura 4: – Método do Detector Externo. Fonte: Modificado de Gallagher et al. (1998) apud Franco (2006). (Vide Capítulo 3.6.1)	11
Figura 5: Curvas envelope Tempo x Temperatura. Modificado de Nóbrega et al. (2005).	19
Figura 6: Reconstrução do NE braileiro e NW africano durante o pré -drift vigente entre o início Neoproterozóico e o Eopaleozóico. Extraído de Santos et al. (2009).	22
Figura 7: Domínios tectônicos e principais estruturas da Província Borborema. Extraído de Schobbenhaus & Brito Neves, (2003).	24
Figura 8: Mapa geológico-estrutural da região nordeste do Brasil. Extraído de www.scielo.br/img/fbpe/rbg/v16n2-3/05.gif	25
Figura 9: Quadro geomorfológico do Nordeste do Brasil	37
Figura 10: Correlação e Interpretação de superfícies de erosão no Nordeste brasileiro. Extraído de Peulvast et al. (2008).	38
Figura 11: Mapa de idades respectivas aos pontos amostrados.	43
Figura 12: Gráfico de Idades x Comprimento de Traços Confinados .	44
Figura 13: Gráfico de Idades x Altitude.	45
Figura 14: Mapa de compilação de idades por traço de fissão em apatitas. Modificado de Moraes Neto et al., 2009.	46
Figura 15: Mapa geológico / estrutural da área com gráfico para idades dos pontos amostrados.	47
Figura 16: História térmica e Histograma de traços da amostra TF-1137.	49
Figura 17: História térmica e Histograma de traços da amostra TF-1139.	49

Figura 18: História térmica e Histograma de traços da amostra TF-1141.	49
Figura 19: História térmica e Histograma de traços da amostra TF-1143.	50
Figura 20: História térmica e Histograma de traços da amostra TF-1146.	50
Figura 21: História térmica e Histograma de traços da amostra TF-1148.	50
Figura 22: História térmica e Histograma de traços da amostra TF-1150.	51
Figura 23: História térmica e Histograma de traços da amostra TF-1152.	51
Figura 24: História térmica e Histograma de traços da amostra TF-1154.	51
Figura 25: Considerações acerca dos eventos de resfriamento corridos na região do Platô da Borborema. Extraído de Moraes Neto et al. (2009).	58
Figura 26: Quadro síntese de eventos termiais de grande expressão na área estudada. Modificado de Moraes Neto et al. (2009).	61

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 1 – Localização e características geológicas das amostras coletadas para Datação por Traços de Fissão em apatitas (Vide Anexo I). Fonte: IBGE – Mapa geológico 1:250.000.	41
Tabela 2 – Idades de traços de fissão para as amostras e suas devidas propriedades.	42

ANEXOS

Anexo I – Localização dos pontos amostrados para a Datação por Traços de Fissão em Apatitas

Anexo II – Domínios distintos com as respectivas Histórias Térmicas

Anexo III – Carta Estratigráfica da Bacia do Parnaíba

Anexo IV – Carta Estratigráfica da Bacia do Araripe

Anexo V – Carta Estratigráfica da Bacia do Ceará

Anexo VI – Carta Estratigráfica da Bacia Potiguar

1. INTRODUÇÃO

O presente estudo visa um aprimoramento no conhecimento acerca da evolução Fanerozóica do nordeste do Brasil, a qual envolveu uma série de eventos geológicos atuantes sobre o embasamento pré-cambriano da Província da Borborema.

Em escala regional, a implantação e desenvolvimento do rifte do Atlântico Sul gerou significantes perturbações térmicas, afetando a crosta superior. Os eventos de resfriamento e aquecimento foram detectados pelo emprego da termocronologia por traços de fissão em apatita, e posteriormente interpretados de acordo com a revisão geológica / geomorfológica da área.

A análise estratigráfica das bacias sedimentares nordestinas fornece parâmetros para correlacionar diretamente o quadro tectônico da região com as histórias termo-evolutivas registradas pelas amostras. Índícios de transgressões marinhas, períodos de maior aporte de siliciclásticos na bacia e discordâncias podem situar o contexto da amostra na evolução meso-cenozóica.

A desenvolvimento de uma margem passiva gera uma inquestionável mudança na dinâmica supracrustal, a qual foi marcada por eventos de intensa atividade tectônica interpolada por períodos de quiescência. Em virtude destes fatores, o pacote rochoso próximo à superfície está sujeito a mudanças no gradiente termal, registradas durante o alçamento ou subsidência (relacionados a falhamentos), bem como períodos de modificação do modelado da superfície (geração de superfícies de aplainamento).

A termocronologia por traços de fissão em apatita foi amplamente utilizada para a obtenção da idade respectiva história térmica para cada amostra. Foi possível sugerir padrões de comportamento agrupados em segmentos com semelhantes propriedades termo-evolutivas. A compartimentação dos sugeridos blocos crustais leva em conta os eventos por estes registrados, a saber pelas evidentes deformações no Triássico superior e o Cretáceo superior, que relatam ao *breakup* do Atlântico – Sul e também pelas reativações neotectônicas cenozóicas.

Apesar de um longo trajeto evolutivo, que envolve colagens orogênicas e estágios de cratonização do Gondwana Ocidental (TELLO et al. 2003), as rochas arqueanas e proterozóicas da Província Borborema subsidiam considerações acerca de eras mais recentes (Mesozóica a Cenozóica), após a ruptura do supercontinente Pangea, visto que a análise de traços de fissão em apatita possibilita obter informações sobre amostras presentes na atual superfície até períodos em que as mesmas situaram-se em profundidades que remetem a temperaturas de no máximo 120 °C.

Entretanto, há de se ressaltar a relevância das estruturas pré-cambrianas em virtude de orquestrar os eventos de soerguimento mais recentes do embasamento em uma vasta região do nordeste brasileiro, caracterizados pela reativação de zonas de falha, erosão e

deposição. As futuras considerações deverão fornecer uma nova perspectiva regional para a área. Para tal, é de tentativa deste trabalho a correlação de cada amostra datada com sua recém-gerada história térmica, sendo que a análise coletiva do conjunto amostrado proporcionará um entendimento de grandes eventos termotectônicos atuantes na área.

Neste cenário, faz-se uso da metodologia envolvendo os traços de fissão em apatita para identificar possíveis anomalias termais inerentes ao segmento superior da crosta. A movimentação decorrente da atuação de uma provável tectônica rúptil em toda a área registra estas anomalias, e espera-se obter dados quantitativos e qualitativos que possibilitem uma melhor compreensão da estruturação e comportamento do arcabouço rúptil do nordeste brasileiro.

2. OBJETIVOS

As reativações ocorridas após o Paleozóico são atribuídas à importantes perturbações termais (TELLO et al., 2003). Estas perturbações implicaram expressivas mudanças, condicionadas às características herdadas do embasamento pré-cambriano, na ordem de provocar um afinamento crustal da litosfera e consequente soerguimento epirogenético, relatando ao fim do Permiano. A partir deste momento, as trajetórias tectônica e de erosão / sedimentação experimentada pela região nordeste do Brasil condicionaram o presente quadro geológico e geomorfológico.

Esta monografia possui como objetivo identificar localmente as idades e trajetórias de diversas amostras ao longo de quatro estados brasileiros (Anexo I), para assim identificar as particularidades de cada região estudada; contudo é importante frisar, dada a expressividade da área estudada, a notória existência de um conjunto de dados incompletos ou divergentes, aliados à grande diversidade de escolas em diferentes países (BRITO NEVES, 2002).

Por este exato motivo, a importância deste atual trabalho reside na tentativa de se correlacionar grandes eventos termotectônicos com as feições hoje encontradas (bacias sedimentares, superfícies de erosão, altos topográficos) de forma conjunta, ao longo de um único perfil de amostragem inserido no amplo panorama geológico nordestino.

Tendo por base o gradiente geotermal de 30°C/km, com a temperatura da superfície de aproximadamente 25°C, o método termocronológico empregado é de grande valia para se obter possíveis informações acerca de um pacote rochoso a 1 km da superfície até ~ 3 km de profundidade, fornecendo assim importantes considerações sobre os eventos relacionados à crosta rúptil. Isto ocorre dado o fato dos litotipos datados exibirem seu registro termo-evolutivo desde a atual superfície até profundidades respectivas à temperatura de 120° C. A isoterma de 120° C corresponde à máxima profundidade de

retenção de traços de fissão em apatita. Em maiores profundidades (com maiores temperaturas) os traços de fissão são completamente apagados após sua formação.

3. MÉTODOS

3.1 Introdução

O contínuo avanço e aprimoramento das tecnologias que envolvem métodos de quantificação experimentais acarretam enormes benefícios para a geologia como um todo (BASEI & HACKSPACHER, 1995). Segundo os mesmo autores, a determinação de variáveis tais como temperatura e idades, ambas relacionadas a sistemas rochosos, experimentou grande inovação a partir da década de 60, com a utilização de aparelhos e tecnologias mais avançadas.

Cada vez mais o uso desta ferramenta geocronológica tem sido utilizado para o estudo de eventos de soerguimento e epirogênese, os quais estão intimamente relacionados a alinhamentos tectônicos e posteriores movimentações decorrentes da dinâmica rúptil da crosta.

3.1.1 Definição do Traço de Fissão em Apatita (TFA)

O traço de fissão nada mais é do que um defeito no retículo cristalino de minerais causado pela fissão espontânea do U^{238} . A sua trajetória pela estrutura do mineral induzem ionizações através da interação eletrônica com os átomos do retículo do mineral, criando íons positivos na rede cristalina do mineral.

Estes átomos ionizados passam a se repelir e se afastam, mas em seguida eles retornam elasticamente para um local diferente que o original, pois os fragmentos oriundos da fissão nuclear do U^{238} deslocam átomos em sua trajetória. O material responsável pelo registro dos traços é denominado de detector. Quando a partícula já não se encontra ionizada, e esta zona de defeitos permanece no detector, é concebido o traço latente. O comprimento de um traço nuclear típico, em qualquer mineral, possui uma variação entre 1 μm até alguns milímetros, sendo que sua dimensão depende em parte da carga e energia da partícula carregada, e ainda da composição do detector utilizado a qual pode ser vidro, plástico ou outros minerais (WAGNER & VAN DEN HAUTE, 1992).

Através de ataque controlado, reagentes químicos propiciam o espessamento dos traços, dada esta zona defeituosa constituir uma região preferencial para a percolação dos reagentes. Este processo é responsável por tornar os traços microscopicamente visíveis (GALLEGHER et al. 1998).

3.1.2 Formação de Traços

Os traços de fissão peculiarmente formados em sólidos chamaram a atenção da comunidade científica, sendo que para explicar tal fato atribuiu-se o termo *Spike* a um curto e intenso evento causado pela trajetória de uma partícula eletricamente carregada através de um elemento sólido. Com o aprimoramento desta teoria, constatou-se que o U^{238} constitui o isótopo mais comum presente na forma de impureza na rede cristalina de determinados minerais.

Segundo Fleisher et al. (1975) apud Franco, (2006), o decaimento do átomo de Urânio por fissão espontânea é responsável pela geração de dois fragmentos com massa atômica média entre 95 e 135 (explosão de ionização), os quais percorrem trajetórias diametralmente opostas, dissipando altos valores de energia, entre ~100 e 70 MeV, respectivamente.

O chamado traço latente (Figura 1) é formado dado o alcance dos fragmentos de fissão que interagem com os átomos da rede cristalina em seu percurso. Um *stress* local na rede cristalina é provocado, ao passo que a relaxação elástica que ocorre sobre as vacâncias formadas irá permitir a observação dos traços ao microscópio eletrônico (WAGNER & VAN DEN HAUTE, 1992).

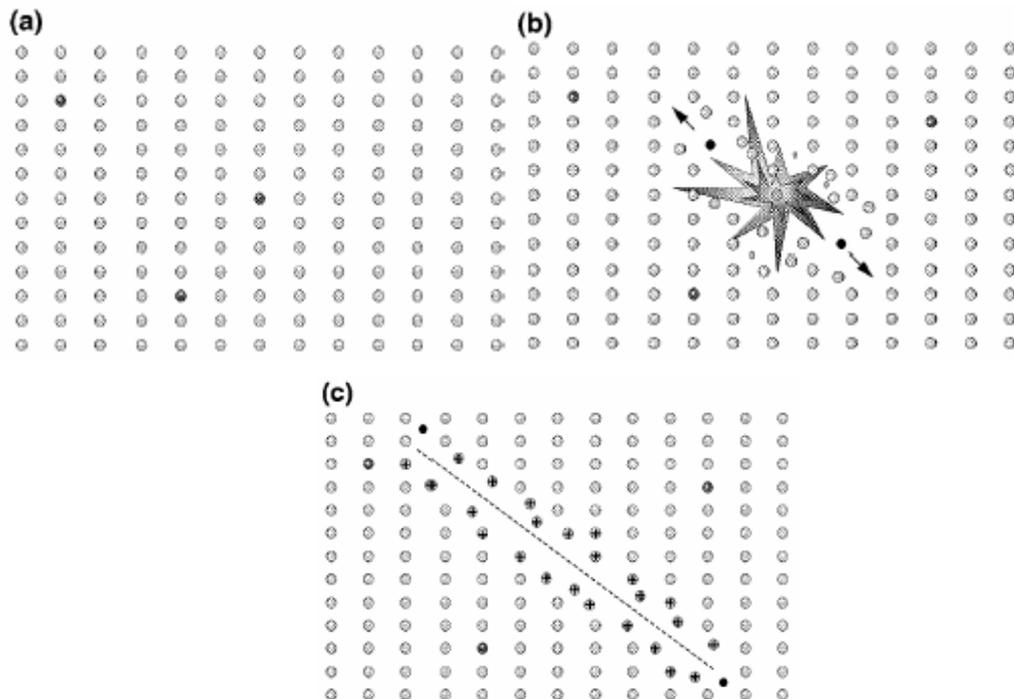


Figura 1: Representação de Íon Explosion Spike Theory e formação dos traços de fissão em um mineral. Fonte: Modificado de Gallagher et al. (1998) apud Franco (2006).

Segundo Wagner & Van Den Haute (1992), para a realização de estudos termocronológicos a partir de traços de fissão em apatitas, faz-se necessário uma determinação apurada do número de átomos fissionados de ^{238}U e ^{235}U por unidade de volume (densidade) nos minerais, vidros e plásticos (detectores). O número de traços por unidade de volume (densidade de traço) há de ser derivada do número de traços contados por unidade de área na superfície observada (densidade de traço superficial).

A relação teórica entre a densidade de traço espacial (volume) e superficial (área) pode ser derivada a partir das simplificações a seguir (WAGNER E VAN DEN HAUTE, 1992)

- ✓ Os átomos fissionados são homogeneamente distribuídos através do volume do sólido (detector);
- ✓ Todos os traços no sólido são de igual comprimento l e o início da fissão é o centro de cada traço;
- ✓ Os traços apresentam distribuição isotrópica, ou seja: não exibem direção preferencial, sendo a probabilidade de formação do traço no detector, a mesma em todas as direções.

3.1.3 *Annealing* dos Traços de Fissão (Encurtamento dos traços pela Temperatura)

Quando o a rocha hospedeira do mineral analisado é submetida a temperaturas elevadas, a tendência é que haja uma reordenação da estrutura cristalina do sólido que abriga os traços de fissão. A este processo dá-se o nome de *annealing*, tendo como resultado um encurtamento dos traços confinados e redução da densidade superficial e conseqüente geração de uma idade aparente mais jovem do que a real GUEDES et al. (2004) apud FRACALOSSO, (2007).

Este processo possui direta influência nas medidas do comprimento dos traços, os quais são freqüentemente apresentados como histogramas especificados pelo valor médio e desvio padrão (WAGNER & VAN DEN HAUTE, 1992); os histogramas obtidos são o alicerce cabal para delinear as histórias térmicas (Capítulo 3.8 - Histórias Térmicas).

Tendo por base o gradiente geotermal de $30^\circ\text{C}/\text{km}$, com a temperatura da superfície de aproximadamente 25°C , é possível obter informações do pacote rochoso até cerca de 3 km de profundidade, sendo estas muito valorosas para a compreensão do comportamento superior da crosta.

A Figura 2 ilustra o zoneamento crustal com direta influência na geração / apagamento dos traços. Para temperaturas superiores a 120°C ($\sim 3\text{km}$), todos os traços gerados são completamente “apagados” após sua formação, impedindo qualquer identificação de eventos ocorridos em maiores profundidades através desta ferramenta termocronológica. A esta região dá-se o nome de Zona de *Annealing* Total.

Já a Zona de *Annealing* Parcial compreende profundidades aproximadamente entre 1 e 3 km. Nos minerais de apatita presente em amostras situadas nesta zona, entre 120 e 60 °C, os traços de fissão deixam de ser apagados após sua recém formação, e podem sofrer ou não um encurtamento do seu comprimento. A modelagem das histórias térmicas baseia-se nos histogramas de comprimento de traços, e deverão refletir o comportamento desta amostra inserida neste domínio. Tendo por base o gradiente geotermal de 30°C/km, com a temperatura da superfície de aproximadamente 25°C, é possível obter informações do pacote rochoso até cerca de 3 km de profundidade, sendo estas muito valiosas para a compreensão do comportamento superior da crosta.

Para temperaturas inferiores a 60 °C, em uma faixa que abrange a atual superfície até ~1km de profundidade, o comprimento dos traços de fissão é completamente retido. Esta Zona de Retenção Total mantém as características da amostra após sua trajetória em níveis crustais subjacentes.

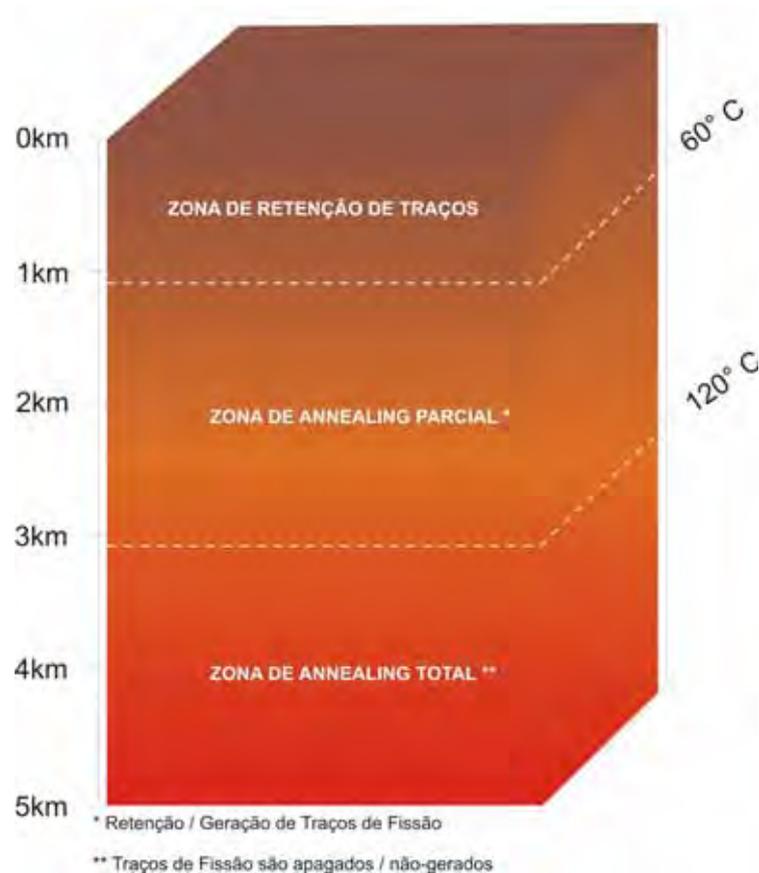


Figura 2: Bloco diagrama ilustrando o zoneamento termal da porção superior da crosta com influência direta na constituição dos traços de fissão em apatita

3.1.4 Revelação de Traços de Fissão

As densidades e comprimentos dos traços de fissão que são observados sob microscópio são fortemente dependentes do processo de ataque químico o qual é usado para revelação dos traços latentes (FRACALOSSI, 2007).

O processo se dá com a imersão da apatita em HNO_3 para que o ácido ataque preferencialmente os traços, tornando-os assim mais espessos; assim é possibilitada sua visualização através do microscópio .

A razão que rege a revelação de dos traços de fissão através do ataque químico, é dada por VT/VB , onde:

- ✓ VT = Velocidade de ataque ao longo do traço
- ✓ VB = Velocidade de ataque no material

Esta razão possui uma grande influência na eficiência do ataque no mineral, visto que este ataque incide sobre os traços que interceptam a superfície da apatita. A revelação dos traços depende também do Ângulo Crítico (θ_c). Este é o ângulo com o qual o traço é revelado na superfície polida da apatita durante o ataque químico.

As velocidades com que os reagentes irão atuar para a revelação dos traços é variável, dependendo dos cristais nas quais estas atuam. O ângulo formado por θ_c , contudo, irá depender de forma randômica da orientação cristalográfica da superfície atacada e da própria orientação do traço em uma superfície, conforme Wagner & Van Den Heute (1992).

Segundo os mesmos autores, percebe-se que para um mesmo ataque são geradas respostas distintas, que podem variar não somente graças à heterogeneidade dos cristais, mas também devido a diferentes direções de ataque químico em uma mesma superfície. Os autores supracitados dividiram em fases a evolução da densidade do traço com o tempo de ataque químico, as quais ocorrem do tempo $t = 0$ segundos até o fim do ataque, exibidas abaixo:

- ✓ Fase inicial de densidade na qual os traços ainda estão sob o limite de visibilidade.
- ✓ Fase de rápido aumento na qual os traços são essencialmente desenvolvidos na superfície atacada ou pré-atacada.
- ✓ Fase final na qual a densidade de traços é muito pouco acrescida pela adição de traços confinados dentro do cristal e revelados pela remoção gradual da superfície do cristal.

Traços de fissão em apatitas são classificados em dois tipos. Um tipo é constituído pelos chamados traços de superfície, os quais são interceptados pela superfície polida da

apatita e formam um determinado ângulo de incidência com a mesma. São usados para a amostragem de densidade na apatita.

Outro tipo são os traços confinados, cujos traços estão inteiramente contidos no cristal, paralelos à superfície polida. Estes traços somente são revelados quando o reagente responsável pelo ataque químico percola a superfície do cristal ao longo de fraturas, clivagens ou usem outros traços como trajetória para chegarem aos traços confinados. São utilizados com o intuito de fornecer a real medida de comprimento. A Figura 3 abaixo ilustra ambos os tipos de traços em um suposto grão mineral:

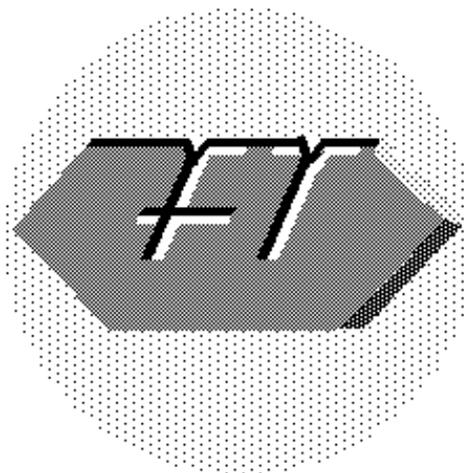


Figura 3: Diversos traços em um grão de apatita. Fonte:

http://www.lib.utexas.edu/geo/ontrack/ontrak10/OnTrack10_2.gif

3.2 Preparação das Amostras

As amostras coletadas foram encaminhadas e tratadas inicialmente no Laboratório de Preparação de Amostras Pedológicas e Geológicas (LAPEGE), no Departamento de Petrologia e Metalogenia-Unesp-IGCE/Rio Claro-SP.

Após a fragmentação de blocos maiores com a utilização de marreta de 5kg, todo o material foi encaminhado para a moagem, sempre atentando para a não contaminação entre diferentes amostras. Primeiramente utilizou-se o britador da marca Furlan tipo BM.2010, e já com uma menor granulometria as amostras foram duplamente processadas no britador da marca Retsch tipo BB1/A. Prevista uma quantidade satisfatória do mineral apatita presente nas amostras neste caso, não utilizou-se o britador de rolo, visando a preservação dos grãos para futura análise.

O tratamento das amostras continuou com a utilização de peneiras automáticas, com fração de 80 mesh (0,177 mm). A separação da fração mais fina das amostras recém-britadas visou à obtenção de um material constituído por areia fina e argila. Este composto foi bateado manualmente para alcançar um concentrado de minerais pesados. Este foi

encaminhado para o Separador Isodinâmico Frantz®, para a separação de frações magnéticas e não-magnéticas. O procedimento é repetidamente realizado, utilizando correntes entre 0,0 e 1,3 A.

O concentrado aqui obtido é basicamente composto por minerais quartzo-feldspáticos, zircões e apatitas, além de alguns minerais metálicos não excluídos na separação magnética anterior. Para se obter preferencialmente um concentrado de apatitas (o alvo das análises) deste material, é utilizado o líquido Bromofórmio. O mesmo possui uma densidade propícia para a decantação de apatitas e zircões, em detrimento de outros minerais não-magnéticos mais leves.

Findada esta separação química, a etapa seguinte consistiu na separação manual dos cristais, realizada sob uma lupa da marca Leica, de aumento máximo de 40x, no Laboratório de Separação Mineral do Departamento de Petrologia e Metalogenia-Unesp-IGCE/Rio Claro-SP.

Os melhores grãos de apatita de cada amostra são montados em moldes individuais de silicone com tamanho aproximado de 1cm². Posteriormente, coloca-se resina epoxi nestes moldes e após a secagem da mesma, estas amostras são encaminhadas para o processo de polimento, no Laboratório de Preparação de Amostras Geológicas e Pedológicas do Departamento de Petrologia e Metalogenia-Unesp-IGCE/Rio Claro-SP.

Primeiramente o lado oposto aos grãos é polido manualmente até a resina atingir uma espessura de cerca de 2 a 3mm, até que os grãos fiquem expostos. Após isto o lado dos grãos é polido com o auxílio de uma politriz mecânica, com a utilização de lixas com grana 800 a 1200 *mesh*. A amostra é polida em três etapas, sendo que em cada uma é utilizado um pano de polimento (Dp-Mol marca Struers), juntamente com pastas diamantadas de 0-1, 1-2 e 2-4 microns respectivamente (para cada etapa são utilizadas pastas com granulometria em uma seqüência decrescente para um resultado final refinado). A politriz opera a 150 rpm, em tempos de 5, 3 e 3 minutos respectivamente, valendo-se de lubrificante composto por vaselina líquida.

Terminado o processo de polimento, as amostras são encaminhadas para o ataque químico, com o intuito de revelar os traços fosseis. O mesmo foi realizado através de uma solução aquosa de ácido nítrico (6M) a 10%, sob temperatura controlada de 20°C em um equipamento de banho termostático.

Cada amostra é precisamente deixada sob ataque durante 60 segundos (valendo-se de um cronômetro), e em seguida a amostra é neutralizada em uma solução saturada de bicarbonato de sódio para a neutralização do ataque.

Para realizar a montagem final as amostras de apatita são acopladas a uma placa de mica (muscovita), valendo-se de filme plástico tipo PVC. A muscovita foi previamente submetida a ataque químico por três horas, estando totalmente imersa em ácido fluorídrico a 40%; este ataque visa os possíveis traços presentes na mica. Depois de montadas, as

amostras são montadas com os vidros dosímetros dopados de Urânio, e finalmente encontram-se prontas para o envio ao reator nuclear do Instituto de Pesquisas Energéticas Nucleares/Comissão Nacional de Energia Nuclear (IPEN/CNEN).

O reator possui a finalidade irradiar as amostras com nêutrons térmicos, promovendo a fissão do U^{235} . Nas irradiações os vidros utilizados (estes justapostos a lamínulas de muscovita) também foram irradiados, com o intuito de se efetuar a determinação (absoluta) da fluência de nêutrons.

Ao tempo que as amostras foram liberadas para análise, quando estas exibiram níveis de radiação aceitáveis para a manipulação, as montagens foram desfeitas e as micas submetidas a um ataque químico para revelação dos traços induzidos. As micas são colocadas em HF 4% sob temperatura de 15 °C durante oitenta minutos e seguidamente neutralizadas em solução de bicarbonato de sódio. Findado este processo, as amostras estão prontas para serem contadas e medidas através da utilização do microscópio com aumento de 1500x.

3.3 Métodos de Análise de Grãos de Apatita

Todas as medições e contagens inerentes às amostras se deram no Laboratório de Cronologia e Cronometria do DPM/IGCE – UNESP/Rio Claro. Para tal trabalho, utilizaram-se os microscópios ZEISS AXIOSKOP 2 IMAGING e ZEISS AXIO IMAGER. M1, em conjunto com o programa TrackScan®. Ambos os aparelhos são imprescindíveis tanto para a execução do trabalho como para fins de treinamento para tal.

O método para se realizar a contagem inicia-se na preparação das lâminas; as resinas contendo os grãos de apatita são fixadas em lâminas para microscopia de ponta lisa e beiradas não lapidadas, 25.4x76.2MM (1"x3") com 1mm de espessura. Na mesma lâmina posiciona-se a mica correspondente à amostra de apatita (método do detector externo – Tópico Métodos de Datação), devidamente formando uma imagem do tipo "espelho" (Figura 4).

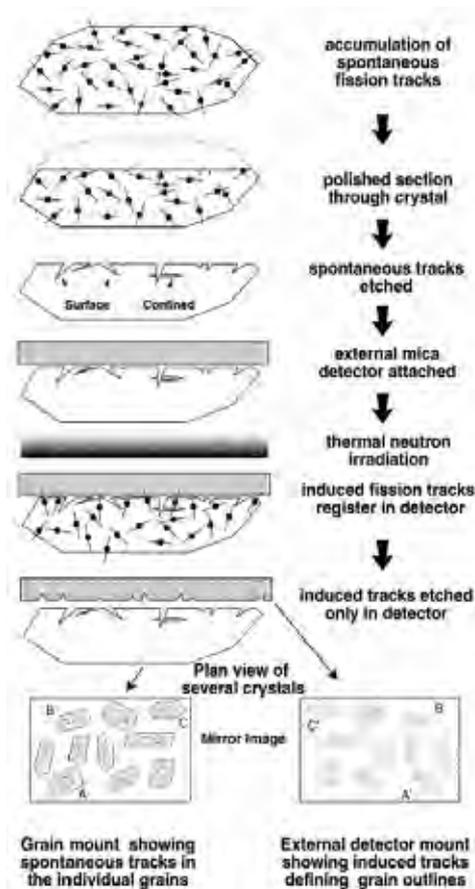


Figura 4: – Método do Detector Externo. Fonte: Modificado de Gallagher et al. (1998) apud Franco (2006). (Vide Capítulo 3.6.1)

A lâmina contendo a resina com os grãos de apatita e a respectiva mica da amostra a ser analisada é disposta sob o microscópio ZEISS AXIO IMAGER. M1, cujo aumento total é 1500x. Este possui uma platina automática acoplada, a qual é ligada a um controlador conectado diretamente a um microcomputador.

Este aparelho possui a função de coordenar os movimentos da platina em questão. Como as lâminas são basicamente compostas por uma resina e sua imagem em espelho formada por uma mica, faz-se necessária a utilização de um *software* que, através de pontos de referenciamento entre a resina e a mica, possibilite o mapeamento dos grãos. Graças a esse mapeamento torna-se possível realizar análises sobre determinada área dos grãos de apatita, e logo em seguida focar a imagem da área correspondente na mica (detector externo) ainda na mesma lâmina. Para o método do detector externo, é de fundamental importância que a contagem dos traços induzidos realizada na imagem do detector, seja feita exatamente na área que corresponde ao grão dos traços espontâneos.

Autores como Fleischer et al. (1975) e Wagner & Van Den Haute (1992) apud Franco (2006) sugerem critérios para a identificação dos traços de fissão em apatitas. Estes são resumidos de tal forma:

- ✓ Traços de fissão são geralmente menores que 20 μm ;
- ✓ Traços de fissão são defeitos lineares, ou seja, não possuem formas curvas;
- ✓ Traços de fissão não possuem direção preferencial;
- ✓ Traços de fissão confinados devem ter o comprimento medido (ou traços com até $\sim 15^\circ$ de inclinação com a superfície horizontal);
 - ✓ Traços confinados são facilmente identificados, devido à sua distinta aparência à luz refletida, quanto aos traços não-confinados;
 - ✓ Traços confinados, ao aproximar paralelamente ao plano de observação, tendem a ser homogêneos no foco ao longo de todo seu comprimento.

Como visto no Capítulo 3.1 - Revelação de Traços de Fissão, os traços que cortam a superfície do mineral são revelados pelo ataque químico, portanto a análise microscópica permite apenas a determinação da densidade em área. Desta maneira, é necessário derivar a densidade volumétrica a partir da densidade de traços em área contados na superfície polida do mineral, juntamente com a determinação dos isótopos filhos que são medidos como produto do decaimento do ^{238}U para efetuar a datação (Tópico 3. 4 a seguir).

3.4 Equações

3.4.1 Equação Fundamental da Idade

Todos os dados e fórmulas neste capítulo foram extraídos de Wagner & Van Den Haute (1992). A datação utilizando traços de fissão em apatitas é fundamentada nos mesmos princípios utilizados em outros métodos que utilizam isótopos. O decaimento radioativo de um átomo pai visa a estabilidade em um filho, sendo que esta atividade nuclear ocorre a uma razão proporcional à quantidade de átomos pais (Np) que permanecem no tempo:

$$dNp/dt = -\lambda Np, (1)$$

cuja constante de decaimento λ é expressa em (1). Integrando esta equação tem-se:

$$Np = (Np)_0 e^{-\lambda t}, (2)$$

esta equação descreve a variação do número de átomos pais como tempo. A idade de uma amostra é obtida tendo por o número presente de átomos pais N_p e átomos filhos N_f .

$$N_f = (N_p)_0 - N_p \quad N_f = N_p(e^{\lambda t} - 1) \quad (3)$$

No caso da datação pelo traço de fissão, mede-se o traço de fissão espontâneo em vez dos isótopos filhos que são medidos como produto do decaimento do ^{238}U . De acordo com a última equação, o número total de átomos de ^{238}U decaídos depois de um tempo t é dado por $^{238}N(e^{\lambda t} - 1)$, onde ^{238}N representa o presente número de átomos de ^{238}U . O número de decaimentos devido à fissão espontânea mantém-se em proporção fixa (λ_f / λ_d) ao número total de decaimentos do ^{238}U . Assim, o número de traços espontâneos N_s que terá acumulado (por unidade de volume) é dado por:

$$N_s = (\lambda_f / \lambda_d) ^{238}N(e^{\lambda t} - 1) \quad (4)$$

Assumindo que $\lambda_d = \lambda_\alpha$ a equação acima fica de tal forma escrita:

$$t = (1 / \lambda_\alpha) \ln [(\lambda_\alpha / \lambda_f)(N_s / ^{238}N) + 1] \quad (5)$$

O cálculo da idade de traço de fissão é baseado na determinação do número de traços de fissão espontâneos e na determinação do número de átomos de ^{238}U por unidade de volume na amostra. A fim de se determinar o número de ^{238}N é necessário que a amostra seja irradiada por uma fluência de nêutrons térmicos (φ) em um reator nuclear, assim a fissão é induzida em átomos de ^{235}U e o número de tais fissões N_i é dado por: $N_i = ^{235}N\sigma\varphi$ (6)

Assumindo que a razão de $^{235}\text{U}/^{238}\text{U}$ é constante e chamada de I temos:

$$N_i = ^{235}N I \sigma \varphi \quad (7)$$

Combinando a equação (5) com a (7) chegamos à equação fundamental da idade do método de datação por traços de fissão em apatitas:

$$t = (1 / \lambda_\alpha) \ln [(\lambda_\alpha / \lambda_f)(N_s / N_i) I \sigma \varphi + 1], \quad (8)$$

3.4.2 Equação Prática da Idade

Na equação (8) do item acima segundo os mesmos autores, N_s e N_i são expressos como números de traços por unidade de volume (densidade de traços espacial). Porém, na

prática, os traços contados são aqueles que cruzam a superfície da amostra analisada somente. Usando a relação teórica entre a densidade espacial e a densidade superficial, e levando-se em conta os efeitos dos fatores de ataque e observação dos traços pode-se escrever:

$$\rho_s = g s N_s R s \eta s f(t) s q s, \quad (9a)$$

$$\rho_i = g_i N_i R_i \eta_i f(t) i q_i, \quad \text{onde } (9b)$$

g = fator de geometria

R = número de eventos de fissão por átomo alvo de Urânio no material investigado

η = fator de eficiência do ataque químico

$f(t)$ = fator de tempo de ataque

q = fator de observação

O fator de geometria g é inerente à geometria inicial da superfície da amostra pré-atacada, a qual, por definição, é constante e $= 1$ para uma superfície interna e $= 0.5$ para uma superfície externa. Substituindo as equações (9a e 9b) na equação (8) temos:

$$t = (1 / \lambda \alpha) \ln [(\lambda \alpha / \lambda f) (\rho_s / \rho_i) (Q G I \sigma \varphi) + 1], \quad (10)$$

Esta é a equação prática da idade onde a densidade de traços espacial foi substituída pela densidade de traços superficial. Nesta equação:

$$G = g_i / g_s \text{ e } Q = \eta_i f(t) i q_i / \eta_s f(t) s q_s$$

A constante de decaimento da fissão espontânea do ^{238}U é de suma importância na equação da idade de traço de fissão.

3.5 Sistemas de Datação

A idade do traço de fissão nos minerais pode ser obtida a partir de dois tipos de calibração padronizados. Um tipo é conhecido como Calibração Absoluta, definido inicialmente por Wagner e Van Den Haute (1992), onde isótopos filhos que são medidos como produto do decaimento do ^{238}U sendo que o mesmo considera determinação de F ou R_U (FRANCO, 2006); o outro sistema é conhecido pelo nome de Calibração Zeta, onde se utiliza de idades-padrão (idades bem documentadas por outros métodos geocronológicos, tais quais Ar/Ar, Rb/Sr, K/Ar) para se obter a Idade de Traço de Fissão. Esta análise comparativa está descrita em Hurford & Green (1982, 1983) apud Fracalossi (2007).

3.5.1 Calibração Absoluta

Na calibração absoluta a principal preocupação é atingir uma determinação exata da fração de U^{235} que efetivamente fissionou durante a irradiação da amostra, isto é, a quantidade $235N\sigma\varphi$. (HURFORD & GREEN (1982, 1983) apud FRACALLOSSI, 2007)

Este sistema é caracterizado por determinar o valor da fluência de nêutrons térmicos através de duas técnicas: captura de nêutrons por monitores metálicos ativados (Au, Co e Mn) e dosímetros tipo vidros dopados de urânio natural. Para isso, é necessário avaliar, empírica e absolutamente, as eficiências de detecção e ataque do sistema (Wagner & Van Den Haute, 1992; Hurford, 1998) apud Franco, 2006

A utilização de vidros dopados de urânio é comumente utilizada na medida de nêutrons induzidos, registrando os traços em detectores externos adjacentes, com o intuito de preservar o vidro para uso posterior e fornecer valores sobre a eficiência da detecção e ataque.

Devido tanto os dosímetros como as condições experimentais serem constantes, a fração de eventos de fissão por núcleo alvo de urânio (fluência de nêutrons) R_U pode ser determinada através da equação obtida por lunes et al. (2002):

$$R_U = \frac{\rho_U^V}{N_U^V \epsilon^V}$$

Nesta, N é o número de átomos de urânio (U) por unidade de volume do vidro (V), ϵV é a razão entre a densidade de traços por área observado na superfície da mica e ρ a densidade de traços induzidos a partir de um vidro dopado de urânio. Cada tipo de vidro possui valores de $N\epsilon V$ calibrados segundo lunes et al. (2002).

3.5.2 Calibração por Idade Padrão – Zeta (ζ)

Não existe hoje um consenso na Comunidade Científica que defina o parâmetro a ser empregado como dosimetria de nêutrons e valor da constante de decaimento por fissão do U^{238} (FRANCO, 2006). Devido ao não estabelecimento de um valor ideal para λ_f , um sistema de datação foi proposto onde a idade da amostra era determinada através de uma análise comparativa com uma ou mais idades padrão obtidas por outras técnicas de datação (FLEISCHER et al.1975 apud FRACALLOSSI, 2007).

Ainda segundo a fonte supracitada, a mesma consiste em uma alternativa mais prática e elaborada. Nesta a amostra que contenha grãos com idade conhecida (idade-padrão) é irradiada em conjunto com os vidros dopados de Urânio com o intuito de se estabelecer um fator de calibração ζ . Desta forma, apresenta-se de forma simplificada a equação da aproximação de idades pela calibração ζ :

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln[1 + \lambda \zeta (\rho_s \rho_i) \rho_d]$$

ζ - valor da Calibração = $100,05 \pm 4,9$

T é a idade do traço de fissão

(ρ_s/ρ_i) é a razão entre a densidade fóssil e induzida da apatita Durango

ρ_d é a densidade de traços induzidos contados no detector externo do vidro dosímetro

λ é a constante de fissão

Através deste procedimento as idades de traço de fissão são sistematicamente calibradas utilizando idades-padrão já determinadas por outros métodos geocronológicos de inextinguível confiabilidade. No caso da apatita, as idades-padrão referem-se às apatitas originadas em Durango, México, e Fish Canyon Tuff, EUA. (FRANCO, 2006)

Este foi o método utilizado para se obter as idades de traço de fissão no presente trabalho.

3.6 Métodos Experimentais

As idades respectivas aos traços de fissão contidos na apatita podem ser obtidas através de duas metodologias de análise, a qual se aplica aos traços induzidos no cristal. Uma opção é realizar a análise dos traços de fissão induzidos pelo uso de diferentes grãos, sendo este método chamado de procedimento grão-população.

Para a presente monografia, contudo, optou-se por utilizar os mesmos grãos para as análises, tanto de traços induzidos como de traços espontâneos. Dá-se a este procedimento o nome de técnica grão-por-grão. (WAGNER E VAN DEN HEUTE, 1992). Como os grãos minerais podem apresentar idades variadas, optou-se pelo uso do procedimento grão-por-grão (método do detector externo), pois este permite que sejam determinadas idades individuais para cada grão analisado.

3.6.1 Método do Detector Externo (*External Detector Method - EDM*)

Neste método os traços induzidos são analisados em um detector externo acoplado à amostra a ser irradiada no reator nuclear. Neste caso é utilizada somente uma população de grãos, pois os mesmos são irradiados após a revelação dos traços fósseis, já os traços induzidos são revelados somente na mica (FLEISHER E HART, 1972 apud RIBEIRO, 2007).

Neste método (EDM), o detector externo (mica) é acoplado às resinas que já contém os grãos de apatita atacados quimicamente. O conjunto resina + detector (muscovita) é irradiado com nêutrons térmicos. Durante a irradiação são registrados os traços induzidos

no detector. Neste método como regra, $Q \neq 1$ (Q = fator de procedimento) porque traços espontâneos e induzidos são revelados e observados em diferentes segmentos (materiais diferentes que compõem uma única amostra).

3.7 Histórias Térmicas

Após apurar as idades do último grande evento de aquecimento sofrido pelas amostras em questão, é possível reconstruir as sucessivas etapas da evolução termocronológica pelas mesmas experimentadas (Histórias Térmicas). Esta ferramenta que permite a avaliação do trajeto das amostras ao longo do tempo e temperatura possibilita o subsídio de futuras considerações de cunho geológico, as quais constituem o escopo do presente trabalho.

Para conceber as modelagens de histórias térmicas, utilizou-se o *software* Tha® (Thermal History Analysis) (HADLER NETO et al. 1995). Este programa gera randomicamente histórias térmicas e as compara com os dados experimentais. A história térmica proposta é aceita quando o histograma teórico é aceito pelo teste do “ χ^2 ” sendo este compatível com as idades obtidas pelo método proposto (Capítulo 3.5.2 – Calibração por Idade Padrão) e histogramas experimentais de comprimento de traços em cada amostra.

As áreas preferenciais de tempo *versus* temperatura cujos vértices das histórias hipotéticas estão inseridos são denominadas de caixas de Monte Carlo. A técnica de Monte Carlo (GALLAGHER, 1995 apud GUNNEL, 2000) consiste em encontrar as melhores adequações das trajetórias térmicas (critério da maior probabilidade) para os dados obtidos pelo método do TFA. O ajuste acurado é resultado da melhor solução numérica gerada pelo computador ao executar a simulação entre os dados observados e preditos.

As caixas foram definidas seguindo os principais registros geológicos e geomorfológicos descritos no nordeste do Brasil, predominantemente no Cretáceo e EoPaleozóico.

Os trabalhos utilizando a metodologia de traço de fissão em apatitas realizados por Morais Neto et al. (2006, 2008, 2009) e Nóbrega et al. (2005) foram de grande serventia para identificar os principais eventos térmicos no nordeste, fornecendo assim subsídios para delimitar os parâmetros no presente trabalho utilizados. A Figura 5 abaixo ilustra uma trajetória evolutiva hipotética, onde os litotipos datados exibem seu registro termo-evolutivo desde a atual superfície até profundidades respectivas à temperatura de 120 °C.

A Figura 5 ilustra o zoneamento de temperaturas no que se refere às características que influenciam na metodologia dos traços de fissão em apatita, bem como a interpretação acerca dos eventos dada a história termo-evolutiva obtida.

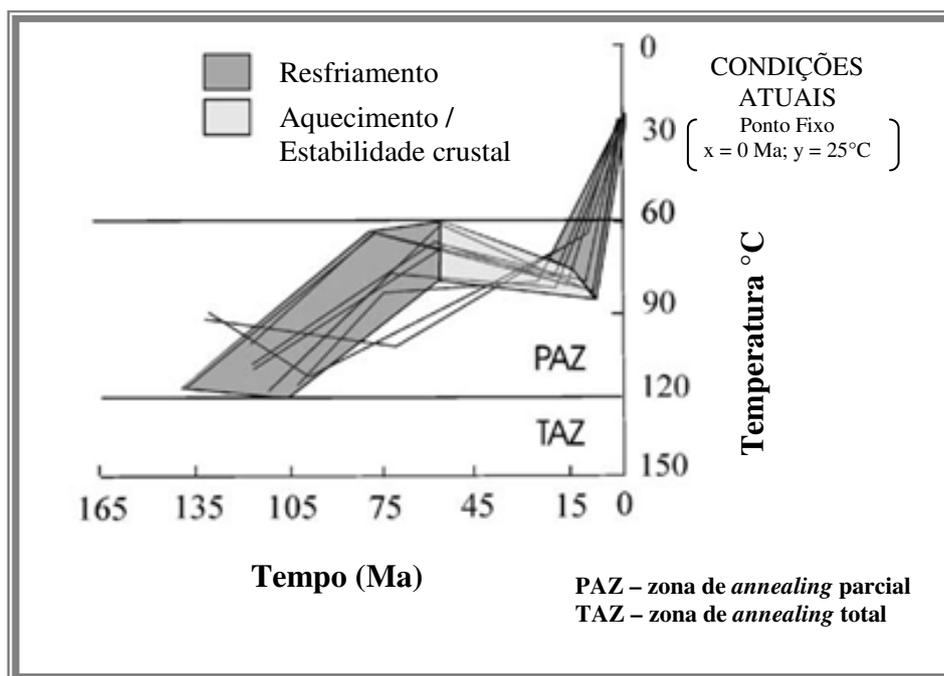


Figura 5: Curvas envelope Tempo x Temperatura. Modificado de Nóbrega et al. (2005)

Na zona onde há redução tanto no comprimento dos traços de fissão como na idade (a chamada de zona de apagamento parcial), a temperatura de entrada das amostras dentro desta zona é denominada de temperatura de fechamento ou temperatura de retenção efetiva (WAGNER & VAN DEN HAUTE, 1992).

Nota-se que esta zona pode abrigar diversas hipóteses representadas pelas histórias térmicas. Feições inerentes a um rápido resfriamento ou aquecimento do pacote rochoso (acentuada influência tectônica) são evidenciadas pela grande variação de temperatura em um relativamente curto espaço de tempo.

Os patamares que exibem menores inclinações inerentes a representação das histórias térmicas podem evidenciar um período de relativa estabilidade crustal (Figura 5), afetada por eventos de aquecimento ou resfriamento de menor intensidade. Neste caso é

possível que o pacote rochoso em subsuperfície esteja suscetível às condições de aplainamento da superfície da crosta, em um período onde vigora a quiescência tectônica.

3.8 Métodos x Correlação Geológica

De acordo com a progressiva evolução tempo *versus* temperatura, as idades por traços de fissão permitem datar diferentes processos geológicos e geomorfológicos, tais como a formação de rochas, resfriamento, soerguimento, erosão, sobreposição termal (WAGNER, 1972 apud RIBEIRO, 2007), sendo preciso salientar que as idades de traço de fissão são usualmente mais jovens que as idades de formação das rochas (FRANCO, 2006). Segundo o mesmo autor, dada a sensibilidade dos grãos de apatita em condições de *annealing*, a metodologia do TFA torna-se uma importante ferramenta ao se comportar como um geotermômetro cronológico relativamente raso (registro das informações termocronológicas a ~3km de profundidade, dependendo do grau geotérmico).

A aplicabilidade deste método de datação recai sobre a possibilidade de reconstrução das condições tectono-sedimentares vigentes desde o evento de fragmentação do supercontinente Pangea até as condições atuais.

O escopo do atual trabalho é o aprofundamento do sistemático estudo da inter-relação dos processos sedimentares sob os preceitos da Tectônica de Placas, cujo principal mecanismo é responsável pelo espaço de acomodação e limites de uma seqüência estratigráfica (POSAMENTIER & VAIL, 1988 apud SOARES & ROSETTI, 2003).

O quadro geomorfológico é profundamente afetado pelos processos vinculados aos períodos de instabilidade crustal (principalmente entre o Cretáceo e o Paleógeno). A região Nordeste do Brasil abriga diversas formas estruturais trabalhadas (CLAUDINO SALES & PEULVAST, 2007). O Anexo II reúne as informações fisiográficas da área estudada, bem como as considerações termocronológicas dos pontos amostrados

Com os dados obtidos espera-se realizar considerações acerca de características particulares no que diz respeito à geração de morfologias, como superfícies de erosão (e distinções acerca de sua origem tectônica x climática) visto que os eventos ligados ao rifte atuam como força motriz capaz de afetar profundamente as estruturas vinculadas a este sistema, que até então se encontrava em equilíbrio (RIBEIRO, 2007).

No nordeste brasileiro, muito já se publicou no que se refere à compreensão de grandes zonas de falha, sua relação com as bacias sedimentares e todos os eventos que remetem a abertura do Atlântico Sul. Neste contexto, destacam-se os trabalhos utilizando o método de TFA realizados por Nóbrega et al (2005), cujo escopo é a correlação da origem das zonas de falha principais, e sua relação com as bacias sedimentares associadas. No contexto tectônico regional estudos foram realizados por Morais Neto et al. (2006) e Morais Neto (2008, 2009) em uma vasta região da Província Borborema. Os últimos identificaram

pelo menos três eventos termiais ocorridos na região com ampla interdependência regional.

4. QUADRO GEOLÓGICO REGIONAL

4.1 Província Borborema

A primeira aglutinação continental que se tem registro ocorreu entre 2,2 e 1,8 Ga, resultando na formação do supercontinente Atlântida (BRITO NEVES, 2004). Pela instauração de novos ciclos de Wilson, este supercontinente foi subdividido e novamente aglutinado em outras duas ocasiões, formando novos supercontinentes como o Rodínia (Paleo e Meso-Proterozóico) e o Panotia (Neoproterozóico), este último constituído pela Laurásia e Gondwana (BRITO NEVES, 1999).

A Província Borborema foi definida segundo Almeida et al. (1981), sendo que a mesma compreende a quase totalidade do nordeste brasileiro. A mesma formou-se no contexto de colagem tectônica Pan – Africana (VAN SCHMUS et al. 2003). O predomínio de rochas pré-cambrianas registra uma história evolutiva longa e complexa, que remontam três eventos tectonotermiais principais, que ocorreram no Arqueano, Paleo e Neoproterozóico, de acordo com Nogueira (2004).

A estruturação geral é arquitetada por núcleos cratônicos pré-mesoproterozóicos (arqueanos, paleoproterozóicos), que marcam a sua porção mais oriental do continente sul – americano (BRITO NEVES, 2004). As ocorrências de rochas arqueanas retrabalhadas se dá em forma de ortognaisses que no Ceará ocorrem como domos ou meio domos geralmente limitados por zonas de cisalhamento (CABY E ARTHAUD 1986, apud NOGUEIRA 2004). Gnaisses miloníticos ocorrem como produto de retrabalhamento mais recente dessas rochas (CABY et al. 1991, apud NOGUEIRA 2004).

Segundo o mesmo autor, estes núcleos cratônicos sin-Brasilianos se encontram contornados por faixas móveis diversas, marginais (pelítico-carbonáticas) e distais (vulcano-sedimentares), de evolução final ocorrida do Neoproterozóico para o Eo-Ordoviciano; estas faixas móveis são apresentadas como palcos complexos de sobreposição de orogenias ocorridas no Brasileiro e durante o ciclo andino. No âmbito tectono-estratigráfico, a sobreposição gerou uma complexa organização dos terrenos, os quais incluem cinturões de metassedimentos supracrustais, sotopostos e ladeados por maciços granito-gnáissico-migmatíticos (OLIVEIRA, 1992).

A Orogênese Brasileira representa o mais importante de todos os eventos tectônicos na evolução geológica do Brasil. De amplitude continental, ela amalgamou o bloco continental Gondwana (Figura 6), formado pelas massas continentais que hoje representam a África, a América do Sul, a Austrália, a Índia e a Antártica. Ao curso dessa orogênese,

esses crátons se afrontaram em uma colisão oblíqua do tipo himalaiana (CABY ET AL., 1995 apud CLAUDINO SALES & PEULVAST, 2007).

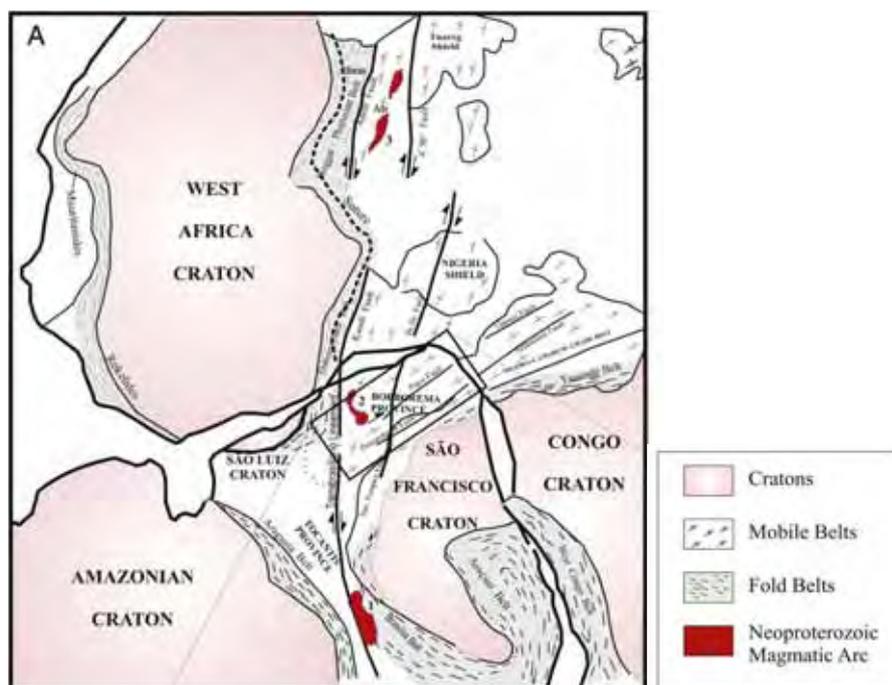


Figura 6: Reconstrução do NE brasileiro e NW africano durante o pré-drift vigente entre o início Neoproterozóico e o Eopaleozóico. Extraído de Santos et al. (2009)

4.1.1 Zonas de cisalhamento

Frente aos grandes eventos de dobramentos sofridos pela região de forma intensa, a referida província estrutural foi paulatinamente pormenorizada e contextualizada no âmbito tectônico e estrutural, sendo finalmente caracterizada como um grande sistema de falhamentos transcorrentes. Estas zonas de cisalhamento foram descritas inicialmente por Ebert (1969; 1970) como detentoras de caráter predominantemente dextral, com desenvolvimento de foliação subvertical, associada a uma lineação de estiramento subhorizontal, de *trend* NE.

A fronteira leste da zona de colisão brasileira é bem demarcada no embasamento brasileiro, correspondendo a uma larga zona de cisalhamento de direção SW-NE, conhecida pelo nome Lineamento Transbrasiliano (BRITO NEVES 1999). O lineamento transbrasiliano corta o território do Brasil do Centro-oeste ao Nordeste, passando pelo noroeste do Estado do Ceará, onde ele recebe a denominação de Falha “Sobral-Pedro II”.

Santos et al. (2009) atenta para a importância da Província Borborema como complexa chave para o entendimento da colagem de diversos cinturões de dobramentos entre os crátons do Oeste-africano/São Luís, Congo/São Francisco e Amazonas. (Figura 6).

A continuação da principal sutura oceânica exposta no cinturão orogênico do Oeste africano é inferida abaixo da cobertura fanerozóica da Bacia do Parnaíba (SANTOS et al.,

2009). Segundo os mesmos autores, o quadro de convergência cratônica resultante da observação de diversas suturas inerentes à colagem do Gondwana torna-se mais complexo com a atuação de extensos cisalhamentos tectônicos durante e pouco após a principal fase de colisão Brasileira / Pan-Africana. Dado este fato, as principais zonas de cisalhamento do nordeste brasileiro se tornaram importante referência para correlações transcontinentais no contexto do Gondwana, bem como no governo dessas estruturas sobre os posteriores eventos de *breakup* e conseqüentes reativações Cenozóicas.

Pulsos de movimentação sincrônicos dessas zonas de cisalhamento possuíram vital importância no que se refere à geração de espaço para o preenchimento vulcano-sedimentar e colocação de corpos magmáticos, durante o controle da formação das tectono-seqüências nas bacias de transição (PARENTE et al., 2004). O mesmo autor define as bacias da transição (Proterozóico-Fanerozóico) da Província da Borborema como bacias “molassóides”, em função da íntima relação temporal com o final do ciclo orogênico Brasileiro. A estreita relação destas bacias eo-paleozóicas com esses cisalhamentos gerou uma classificação em dois grupos distintos (SENGOR, 1995 apud PARENTE et al. 2004), em: (i) bacias riftes ao longo das transcorrências sem componente extensional e, (ii) bacias riftes associadas à transtração, conhecida também como bacia rifte modificada.

Nogueira (2004) define o quadro pré-cambriano dessa província e exibe zonas de cisalhamento dúctil de expressão espacial muito significativa, sendo que a evolução da área como um todo foi caracterizada por estudos geocronológicos empregando-se métodos de datação por Rb/Sr e K/AR, refinados ultimamente com o uso de Sm/Nd, U/Pb e Pb/Pb por evaporação de Zircão. A separação de conjuntos com evolução petro-estrutural distintos se dá pela limitação dos mesmos por zonas de cisalhamento de grande expressão.

As zonas de cisalhamento de Patos e Pernambuco podem ser utilizadas como divisões de primeira ordem para a Província da Borborema (DANTAS et al. 2004). O domínio tectônico Norte é constituído por gnaisses paleoproterozóicos que englobam fragmentos de crosta arqueana, sendo que o domínio Central e Sul são caracterizados por fragmentos crustais paleoproterozóicos entrepostos por terrenos meso e neoproterozóicos.

A Figura 7 ilustra as principais estruturas e domínios da Província Borborema

A Orogênese Brasileira, que retrabalhou e obliterou grande parte das estruturas formadas anteriormente, provocou uma homogeneização isotópica dos litotipos (SÁ et al. 1981 apud OLIVEIRA 1992) e também a nucleação de extensas zonas de cisalhamento (HACKSPACHER & OLIVEIRA, 1984 apud OLIVEIRA,1992).

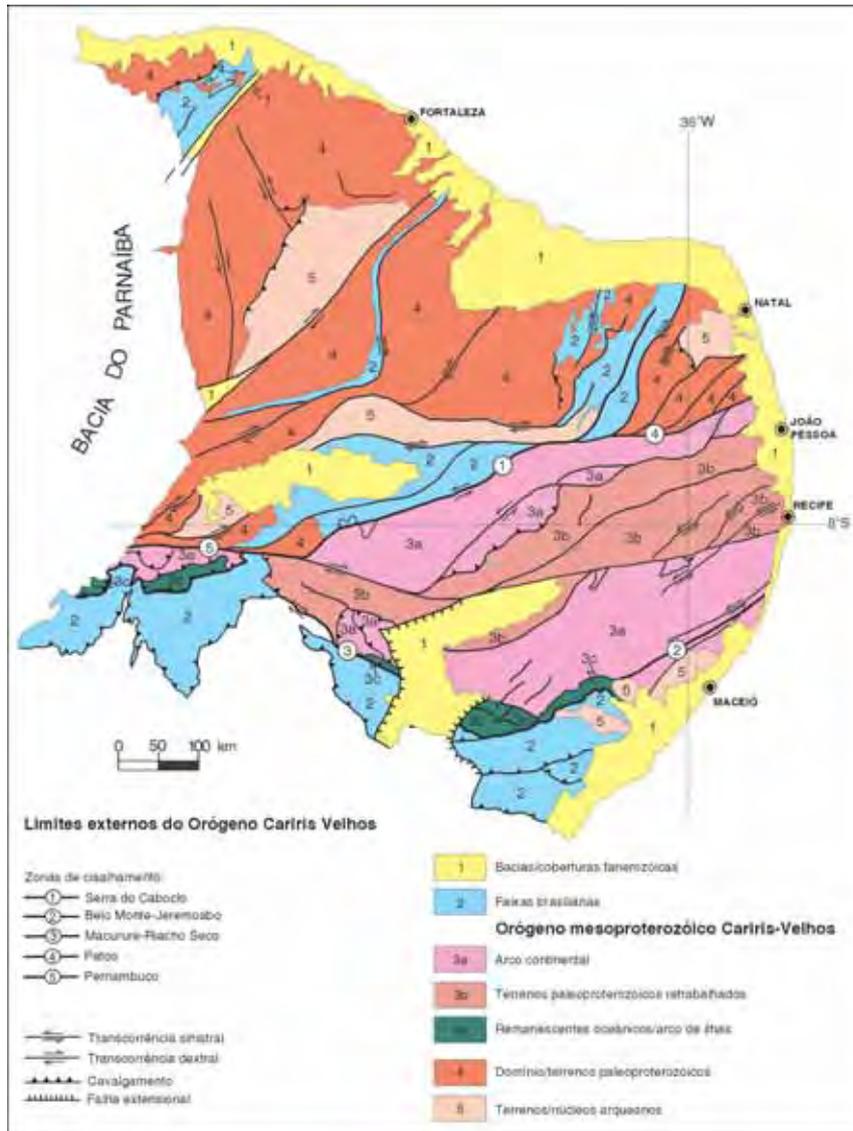


Figura 7: Domínios tectônicos e principais estruturas da Província Borborema. Extraído de Schobbenhaus & Brito Neves (2003).

A distribuição das rochas granitóides está condicionada à direção NE-SW (CABY et al.,1991 apud NOGUEIRA, 2004). Dentre os eventos mais importantes destacam-se o Plutonismo Cariri-Velhos com suítes graníticas sincollisionais e o Plutonismo Granítico Brasileiro, cujos eventos afetaram intensamente a área em ordem de gerar suítes graníticas

cedo / sin / tardi e pós orogênicas (SCHOBENHAUS & BRITO NEVES, 2003). O presente quadro litológico é representado pela Figura 8.

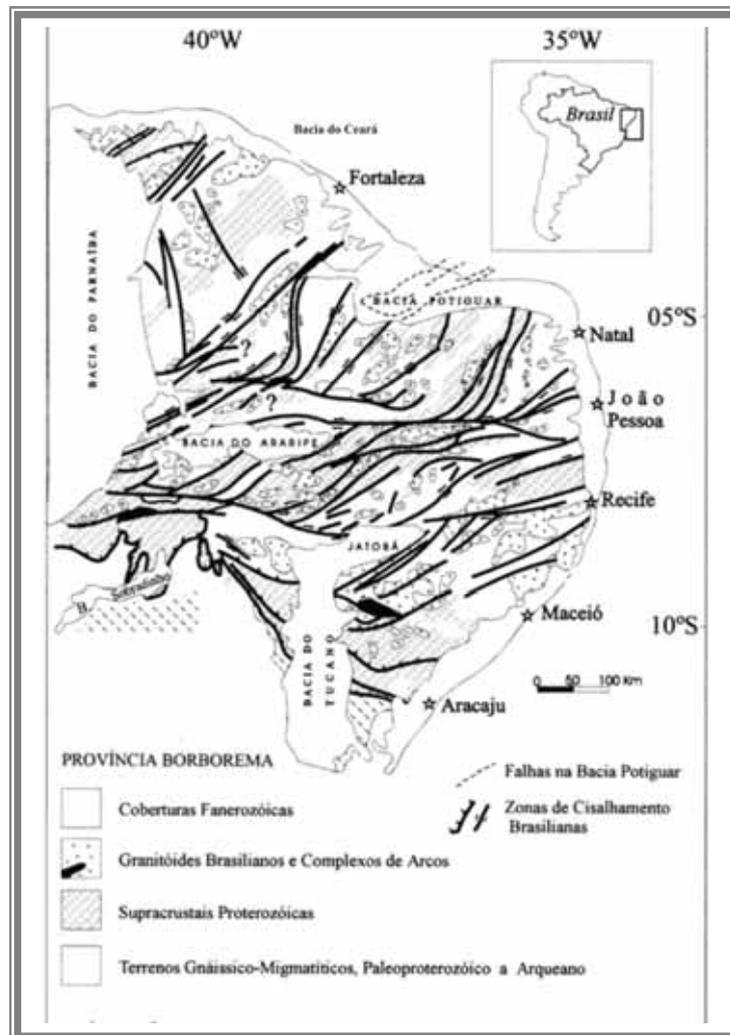


Figura 8: Mapa geológico-estrutural da região nordeste do Brasil e coberturas fanerozóicas. Extraído de www.scielo.br/img/fbpe/rbg/v16n2-3/05.gif

4.2 Regime Tectônico

A Província Borborema representa a parte ocidental de uma grande colagem tectônica que ocupava a maior parte do noroeste do Gondwana, sofrendo um intenso metamorfismo com pico em 600 Ma. Após esta colagem inerente ao ciclo Brasiliano (VAN SCHMUS et al. (2003). Findada a orogênese Brasileira, a Província Borborema parece ter sido submetida a um período de calma tectônica (ALMEIDA, 1967 apud CLAUDINO SALES & PEULVAST, 2007).

Este estágio é denominado de estágio de transição, segundo Almeida (1969) apud Parente (2004) e refere-se a um intervalo de tempo no qual uma área geossinclinal, após uma fase de tectono-orogênese, evolui de suas condições paraplateformais até aquelas ortoplateformais, alcançando o “estágio de estabilização” ou de consolidação plataformal.

Segundo as mesmas fontes, os depósitos do estágio de transição da Plataforma Sul-Americana, especificamente na região da Borborema, constituem seqüências sedimentares e vulcano-sedimentares não dobradas ou com dobramentos localizados, associadas ou não a um magmatismo anorogênico em diferentes pulsos.

Apesar de se apresentarem pouco deformados, os falhamentos tiveram um papel preponderante na configuração do arcabouço de suas bacias, influenciando desde o início da sedimentação o estilo deposicional e a distribuição das fácies sedimentares. Na fase de inversão das bacias eles determinaram os limites finais destas com o embasamento, favorecendo, em maior ou menor grau, a preservação de suas unidades dos efeitos erosivos em zonas de embutimentos (PEREIRA et al. 2004). Estas referidas bacias são essencialmente controladas por zonas de cisalhamento de idade Brasiliana, demonstrando assim o alto grau de interdependência do cenário Eopaleozóico com a estrutura do embasamento herdada do pré-cambriano.

A chamada ativação Mesozóica instaurou os processos responsáveis pela formação do Oceano Atlântico, pela individualização da América do Sul como um continente a parte e pela formação da margem continental do Ceará e do Nordeste brasileiro em geral

Estes grandes acontecimentos na região nordeste envolvem os litotipos do embasamento bem como as sucessões Fanerozóicas, os quais sofreram conjuntamente importantes perturbações tectônicas no contexto global de separação gondwânica durante a Era Mesozóica (CAMPOS & DARDENNE, 1997)

O foco da maioria dos trabalhos que abordam a temática de separação do continente sul-americano e africano remete às observações da tectono-estratigrafia em bacias marginais, aulacógenos brasileiros, e também nas bacias cratônicas (Pereira, 1995). O registro da cronologia e hipóteses acerca da evolução da margem atlântica estão condicionados majoritariamente aos registros sedimentares e sua dinâmica deposicional. Este trabalho irá permitir uma abordagem acerca dos efeitos do tectonismo em escala regional.

4.2.1 Arcabouço Tectônico

Os terrenos pré-cambrianos do nordeste registram em sua vasta trajetória longos períodos de evolução tectônica e conseqüente sedimentação associada. A última grande atividade tectônica ocorrida na Província Borborema remete ao rifte do Atlântico Sul.

As sucessivas etapas que envolveram a fragmentação do Gondwana ao Sul resultam de um movimento divergente de direção leste-oeste, caracterizado por uma rotação horária da América do Sul em relação à África. No sudeste, o referido processo de fissão teve fim no início do Neocomiano (145 Ma), com vulcanismo e sedimentação na bacia do Paraná (SZATMARI et al. 1987, apud CLAUDINO SALES & PEULVAST, 2007).

Em um momento posterior, ao curso do Neocomiano (145 Ma-124 Ma), a abertura se propagou axialmente em direção a norte.

O início dos movimentos transformantes que resultaram na margem do nordeste do Brasil ocorreu no final do Barremiano (CLAUDINO SALES & PEULVAST, 2007), sendo que a propagação desta deformação na África central culminou na disjunção entre os continentes, após um máximo estiramento ao final do Aptiano (SZATMARI et al., 1987 apud CLAUDINO SALES & PEULVAST, 2007).

Segundo os autores supracitados este estiramento produziu a completa abertura do Atlântico equatorial, até então segmentado em dois setores – o setor ocidental, correspondendo a margem brasileira Norte, e o setor oriental, correspondendo a margem do Nordeste.

Do ponto de vista geométrico, nota-se uma disposição dos blocos para noroeste ao longo das bacias interiores ao sul da megazona de cisalhamento de Patos (Figura 7), e para sudeste nas bacias situadas ao norte da mesma (ASSINE, 1990), sendo notável a configuração sigmoidal dos blocos crustais limitados a sul pelo lineamento de Pernambuco e a norte pelo lineamento de Patos. Este quadro é compatível com uma distensão regional NW-SE, que favoreceria uma reativação anti-horária ao longo das estruturas da zona de cisalhamento de Patos, as quais teriam se comportado como falhas de transferência. As falhas de direção NE exibem predominantemente rejeitos verticais, indicando possíveis falhas normais. Já as falhas E-W se ajustam ao *trend* geral do lineamento de Patos, estando relacionadas ao comportamento do mesmo durante sua reativação ao longo dos processos de ruptura e deriva continental (ASSINE, 1990).

4.2.2 Estágios Pré - Rifte

Após um período de quiescência tectônica, o qual marcou o fim da Orogênese Brasileira, um novo ciclo oceânico começou a fragilizar o Pangea, a partir do Triássico superior (230 Ma) (BRITO NEVES, 1999).

Mohriak (2004) descreve uma fase inicial da evolução seqüencial do Atlântico Sul, em sua margem divergente, a qual é marcada pelo início dos processos extensionais, que subseqüentemente levaram à separação dos continentes sul-americano e africano. Esta fase preconiza um modesto soergimento astenosférico, e um afinamento litosférico

regionalmente distribuído, com falhas incipientes na crosta superior controlando depocentros locais associados a uma deposição sedimentar ampla e pouco espessa.

Segundo o mesmo autor, a megasequência pré-rifte representa a fase intracratônica do Supercontinente Gondwana, precedendo o rifte do Atlântico Sul e formando amplas e suaves depressões que foram preenchidas por sedimentos de águas rasas.

4.2.3 Estágios Rifte

4.2.3.1 *Jurássico Inferior:*

O estágio rifte foi implantado em um contexto tectônico extensional, iniciado no Jurássico Superior (OLIVEIRA, 1992; MORAIS NETO et al., 2006; CAMPOS & DARDENNE, 1997), com ampla evolução durante o Cretáceo Inferior. Os estágios pré, sin e pós-rifte no interior da região nordeste estão condicionados às principais estruturas pré-cambrianas, reativadas no referido processo distensional.

Assumindo que a porção superior da crosta nesta região é caracterizada por zonas de fraqueza preexistentes herdadas em eventos de cisalhamento pré-cambrianos (OLIVEIRA 1992), a provável atuação de um *hot spot* ocorreu em ordem de afetar a referida crosta continental sobreposta. Desta forma nota-se a marcante atuação das estruturas do embasamento durante o desenvolvimento do rifte no nordeste (MATOS, 1992).

4.2.3.2 *Jurássico Superior – Cretáceo Inferior:*

Após esta denominada fase pré-rifte, instalou-se o primeiro estágio designado de rifte pleno, no Jurássico Superior (“sin-rifte I”). Esta fase foi marcada por intensos falhamentos extensionais (SCHOBENHAUS & BRITO NEVES, 2003). Em um momento inicial é instalada uma subsidência flexural com dimensão regional, no qual a crosta previamente afinada e aquecida apresentava um comportamento dúctil (ZALÁN, 2004). Já no Cretáceo Inferior (“sin-rifte II” e “sin-rifte III”), dá-se a fase posterior de caráter rúptil com idade Neocomiana a Barremiana.

Matos (1992) prega que esta fase no Eo-Cretáceo distribui a deformação extensional ao longo de três principais eixos de rifteamento, sendo estes: (1) Gabão-Segipe-Alagoas (GSA); (2) Recôncavo-Tucano-Jatobá (RTJ); e (3) Cariri-Potiguar (CP). O *trend* (GSA) abrigou deformações em bacias situadas mais a leste, sendo que a migração destas deformações rumo à oeste se deu nos trends RTJ e CP, em forma de bacias intracratônicas de orientação geral NE-SW (perpendiculares à principal direção de extensão no Neocomiano), caracterizadas por uma série de hemi-grábens separados por altos estruturais, falhas de transferência e zonas de acomodação.

O *trend* CP é majoritariamente formado por bacias rifte continentais (MATOS, 1992), abrigando pequenas bacias de idade Neocomiana (140 – 118 Ma) ao longo de um eixo NE – SW ao noroeste da província Borborema. Este *trend* abriga também seções rift de sub-superfície das bacias do Araripe e Potiguar, as quais foram interrompidas no Barrremiano com o rompimento da crosta continental em detrimento da formação do assoalho marinho a Norte e Leste (MORAIS NETO et al., 2008).

Segundo o mesmo autor, situada na margem continental leste está a bacia do Sergipe-Alagoas, a qual é composta por hemi – grábens limitados por falhas de direção N-S e NW-SE, formadas durante o Neocomiano. Já o sistema de rift RTJ, também formado no Neocomiano, estende-se a sul da região da Borborema (400km na direção N-S) e é constituído por grábens assimétricos separados por altos do embasamento e zonas de acomodação.

Faz-se necessário notar que durante o Neobarremiano (“sin-rifte III”) houve expressiva mudança na dinâmica cinemática da ruptura do Gondwana (MATOS, 1992). O autor em questão aponta para eventos de rifteamento mais expressivos no ramo equatorial, em contraposição ao *trend* CP, o qual foi abortado. A margem equatorial experimentou amplo desenvolvimento durante o Aptiano, enquanto o *trend* RTJ foi abortado, e o GSA desenvolvia uma fase transicional que oscilava entre os estágios rift e drift.

A subsequência da fase rift em sua plenitude estabelecida é marcada por um período de quiescência tectônica (OLIVEIRA, 1992), sendo que a crosta (previamente afinada e aquecida) sofre uma contínua subsidência (fase térmica).

Como postulado por Nóbrega et al. (2005), a idade de reativação de falhas possui direta influência no que se refere ao desenvolvimento de bacias sedimentares em toda a região NE do Brasil. A partir da metodologia de traços de fissão em apatitas o autor prega o início do evento de falhamento a ~140 Ma, o qual constitui o primeiro estágio que remete ao *break-up* continental.

Os dados são calcados na premissa que prega a separação dos continentes em torno de 140 -120 Ma, sendo que a reativação de antigas zonas de falha a 140 Ma é diretamente relacionada ao início da sedimentação nas bacias adjacentes.

4.2.3.3 Cretáceo Médio – Superior:

O estágio transicional é instaurado em um período de subsidência térmica predominante, entre o Cretáceo Médio e Superior. A evolução da fase rift para a fase drift deu-se com a geração de assoalho oceânico (CAMPOS & DARDENNE, 1997) e o progressivo basculamento da margem continental, ambos resultantes da contração térmica dada a subida do nível do mar (OLIVEIRA 1992).

4.2.3.4 Cretáceo Superior:

No Cretáceo Superior prevalece a fase denominada margem passiva, na qual se desenvolveu definitivamente as falhas transformantes devido à expansão do fundo oceânico (CAMPOS & DARDENNE, 1997).

O estágio tectônico inerente ao período Terciário, segundo os autores supracitados, corresponde à fase de reativação neotectônica. Especialmente registradas em bacias sedimentares, esta fase foi identificada com base em parâmetros como padrões retangulares de drenagens e pequenos rejeitos normais de falhas.

4.2.3.5 Paleógeno:

A chamada Ativação Meso-Genozóica é constituída por soerguimentos significativos de natureza epirogênica, sofridos por grandes áreas do embasamento adjacente às bacias marginais, ao longo da fase contínua de deriva continental (ZALÁN, 2004). De fato, Harman et al. (1998) identificam um episódio de resfriamento inerente a processos denudacionais ocorrido entre 80 e 60 Ma, corroborados por Morais Neto et al. (2008), o qual identificou um evento de resfriamento durante a transição Neocretáceo – Eoceno (65 – 50 Ma) em amostras *onshore* da Bacia Potiguar utilizando o método de TFA.

Durante o Paleógeno houve uma tendência de soerguimento com fases regressivas prevalentes durante o período, constituindo o estilo geral do País (SCHOBENHAUS & BRITO NEVES, 2003). Esta hipótese é corroborada com o registro, no nordeste brasileiro (Província da Borborema), de soerguimentos entre 100-90 Ma (MORAIS NETO et al., 2004; no prelo apud ZALÁN, 2004) e 22-9 Ma (MORAIS NETO, com. oral, 2004 apud ZALÁN, 2004).

O primeiro soerguimento crustal seria devido a fenômenos de *underplating* magmático na base da crosta. Já o segundo refletiria uma fraca reativação tectônica, fenômeno semelhante em natureza, intensidade e idade com o reportado no Sudeste brasileiro por Hackspacher et al. (2003), o qual prega que do final do Oligoceno até cerca de 10 Ma (Neo-Mioceno) a crosta continental da Plataforma Sul-Americana voltou a sofrer processos distensionais, com geração de novas calhas tectônicas. O tectonismo em questão teve continuidade durante o Eoceno e o Oligoceno, até cerca de 10 Ma (Neo-Mioceno). Este importante soerguimento crustal foi detectado através de traços de fissão de apatitas pelo referido autor.

4.3 Bacias Sedimentares x Tectônica

Em um contexto pré-rift, o cenário sedimentar geral da Província Borborema é composto por bacias de transição paleozóicas, sendo estas controladas por zonas de cisalhamentos transcorrentes NE-SW ou E-W (PARENTE et al. 2004) herdadas do pré-cambriano.

O mesmo autor prega que em função da própria disparidade de tamanho, estas bacias são preenchidas por seqüências sedimentares e vulcano-sedimentares não dobradas ou com dobramentos localizados, associadas ou não a magmatismo anorogênico em diferentes pulsos. Os pulsos de movimentação sincrônicos dessas zonas de cisalhamento possuíram vital importância no que se refere à geração de espaço para o preenchimento vulcano-sedimentar e colocação de corpos magmáticos, durante o controle da formação das tectono-seqüências nas bacias de transição.

As sucessivas etapas do desenvolvimento do quadro estratigráfico possuem intrínseca interdependência com os eventos evolutivos do rifte do Atlântico Sul, e são descritos no presente trabalho com base nas considerações de Mohriak (2004).

A seqüência pré-rifte representa a fase intracratônica do Gondwana, composta predominantemente por sedimentos de águas rasas em um ambiente caracterizado por suaves depressões.

Com o progressivo aumento do estiramento litosférico, a fase sin-rifte é instaurada, na qual predominam os grandes sistemas de falhamento com preenchimento de sedimentos continentais lacustrinos. Esta fase também é associada com episódios de magmatismo continental e oceânico, reativação de grandes falhas, e erosão de blocos do rifte por uma discordância regional que arrasa a topografia anterior, e separa ambientes de deposição tipicamente continental (lacustrino e fluvial) de ambientes transicionais e marinhos

O início de uma fase de quiescência tectônica é usualmente identificada por uma discordância que marca o limite cronológico superior dos falhamentos da fase rifte. Esta é chamada de *break-up unconformity* (FALVEY, 1974; FALVEY & MIDDLETON, 1981 apud MOHRIAK, 2004).

Possíveis eventos de reativação tectônica ao final do Cretáceo possuem direta influência no aporte sedimentar das bacias marginais e interioranas, forçando uma notável regressão marinha dado a progradação de siliciclásticos na bacia.

4.4 Bacias Sedimentares Fanerozóicas

Com a reativação de antigas zonas de falha, faz-se marcante a influência direta destes eventos com o início da sedimentação nas bacias sedimentares adjacentes.

Dada a temática do presente trabalho, o qual vislumbra o uso da termocronologia como forma de entendimento das histórias térmicas de rochas próximas à superfície, as considerações acerca das coberturas fanerozóicas na área são de fundamental importância para futuras discussões.

Também relacionados aos eventos distencionais, remobilização de falhas e surgimento de fraturas, toda região é afetada por intensos magmatismos Mesozóicos e cenozóicos, cujos efeitos e abrangência na área são inegavelmente fundamentais para as considerações termocronológicas.

4.4.1 Paleozóico

Este período foi em grande parte registrado na Bacia do Parnaíba. Esta constituiu uma sinéclise paleozóica em resposta à subsidência cratônica pós-Brasiliana, sendo que a mesma exibe três seqüências que remetem a este estágio de estabilização (VAZ et al., 2007). As seqüências siluriana, mesodevoniana-eocarbonífera e neocarbonífera-eotriássica são delimitadas por discordâncias em toda a bacia, e são estas mesmas discordâncias que refletem os eventos eustáticos dos mares epicontinentais do Eopaleozóico (ver Anexo III).

A Formação Mosquito, juntamente com a Formação Sardinha, constituem diques e soleiras de composição básica que se alojaram neste contexto tectônico na Bacia do Parnaíba. Segundo Oliveira (2001), as rochas ígneas intrusivas e extrusivas desta bacia assinalam dois grupos de idades marcantes, obtidos através de datações (K-Ar, Ar-Ar): o primeiro grupo correlaciona-se com a Formação Mosquito, com idades no intervalo de 215 a 150 Ma, e valor médio de 178 Ma (Eojurássico).

A bacia do Araripe (Anexo IV) está assentada sobre rochas precambrianas da Província Borborema, sendo que abriga seqüência Paleozóica (Formação Cariri) de idade Siluriana – Ordoviciano, depositada no contexto de uma grande sinéclise intracratônica.

4.4.2 Mesozóico

4.4.2.1 *Pré-Rifte*

Na Bacia do Araripe, a seqüência de idade Jurássica constituída pelas formações Brejo Santo e Missão Velha foram depositadas em um contexto de instauração da Depressão Afro-Brasileira. A não constatação de fácies marginais indica que esta cobertura é limitada por eventos tectônicos posteriores, responsáveis pela remobilização de uma cobertura mais extensa (ASSINE, 2007). Na Bacia do Parnaíba, a seqüência Jurássica depositada em um contexto de subsidência é constituída pela Formação Pastos Bons (VAZ et al., 2007).

Vaz et al (2007) ressaltam a influência dos eventos que culminaram com a abertura do Oceano Atlântico na Bacia do Parnaíba, cujos depocentros deslocaram-se do centro para regiões norte e nordeste no Cretáceo. De fato, assume-se que o final da fase sedimentar pré-rifte se deu com a maior atuação tectônica concernentes à abertura do Atlântico Equatorial. Na Bacia do Araripe a discordância Rio da Serra separa a seqüência Jurássica dos depósitos Cretáceos.

4.4.2.2 Riffe

Neste período, o recém formado oceano regeu as transgressões e regressões, responsáveis pela geração de rochas que se sobrepõem discordantemente sobre seqüências jurássicas mais antigas. Na Bacia do Parnaíba, as Formações Codó, Corda, Grajaú e Itapecuru constituem esta seqüência marinha Cretácea. À exceção da Formação Corda, estes depósitos sintetizam uma gênese intimamente ligada à movimentação tectônica inerente ao processo de separação dos continentes sul-americano e africano no Cretáceo (VAZ et al., 2007).

O intervalo de idades que variam entre 149 e 87 Ma corresponde à Formação Sardinha de diques basálticos com um valor médio para as idades de 124 Ma (Eocretáceo). A Formação Sardinha situa-se em um contexto proximal à área estudada, pois possui maior ocorrência na porção Leste da bacia. Este magmatismo possui relação direta com o processo de rifteamento do Atlântico Sul (MILANI & THOMAZ FILHO, 2000 apud VAZ et al, 2007).

Segundo Condé et al. (2007), o primeiro registro sedimentar na Bacia do Ceará (Anexo V) é datado como Aptiano, e corresponde aos sedimentos da Formação Mundaú, relacionados à fase rifte, os quais foram depositados em um ambiente de alta energia, supostamente gerado por uma grande fossa tectônica. Esta seqüência apresenta ciclos transgressivos e regressivos, sendo que o seu topo é limitado por um marco bem conhecido, que corresponde litologicamente a *hardgrounds*.

Pessoa Neto et al. (2007) definem o registro estratigráfico da Bacia Potiguar (Anexo VI) durante este período como sendo constituídos pelas formações Pendência e Pescada da superseqüência Riffe, do Cretáceo Inferior, constituída por depósitos flúvio-deltaicos e lacustres. Esta seqüência continental reflete os processos tectônicos que culminaram nas fases de rifteamento (rifte I e II), e caracteriza-se por um regime tectônico de estiramento crustal durante o Neoberriasiano / Eobarremiano, com altas taxas de subsidência mecânica do embasamento. Este passou gradualmente a sofrer os efeitos de um regime transcorrente / transformante durante o Neobarremiano / Eo-Aptiano, responsável pelo soerguimento e erosão da recém emersa porção da bacia, a qual atua como uma nova ombreira do rifte. As discordâncias do Alagoas inferior registram este soerguimento. Associado à fase rifte I, os

diques de diabásio da Formação Rio Ceará-Mirim ocorrem ao sul da Bacia Potiguar, com forte orientação E-W e pulso datado em ~132 Ma.

O evento magmático conhecido como Formação Serra do Cuó ou simplesmente vulcanismo Cuó também possui ampla ocorrência na borda Sul da bacia, com idades (Ar-Ar) (SOUZA et al., 2004 apud PESSOA NETO et al., 2007) de 93,1 +/- (0,8) Ma. Pereira. (1994); Gil. (1996) apud Morais Neto. (2008) correlacionaram uma discordância subaérea (89 Ma) em carbonatos da Formação Jandaíra com um soerguimento e conseqüente erosão ao longo da margem, sendo este evento tectônico responsável pela atividade magmática em questão.

Na Bacia do Araripe, a seqüência Rifte, com idade Neocomiana, representada pela Formação Abaiara foi depositada em um contexto tectônica formadora rúptil. O regime de tectônica modificadora, marcada pelo basculamento de blocos na Bacia do Araripe, provocou acentuada erosão e peneplanização durante o Barremiano e o Aptiano, constatado pela discordância pré-Alagoas, do Neocomiano superior.

Os dados obtidos por traços de fissão em apatita fornecem subsídios para a compreensão da excêntrica topografia da Chapada do Araripe. Morais Neto et al. (2006) constataram um evento de resfriamento térmico ocorrido no Neocetáceo, entre 100 e 90 Ma, dado um soerguimento regional, indicando que a subsidência deve ter continuado na Bacia do Araripe (ASSINE, 2007).

4.4.2.2 Pós – Rifte

Na Bacia do Ceará, a seqüência pós rifte transicional (fase SAG) é representada pela a Formação Paracuru, que corresponde ao andar Alagoas na bacia Potiguar. Este pacote revela evidências da influência de subsidência tectônica ativa durante sua deposição no Neoptiano (CONDÉ et al., 2007).

A Superseqüência Pós-Rifte da Bacia Potiguar foi depositada durante o Andar Alagoas, o qual registra os primeiros indícios de regressão marinha, dados pela Formação Alagamar. Este período (Aptiano-Albiano) reflete uma seqüência sedimentar marcada pelo regime tectônico onde reina a subsidência térmica que sucede ao evento de afinamento litosférico e crustal. Considera-se neste momento a separação final dos continentes com a geração de assoalho oceânico (MORAIS NETO et al., 2008).

Em um contexto pós - rifte, o aumento do espaço de acomodação por isostasia positiva instalou-se na Bacia do Araripe, em um contexto de subsidência flexural. A deposição das formações Barbalha, Santana e Araripina (pós rifte I) entre o Aptiano e o Albiano corroboram esta afirmação. A seqüência Pós Rifte II, de idade Neoalbiana / Cenomaniana, é constituída pelas Formações Rio da Batateira, Santana, Arajara e Exu,

depositadas em um contexto de acentuado soerguimento epirogênico diferenciado, com basculamento dos blocos par Oeste. A discordância do Albiano superior constitui um marco divisório entre estes depósitos distintos (pós rifte I e II).

4.4.3 Mesozóico Superior / Cenozóico

A superseqüência drifte compreende na Bacia do Ceará a sedimentação marinha, constituída pelas formações Ubarana, Tibau e Guamaré. As seqüências Cenozóicas da bacia indicam um grande ciclo de seqüências regressivas, limitadas por três grandes discordâncias erosivas.

Durante a fase drifte, instaurada no início do Albiano até o presente, a seqüência flúvio-marinha transgressiva (Formações Açú, Ponta do Mel, Quebradas, Jandaíra e Ubarana) foram recobertas por uma seqüência clástica carbonática regressiva (Formações Ubarana, Tibau e Guamaré).

A seqüência Drifte denota a fase Termal da Bacia do Ceará, indicada pelas seqüências marinhas transgressivas e regressivas, ao longo de uma modesta taxa de subsidência. As atividades vulcânicas mais expressivas na bacia remetem ao Mesoeoceno e Eooligoceno, e estão associadas ao desenvolvimento da margem equatorial. Os pulsos de corpos intrusivos de basalto e diabásio são datados entre 44 e 32 Ma.

Ao sul da Bacia Potiguar ocorrem os sedimentos conglomeráticos imaturos da Formação Serra do Martins. As áreas de afloramento destes depósitos compreendem platôs descontínuos que capeiam as serras do Platô da Borborema e altos residuais da Depressão Sertaneja, ao sul do Rio Grande do Norte e porção centro-leste da Paraíba.

Pessoa Neto et al. (2007) advoga que processos tectônicos envolvendo a reativação tardia de falhas antigas do embasamento controlaram o evento de deposição de cunho regressivo na porção continental da bacia Potiguar. Atesta-se um acentuado incremento da erosão de um relevo pós-Cretáceo da província Borborema como causa do grande aporte de sedimentos terrígenos na plataforma do sistema Barreiras-Tibau-Guamaré durante o Mioceno.

Estudos prévios utilizando traços de fissão em apatitas foram realizados em escala regional no Nordeste (MORAIS NETO et al. 2006, 2008, 2009), identificando um evento de resfriamento com início entre 100-90 Ma que relata a um soerguimento e seguida erosão no Eocretáceo afetando toda a Província Borborema. Adicionalmente, Moraes Neto et al. (2009) registrou a ocorrência de um evento de resfriamento no início do Cenozóico, entre 65 e 50 Ma, em rochas da Formação Açú, na Bacia Potiguar e em amostras do embasamento, neste último de forma menos expressiva.

A hipótese gerada é de um evento de resfriamento que se iniciou em rochas aquecidas inicialmente a 100° - 80°C dado uma intensa erosão da topografia da Borborema

durante o final do Cretáceo, em detrimento da subsequente aplainamento e formação da Superfície Borborema, na qual se depositaram os sedimentos da Formação Serra do Martins.

A posterior erosão desta seqüência pós-cretácea é atribuída a mudanças climáticas amplificadas e/ou reativações tectônicas cenozóicas com efeito local (MORAIS NETO et al. 2009), sendo de fundamental importância para o estabelecimento das megaseqüências regressivas na história cenozóica de toda a região. A constatação de sedimentos conglomeráticos, bem como arenitos inconsolidados que recobrem platôs em altitudes maiores que 600m na Província Borborema, sugere um grande evento erosivo em uma paleotopografia ainda maior, refletindo assim um marcante evento cenozóico responsável pela inversão topográfica nesta área (MORAIS NETO et al. 2009).

Rochas vulcânicas associadas à Formação Macau estão presentes na bacia ocorrendo entre o Eoceno e o Oligoceno, com picos variados em $49\pm 2,9$; $31,4\pm 1,5$; $24,4\pm 1,8$; e $8,1\pm 0,7$ Ma (PESSOA NETO et al., 2007). Sua origem é interpretada como a passagem da margem Equatorial sobre o *hot spot* de Fernando de Noronha (o qual pode ter gerado um possível soerguimento e erosão, formando a discordância Ubarana, na porção *onshore* e *offshore* da bacia a 78 Ma), ou a intrusão magmática em zonas de alívio em um contexto de ajuste tectônico intraplaca.

4.5 Dinâmica Supracrustal

Segundo Claudino Sales & Peulvast. (2007), a instalação inicial dos elementos morfoestruturais que culminaram posteriormente no rifte do Ceará criou uma depressão tectônica no âmbito da evolução posterior da Bacia do Araripe. Com base em sedimentos paleozóicos do Grupo Serra Grande, em porções basais do pacote sedimentar presente na região, os mesmos autores afirmam que esta área permaneceu deprimida até o início da deformação mesozóica, sendo que esta última atuou sobre uma porção meridional do Ceará deprimida, enquanto a parte setentrional encontrava-se em relevo positivo.

Entre o Jurássico e o Cretáceo Inferior, a região deprimida do Araripe subsidiou mais ainda, resultando na deposição da Formação Abaiara (Anexo IV), em resposta aos esforços distensivos que preparavam a ruptura entre a América do Sul e a África, dando origem ao rift intracontinental que se desenvolveu no local.

No mesmo período iniciou-se a fase de subsidência ao norte, criando a série de riftes do sistema Cariri / Potiguar (MATOS, 1992). Assim, no Neocomiano, o relevo do Nordeste era caracterizado pela presença de fossas tectônicas ativas ao sul e ao norte, bordejadas pelas topografias elevadas dos ombros dos rifts - o Maciço da Borborema a leste e sudeste e os maciços centrais Ceará a oeste.

Entre a Bacia do Parnaíba e o Maciço da Borborema situa-se um vasto anfiteatro de 450 km, foi aberto em direção ao mar. O ombro NW do rift intracontinental Cariri/Potiguar (os maciços descontínuos do Ceará central) e o ombro SE (o Maciço da Borborema) consituem largas bandas de terras altas que enquadram esta baixa plataforma calcárea da Bacia Potiguar, constituindo alvos de intensa erosão (CLAUDINO SALES & PEULVAST, 2007).

Recortando esse conjunto, a fachada oceânica aparece composta, comportando a leste e ao centro a vasta área da Bacia Potiguar, e a oeste, o ombro sul da abertura transformante atlântica, sob a forma de um alinhamento de maciços que se soerguem a partir do sopé de um largo pediplano modelado no embasamento pré-cambriano, ulteriormente recoberto ao norte por sedimentos neogênicos (a Formação Barreiras).

A superfície de aplainamento sul-americana remete ao início do Paleoceno, sendo que a mesma foi alçada a altitudes superiores a 1000 m dado um novo soerguimento no Paleógeno (ASSINE, 2007). Moraes Neto et al. (2006) explicam a atual configuração do relevo dados processos de denudação erosionais diferenciais, indicados por um evento de resfriamento Cenozóico entre 40 e 0 Ma, resultando assim no atual quadro geomorfológico do interior do Nordeste do Brasil (ASSINE, 2007), representado pela Figura 9 abaixo:

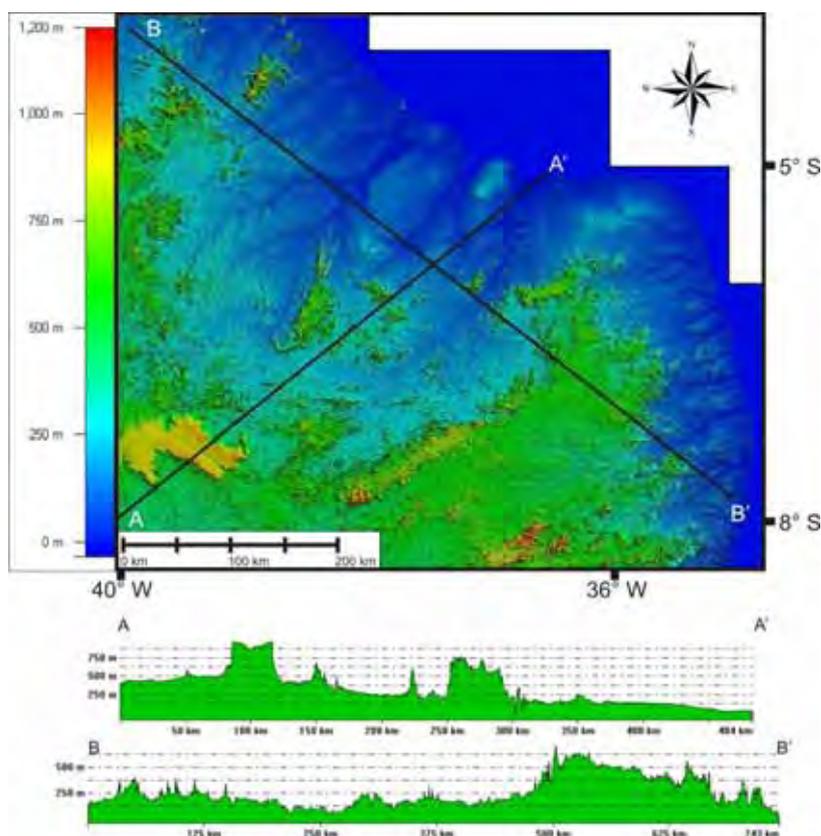


Figura 9: Quadro geomorfológico do Nordeste do Brasil e respectivos perfis topográficos

No nordeste brasileiro, esta região entre a bacia do Parnaíba até o platô da Borborema compreende altos cristalinos e sedimentares. As superfícies escalonadas relatam aos eventos de ruptura do supercontinente Gondwana, dado o soerguimento regional. Na carta estratigráfica é possível notar a ausência de uma espessa cobertura sedimentar durante o Eocretáceo, em virtude de uma erosão e peniplanização devido uma tectônica modificadora rúptil.

Os eventos tectônicos atuantes na área foram responsáveis também pela formação, de superfícies de aplainamento mais recentes até o Plio-Pleistoceno (PEULVAST et al. 2004) estas posicionadas em momentos mais recentes, em detrimento de uma evidente superfície de erosão Cretácea (Figura 10)

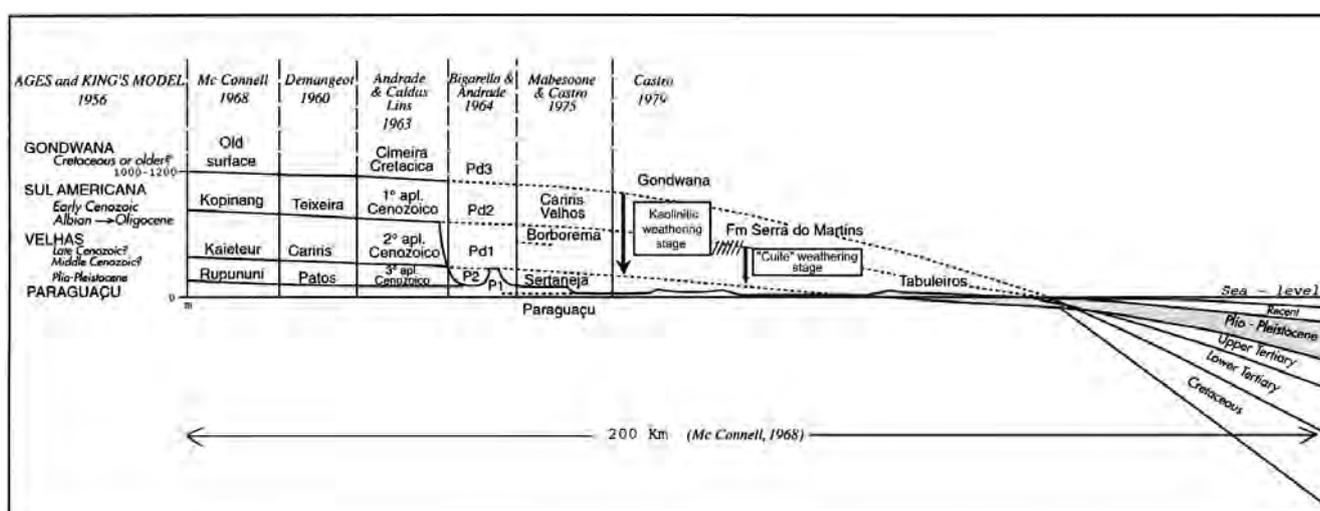


Figura 10: Correlação e interpretação de superfícies de erosão no Nordeste brasileiro. Extraído de Peulvast et al. (2008).

Estas afirmações são corroboradas a partir de dados de traço de fissão em apatita utilizados por Harman et al. (1998), para sugerir que as reativações do Cretáceo Superior aparentemente tiveram um caráter regional, sendo o resultado da ação de fases de compressão de direção N-S, resultante do movimento divergente ao longo das zonas transformantes equatoriais.

A morfologia regional é amplamente condicionada pelas estruturas herdadas do Eocretáceo, dado o rift continental com subsequente abertura oceânica no Aptiano. Paleoestruturas exumadas pré-cenomaniano, tais quais superfícies de aplainamento e escarpas de falha cretáceas residuais foram identificadas por Peulvast & Claudino Sales (2004).

Com os riftes neocomianos abortados, os relevos elevados que caracterizam suas bordas ficaram submetidos apenas à ação da erosão e da subsidência pós-rift, de tal forma que a sedimentação nas fossas tectônicas se prolongou por longo período de tempo, até o

Aptiano / Albiano. A carta estratigráfica da Bacia do Araripe revela uma intensa sedimentação correspondente aos arenitos continentais da Formação Exu, para o mesmo período.

O período de erosão das estruturas desses riftes teve importantes implicações geomorfológicas, pois o embasamento adjacente foi submetido às condições de pediplanação, de forma que instalou-se uma larga superfície de aplainamento denominada “Superfície Jaguaribe” (PEULVAST & CLAUDINO SALES, 2000; CLAUDINO SALES, 2002 apud CLAUDINO SALES & PEULVAST, 2004), bem definida ao sul e sudoeste do rifte Potiguar e ainda parcialmente recobertas por rochas cenomanianas.

Ainda segundo os autores supracitados, a fase de subsidência térmica que afetou os riftes cretáceos abortados foi marcada por uma seqüência de evolução geodinâmica, a qual compreendeu uma fase de duração entre o Aptiano e Albiano (Araripe), o Cenomaniano (Potiguar), e em alguns casos o Turoniano / Campaniano (90-80 Ma).

Nesta conjuntura foi possibilitada a deposição de uma cobertura sedimentar pós-rift, provavelmente inerente de elementos dos ombros dos rifts, a qual recobriu a superfície de aplainamento Jaguaribe.

A partir de Eocampaniano, a evolução da margem continental do Ceará foi marcada por episódios tectônicos, sedimentares e erosivos, dos quais os soerguimentos do embasamento e das bacias sedimentares são os elementos principais. Na Bacia do Ceará, a seqüência marinha regressiva constituída pelos arenitos da Formação Tibau atestam estes episódios (Anexo V).

Os sedimentos conglomeráticos imaturos da Serra do Martins (que ocorrem em platôs do embasamento ao Sul da Bacia Potiguar) são interpretados como pertencentes a esse evento regressivo (PESSOA NETO et al., 2007), depositados na porção continental. Na mesma bacia sedimentar os sedimentos *offshore* correspondentes às formações Barreiras, Tibau e Guamaré representam o maior aporte de terrígenos na bacia por conta de um acentuado incremento da erosão do relevo pós-cretáceo da Província Borborema (Anexo VI).

Durante o Cenozóico, o controle exercido sobre a paisagem em escala regional foi a deformação flexural. Este estilo de deformação crustal é corroborado por Moraes Neto et al., (2000), que ressalta o soerguimento e erosão do leste da Borborema, fato este subsidiado pelo acentuado aumento no aporte de clastos no Eomioceno. Peulvast et al. (2008) sugerem que este soerguimento deu-se também a oeste do platô da Borborema, adentrando o Ceará. A erosão inerente ao soerguimento e movimentos eustáticos neocenozóicos foi responsável pela geração das Chapadas do Araripe e Apodi.

5. RESULTADOS

Os eventos que remetem à abertura do supercontinente Gondwana envolvem as sucessivas etapas de implantação e desenvolvimento do rifte Sul – Atlântico, sendo que os mesmos são alvos de estudos sistemáticos desde a década de 70 (BUENO, 2004).

O presente trabalho procura correlacionar os dados obtidos pela metodologia do TFA com o arcabouço geológico onde as amostras se inserem. Dada a coleta de amostras representativas do embasamento pré-cambriano, foram obtidas novas informações da trajetória evolutiva destas desde o início do Fanerozóico, com o registro dos eventos termiais que relatam à separação dos continentes sul americano – africano.

Visando obter uma abordagem analítica sobre os processos denudacionais e tectônicos sofridos pela área em um contexto de instauração e desenvolvimento do rifte, foram obtidos dados analíticos, como as idades de TFA e histórias térmicas. Estes foram confrontados com as particularidades geológicas / geomorfológicas de cada localidade para posteriormente consolidar um panorama evolutivo representativo do atual quadro regional.

Os resultados das análises de traços de fissão das amostras coletadas serão descritos neste item. Os critérios de amostragem visaram a obtenção de rochas não intemperizadas, com o intuito de se obter um concentrado final com bons grãos de apatita para análise.

O perfil executado forneceu 12 amostras (Vide Tabela 1 e Anexo I) coletadas ao longo de diferentes terrenos geológicos, razoavelmente espaçadas entre si. Estas sofreram diversas etapas de processamento (Capítulo 3.2 – Preparação de Amostras), até atingir um produto final enviado ao reator nuclear para a irradiação por nêutrons térmicos.

Neste tópico serão abordados os resultados obtidos à partir da metodologia de traços de fissão em apatitas. As amostras coletadas e demais detalhes estão listados na tabela abaixo:

Amostra	Litologia	Unidade Litoestratigrafica	Estado	Idade Cronológica Estratigráfica Máxima
TF1137	Granito Foliado (com enclave de biotita xisto)	Suíte intrusiva granito-migmatítica Tamboril-Santa Quitéria	CE	Neoproterozoico
TF 1139	Ortognaise	Suíte intrusiva granito-migmatítica Tamboril-Santa Quitéria	CE	Neoproterozoico
TF 1141	Granito Creme Aplito	Complexo Cruzeta - Unidade Pedra Branca	CE	EoArqueano
TF 1143	Granito Foliado Cinza	Suíte Intrusiva Itaporanga – Pluton Quixeramobim – Quixada	CE	Neoproterozoico
TF 1146	Ortognaise	Suíte Intrusiva Jaguaretama	CE	Paleoproterozoico
TF 1148	Granito Róseo	Suíte Intrusiva Jaguaretama	RN	Paleoproterozoico
TF 1150	Granito Cinza	Suíte intrusiva Itaporanga - Plúton Catolé do Rocha	PB	Neoproterozoico
TF 1152	Granito Foliado	Suíte Intrusiva Poço da Cruz	RN	Paleoproterozóico
TF 1154	Biotita Gnaise	Grupo Seridó	RN	Neoproterozóico
TF 1156	Biotita Gnaise Bandado	Complexo São Catano	PB	Mesoproterozoico
TF 1158	Biotita Gnaise	Complexo Sertânia	PB	Paleoproterozóico
TF 1161	Granito Foliado	Complexo Salgadinho	PE	Paleoproterozóico

Tabela 1 – Localização e características geológicas das amostras coletadas para Datação por Traços de Fissão em apatitas (Vide Anexo I). Fonte: IBGE – Mapa geológico 1:250.000

A Tabela 2 sintetiza os dados inerentes à contagem e medições de traços de fissão para cada amostra. Dada a constatação de uma alta taxa de *annealing* à qual foram submetidas a maioria das amostras, optou-se pela utilização o fator de calibração Zeta (ζ).

Todas as amostras analisadas forneceram boa quantidade de grãos para as medições, à exceção das amostras TF 1156, 1158 e 1161, das quais foram obtidos dados cronológicos, porém não exibiram quantidade de traços confinados suficientes para a modelagem de histórias térmicas.

As histórias termotectônicas de todas as outras amostras foram apuradas de forma a subsidiar as considerações acerca dos eventos tectônicos e denudacionais que atuaram

sobre o nordeste do Brasil. Os pontos amostrados foram plotados em mapa geológico simplificado (Anexo I) para uma visão espacial da área estudada. Amostras passíveis de modelagem para obter as respectivas histórias térmicas foram agrupadas em domínios (Figura 11, Anexo II) cujo detalhamento dá-se no item 5.5 – Compartimentos Crustais.

Os resultados analíticos juntamente com os parâmetros físicos da irradiação permitiram a obtenção das idades Zeta, através do *software* TRACKKEY® (DUNKL, 2002). Estes dados estão sintetizados na tabela abaixo:

Amostra	Nº de Cristais	Teste qui2	ps / pl	Ns / NI	Comprimento Médio de traços	Nº traços	Idade Zeta
TF1137	27	1.819	0,788	372 / 618	10,13	44	80 ± 8
TF 1139	30	57.635	2,381	341 / 425	9,74	49	105 ± 16
TF 1141	25	57.635	1,588	396 / 279	10,52	42	184 ± 19
TF 1143	27	5.542	1,451	329 / 356	10,37	34	122 ± 12
TF 1146	29	7.233	1,634	345 / 303	9,94	40	145 ± 16
TF 1148	27	26.649	2,814	295 / 186	10,61	41	205 ± 33
TF 1150	25	1.384	0,813	318 / 433	9,43	42	95 ± 11
TF 1152	25	2.529	1,262	213 / 214	8,37	49	128 ± 22
TF 1154	28	1.664	1,059	321 / 352	10,37	41	121 ± 13
TF 1156	30	1.664	1,086	121 / 149	9,77	24	106 ± 14
TF 1158	27	1.664	1,620	178 / 166	9,54	26	147 ± 21
TF 1161	25	1.664	1,752	84 / 84	8,63	24	144 ± 30

Tabela 2: Idades de traços de fissão para as amostras e suas devidas propriedades onde: (pág, seguinte)

ps / pl – Densidade média dos traços de fissão na apatita e na mica;

Ns / NI – Número total de traços fósseis no grão de apatita e correspondente na mica;

Ru – constante da irradiação por nêutrons térmicos no Reator Nuclear – IPEN/USP; Valor: $1,638 \pm 0,0652 * (10^{-8})$

Fator de calibração **Zeta (ζ)** – $100,05 \pm 4,9$

As idades obtidas a partir da calibração Zeta inerentes aos pontos amostrados foram sumarizadas de forma simplificada no mapa representado pela Figura 11.

Os domínios cujas amostras foram agrupadas levem em conta parâmetros geológicos, geocronológicos e geomorfológicos, que serão especificados após a apresentação das respectivas histórias térmicas (Capítulo 5.4 – Modelagem das Histórias Térmicas).

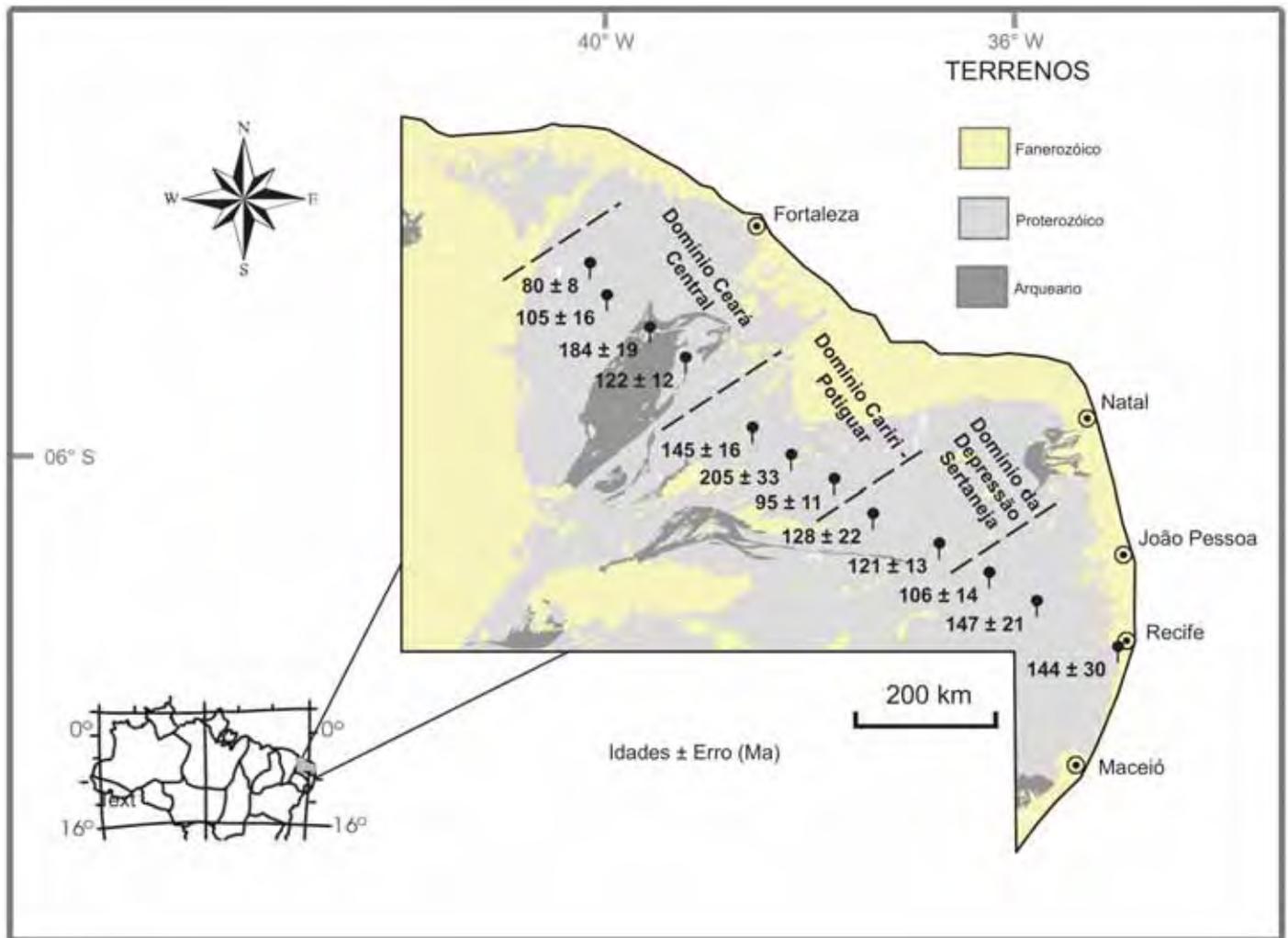


Figura 11: Mapa de idades respectivas aos pontos amostrados.

5.1 Relação dos valores de idades *versus* comprimento de traços

Para uma melhor visualização dos dados gerados foram confeccionados gráficos de relacionam a Idade de TFA (Ma) x Altitude (m) e também a Idade de TFA (Ma) x Comprimento médio dos traços confinados (μm), com o intuito de identificar e correlacionar os processos denudacionais x tectônicos.

Nesta visualização gráfica (Figura 12) nota-se que existe uma tendência das idades serem mais antigas de acordo com um maior comprimento de traços confinados, de modo geral. É preciso levar em conta a expressiva área cujas amostras foram coletadas, e as notáveis particularidades de cada região, sendo que esta é uma abordagem simplificada sobre esta questão.

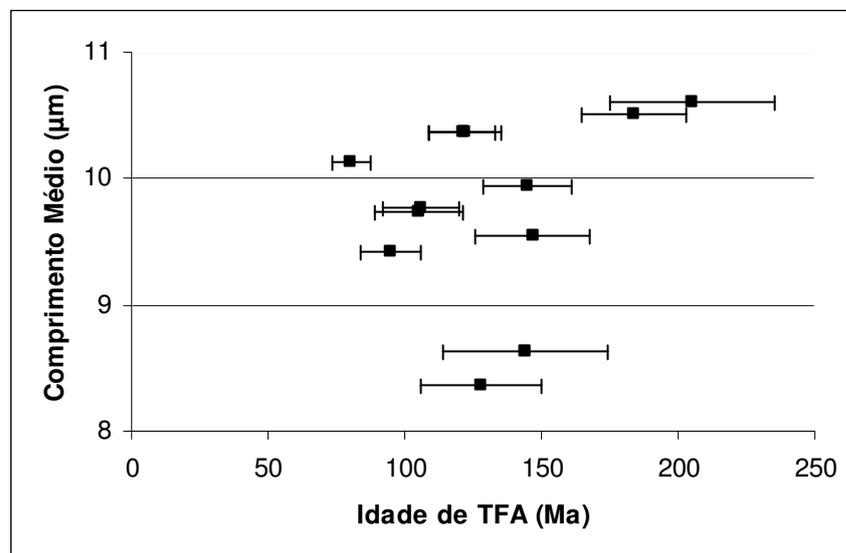


Figura 12: Gráfico de Idades (Ma) x Comprimento de Traços Confinados (μm)

É possível extrair deste gráfico um padrão de dispersão com tendência a exibir idades mais jovens à medida que os comprimentos de traços se tornam menores. Esta constatação denota um padrão onde idades cada vez mais jovens revelam indícios de uma rápida movimentação no âmbito tectônico, responsável pela colocação das mesmas de profundidades crustais elevadas (zona de *annealing*) para a zona de conservação de traços de forma abrupta, conservando os traços de menor comprimento.

5.2 Relação dos valores de idades versus altitude

Já o gráfico que relaciona a altitude dos pontos onde foram coletadas as amostras com suas respectivas idades exprime uma tendência cujas amostras com idades mais jovens ocorrem em altitudes menores, em dois aparentes conjuntos. (Figura 13).

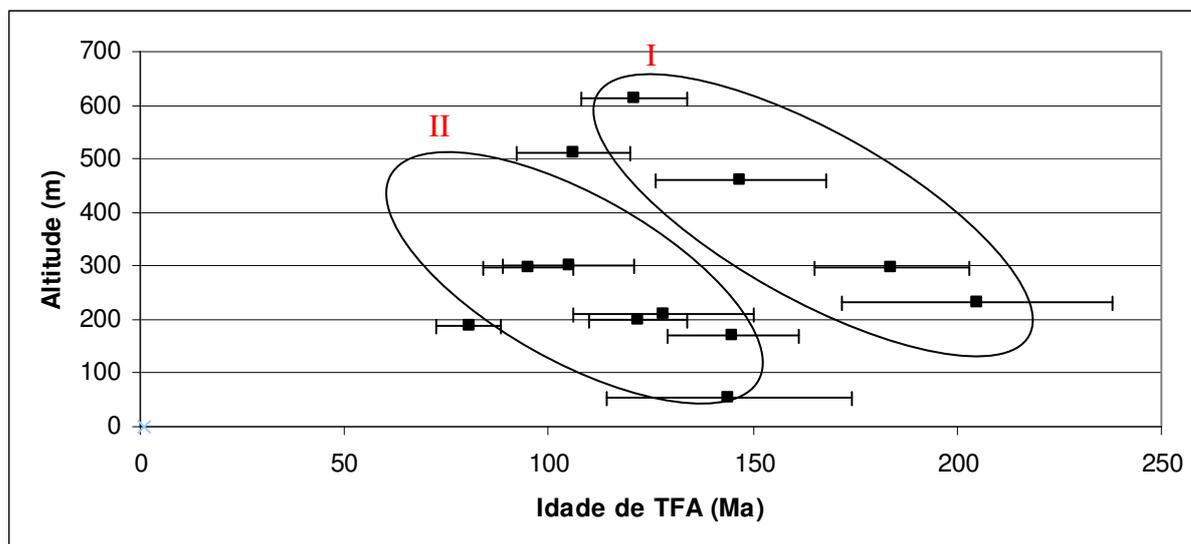


Figura 13: Gráfico de Idades de TFA x Altitude (m)

Este padrão exprime um caráter tectônico para explicar o alçamento da porção supracrustal a elevadas altitudes, em detrimento dos processos denudacionais típicos onde prevalece o recuo de escarpa. A explicação da existência de amostras antigas em baixas altitudes advém da hipótese de tratarem-se de amostras que remetem a blocos baixos em um contexto de reativação mesozóica, ou ainda porções crustais onde prevaleceram eventos denudacionais plenos.

5.3 Idades por Traço de Fissão em Apatita

As idades obtidas estão em conformação com o quadro geológico / geomorfológico regional no que diz respeito à evolução termotectônica da área. Considerando o erro experimental, as amostras TF1154 (121 ± 13 Ma), TF1156 (106 ± 14 Ma), TF1158 (147 ± 21 Ma) e TF1161 (144 ± 30 Ma) as quais se inserem no contexto do planalto da Borborema, exibem idades compatíveis com as concebidas por Morais Neto et al., (2009) (Figura 14). Maiores tentativas de soluções termais ficam limitadas dada a ausência de histórias térmicas para as amostras TF1156/58/61.

Apesar de uma pequena dispersão nos valores para as idades as mesmas se enquadram no mesmo *trend* de valores, considerando-se o erro experimental. Nota-se que é perfeitamente plausível o desenrolar de processos denudacionais e / ou tectônicos que

atuaram de forma distinta neste mesmo setor dada a grande área pretendida, ou mesmo orquestraram os eventos inerentes à porção supracrustal de forma conjunta, mas gerando resultados díspares. Ao estudar a Zona de Falha de Portalegre, Nóbrega et al. (2005) identificaram a movimentação de blocos em um contexto de reativação de estruturas brasileiras no Cretáceo, sendo que para a mesma área o autor identificou com sucesso as reativações deflagradas em blocos supracrustais e a conseqüente sedimentação associada, confrontando *trends* de amostragens distintos.

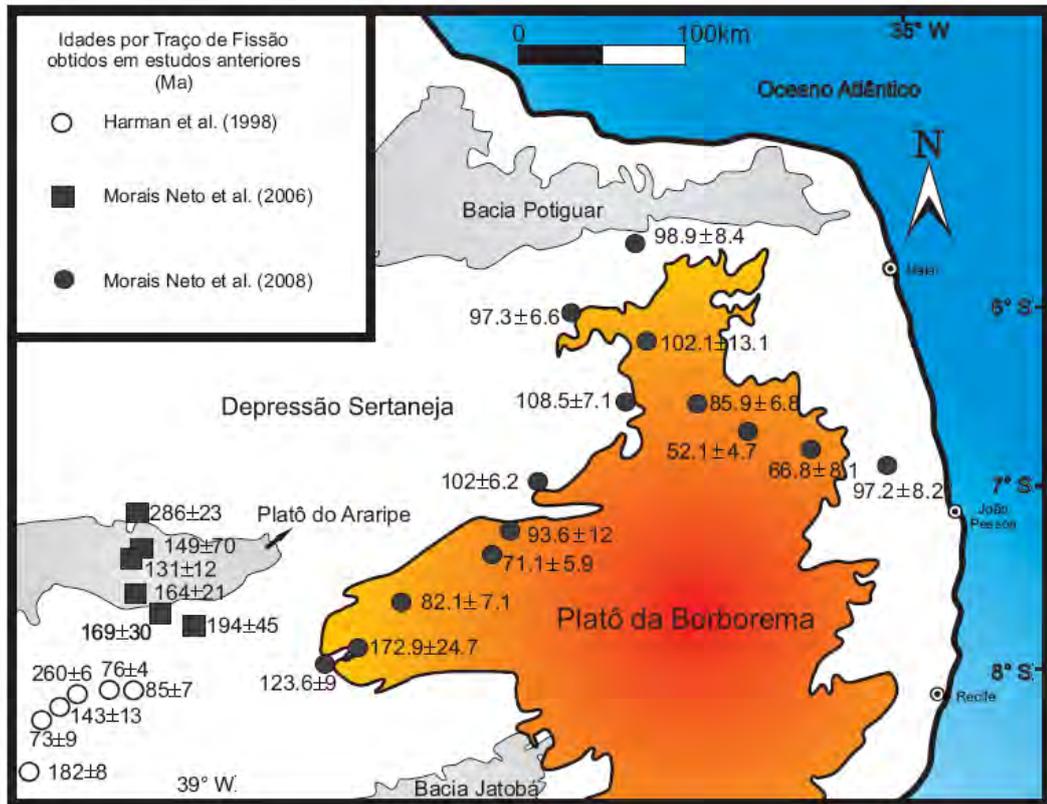


Figura 14: Mapa de compilação de idades por traço de fissão em apatitas. Modificado de Morais Neto et al., (2009).

Estas amostras também exibem idades mais jovens se comparadas às idades identificadas na bacia do Araripe por Morais Neto et al., (2006) (Figura 14 acima). Estes dados indicam que os sedimentos da bacia remetem à uma área fonte que passou pela zona de *annealing* em um período mais antigo, correspondendo assim à uma porção superior da crosta que foi erodida. Como se tratam de amostras do embasamento cristalino, as idades obtidas das amostras refletem que a porção da crosta a aproximadamente 4 km de profundidade passou pela zona de *annealing* total por volta de 100 Ma (TF1150; 95 ± 11 e TF1152; 128 ± 22 Ma) como um possível bloco soerguido que gerou uma feição positiva para fornecer material sedimentar para os depósitos Aptianos a Albianos (124 – 97 Ma) da Bacia do Araripe (ver Anexo IV). Este pulso foi reconhecido no estudo conduzido por Morais Neto et al. (2006), sendo que os autores sugerem que potenciais rochas geradoras de hidrocarbonetos nesta área podem ter interrompido sua evolução térmica devido ao evento

de soerguimento / resfriamento sofrido no Neocretáceo. Para segmentos ainda mais antigos (TF1148; 205 ± 33 Ma), cogita-se diferentes histórias termoevolutivas. As histórias individuais da evolução termocronológica das amostras serão tratada no próximo tópico.

As amostras TF1137, TF1139, TF1141 e TF1143 situam-se na porção central do Ceará, e apresentam idades relativamente jovens, de 80 ± 8 Ma (TF1137) e idades mais antigas, de até 184 ± 19 Ma (TF1141). As interpretações destas idades serão realizadas a partir da modelagem de suas histórias térmicas, apresentadas no próximo Capítulo. Dada a grande expressividade da área estudada e diferentes eventos atuantes sobre a região, faz-se necessária a tentativa de subdividir a mesma em domínios distintos, de acordo com os dados confeccionados no presente trabalho (Figura 11, Anexo II).

Na tentativa de identificar possíveis agrupamentos de *trends* de idades com semelhantes características foi gerado o mapa geológico / estrutural (Figura 15) com os referidos pontos de amostragens e idades com erro associado em um mesmo quadro, a ser visto na figura a seguir:

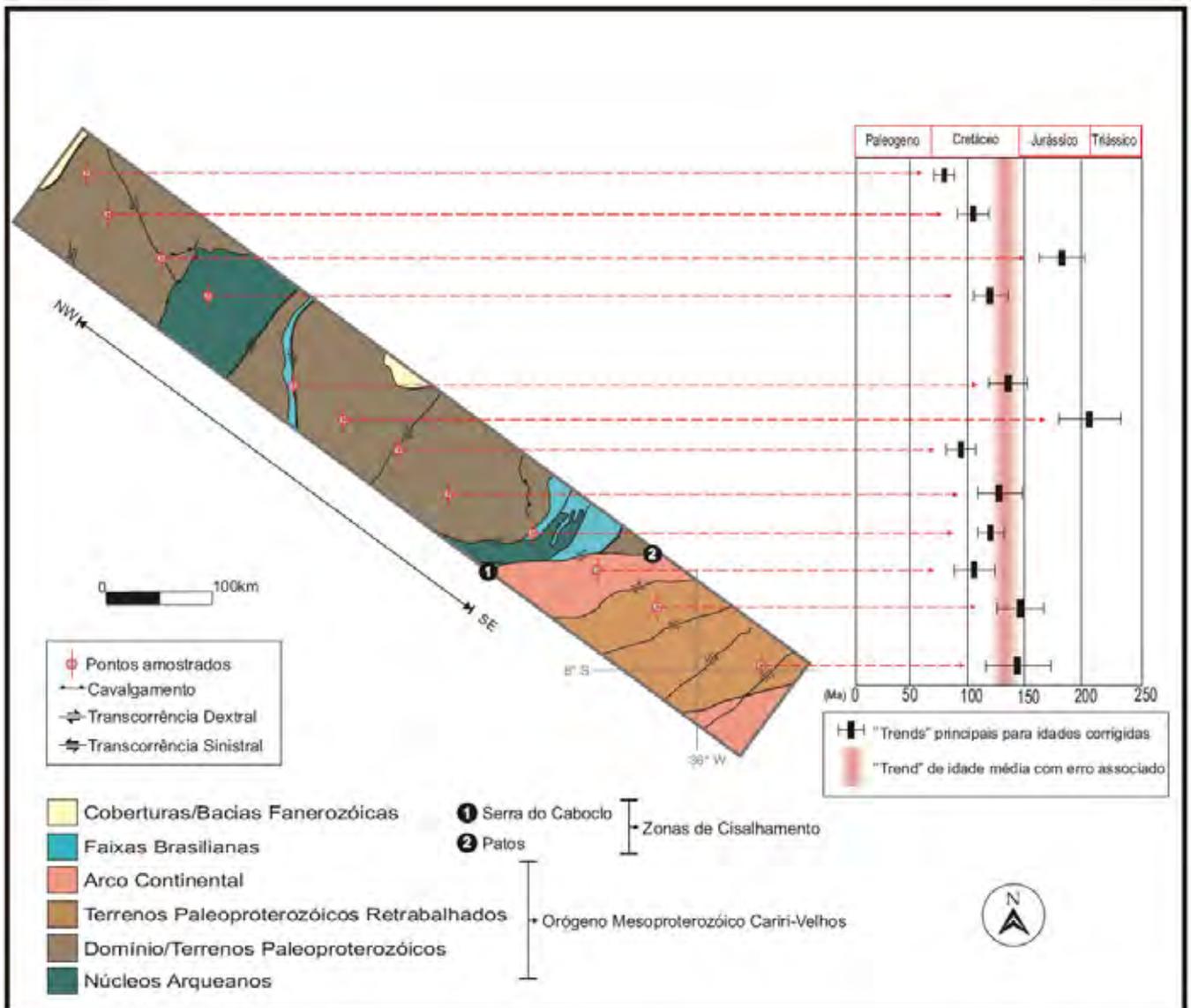


Figura 15: Mapa geológico / estrutural da área com gráfico para idades dos pontos amostrados

De acordo com a Figura (15) é possível identificar um *trend* que considera a média das idades obtidas a partir da metodologia TFA. Apesar de não levar em conta as histórias térmicas ou as particularidades de cada terreno em suas localidades, torna-se claro o momento de grande perturbação tectônica inerente à implantação do rifte (fase “sin rifte I”), e segundo Zalán (2004), a subsequente fase posterior de caráter rúptil com idade Neocomiana a Barremiana.

Levando em conta as idades \pm o erro associado, muitas delas se agrupam em uma mesma faixa de valores próximos, e por isso não é possível a distinção de grupos de isovalores e semelhantes características que os associem de qualquer forma sem relevar suas histórias térmicas. Contudo, de modo geral, é possível notar que as amostras tendem a exibir idades mais jovens de SE para NW, se consideradas as duas amostras em cada extremo da área.

Esta distribuição se enquadra na dinâmica do rifteamento nordestino, que de acordo com Matos (1992), experimentou uma expressiva mudança na dinâmica cinemática da ruptura do Gondwana. Durante o Neobarremiano (“sin-rifte III”) os eventos de rifteamento mais expressivos ocorreram no ramo equatorial, em contraposição ao *trend* Cariri-Potiguar, o qual foi abortado. A margem equatorial experimentou amplo desenvolvimento durante o Aptiano, enquanto o *trend* Recôncavo-Tucano-Jatobá cessava suas atividades plenas.

5.4 Modelagem das Histórias Térmicas

As próximas figuras representam os gráficos de história térmica de cada amostra com os respectivos histogramas experimentais de comprimento de traços confinados.

A partir da visualização das histórias térmicas conjuntamente, aliadas à contextualização geográfica / geológica das mesmas na área estudada, é possível determinar uma segmentação incipiente de grandes domínios com modelos evolutivos semelhantes (Anexo II).

Estes domínios serão tratados individualmente, com o intuito de compartimentar possíveis interpretações de acordo com as características locais, para posteriormente subsidiar futuras considerações que permitirão inferir interpretações de ordem regional para a área. Estes compartimentos encontram-se no descritos no Capítulo 5.5 - Compartimentos Crustais.

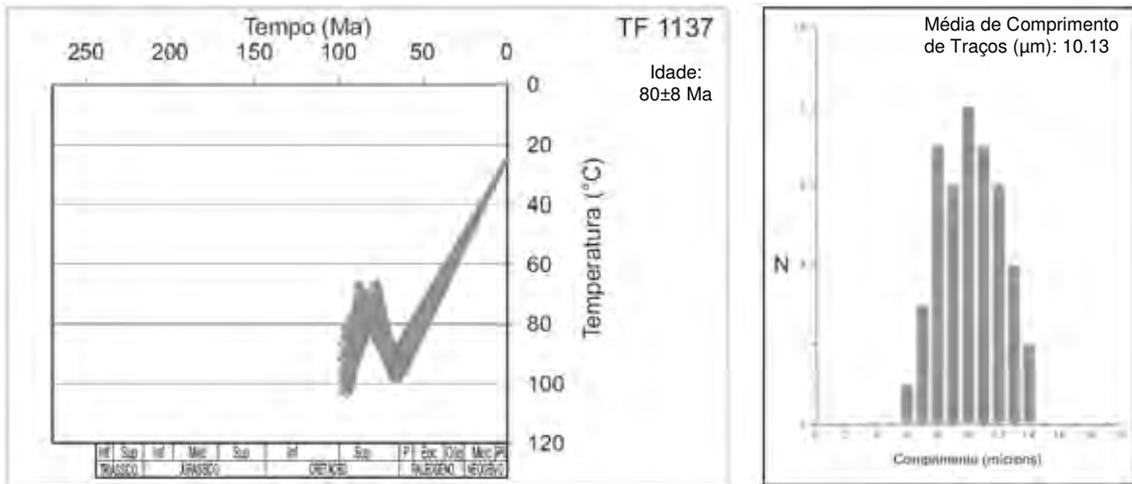


Figura 16: História térmica e Histograma de traços da amostra TF-1137

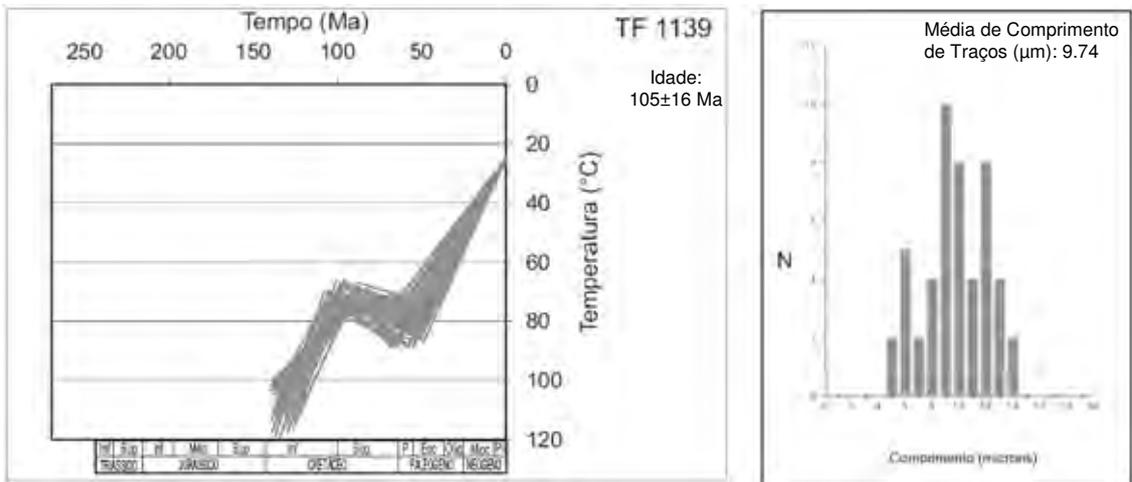


Figura 17: História térmica e Histograma de traços da amostra TF-1139

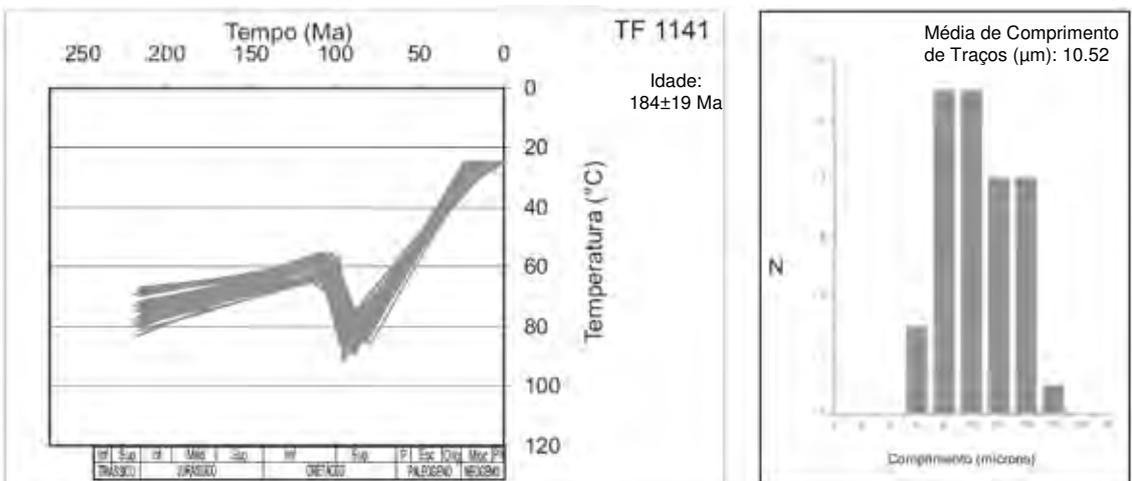


Figura 18: História térmica e Histograma de traços da amostra TF-1141

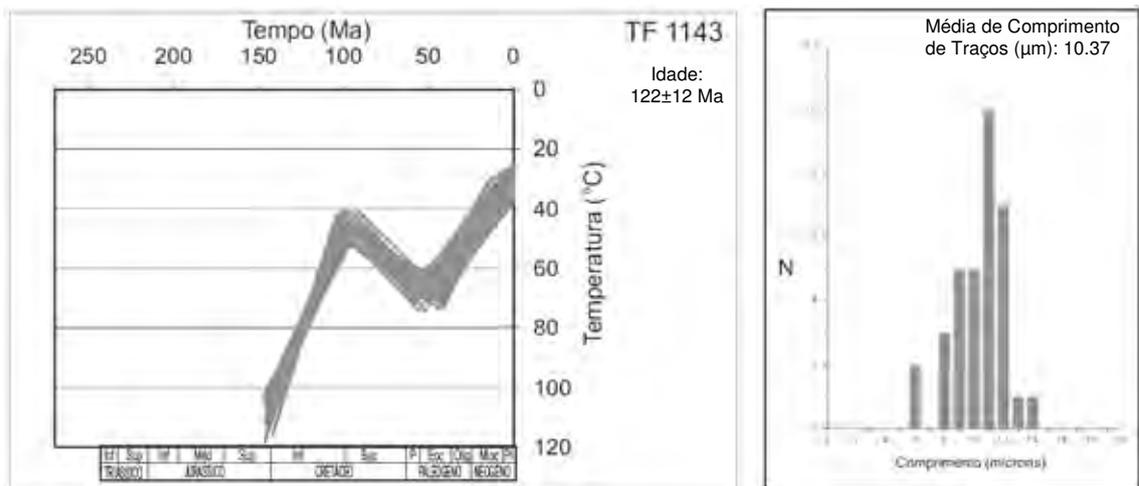


Figura 19: História térmica e Histograma de traços da amostra TF-1143

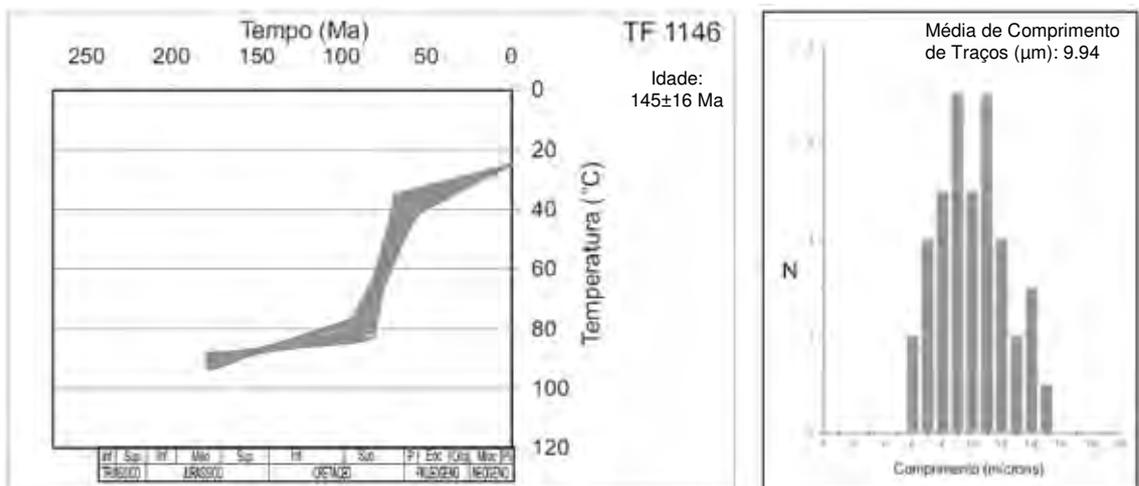


Figura 20: História térmica e Histograma de traços da amostra TF-1146

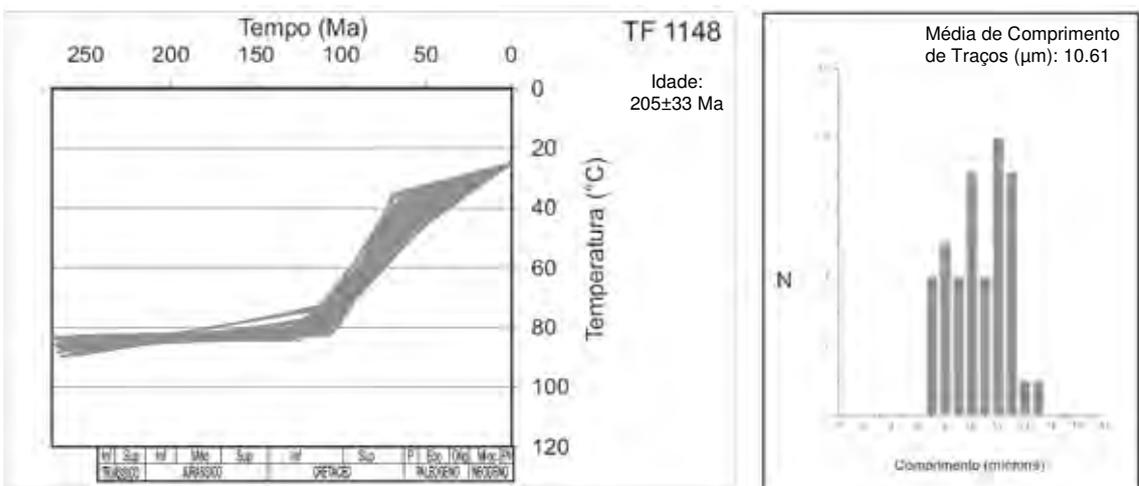


Figura 21: História térmica e Histograma de traços da amostra TF-1148

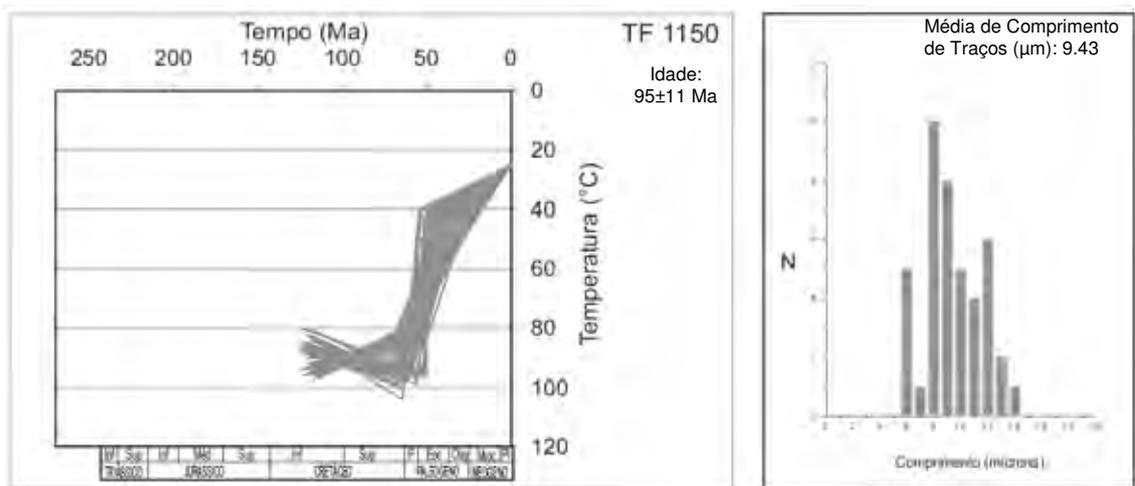


Figura 22: História térmica e Histograma de traços da amostra TF-1150

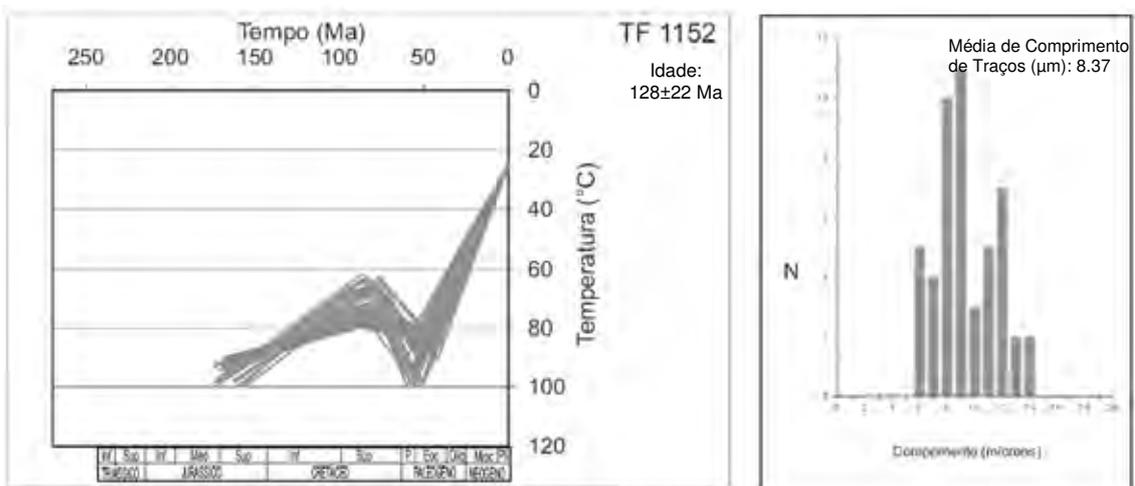


Figura 23: História térmica e Histograma de traços da amostra TF-1152

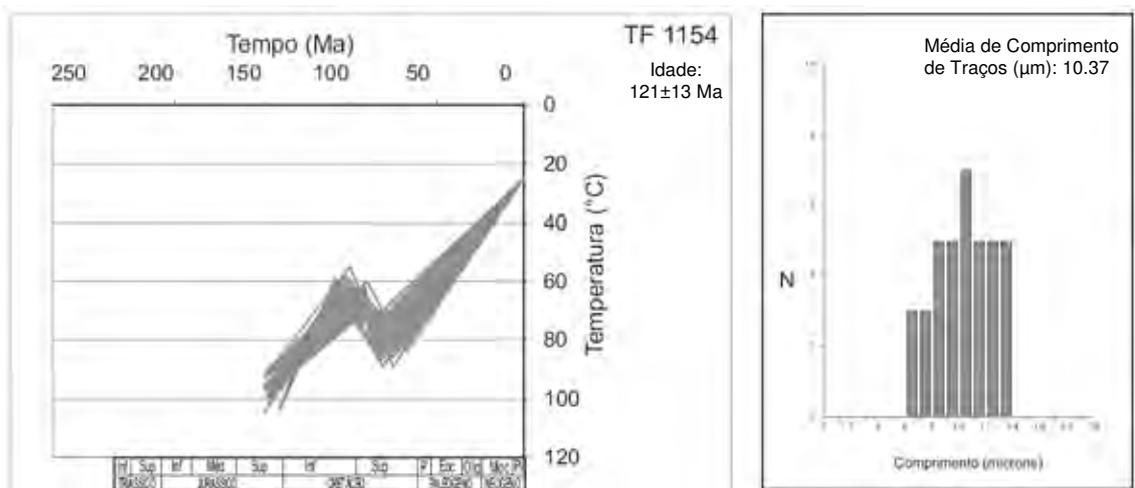


Figura 24: História térmica e Histograma de traços da amostra TF-1154

5.5 Compartimentos Crustais

5.5.1 Domínio Ceará Central

As amostras agrupadas neste domínio apresentam trajetórias térmicas semelhantes ao longo do tempo geológico. Estas são: TF1137, TF1139, TF1141 e TF1143, e exibem idades relativamente próximas entre si (80 ± 8 ; 105 ± 16 ; 184 ± 19 e 122 ± 12 Ma), à exceção da amostra TF1141 (184 ± 19 Ma), a qual exibe uma idade mais antiga. Contudo, este conjunto evidencia em todas suas amostras um marcante evento de resfriamento, ocorrido no limite do Cretáceo inferior / superior entre 110 e 90 Ma, sendo que a amostra TF1137 exibe o mesmo evento ocorrendo em um momento mais recente, durante o Cenomaniano / Campaniano. A rápida ascensão responsável pela colocação destas amostras na zona de *annealing* parcial revela o caráter tectônico fortemente atuante na área dados os efeitos tafrogenéticos da margem equatorial.

Logo após este resfriamento as amostras deste segmento foram expostas a um período de aquecimento, entre ~ 100 e 50 Ma, que levou as amostras de temperaturas entre 40 e 70°C (Figuras 19, 20 e 21) às temperaturas de 70 a 90°C, (Figuras 17, 18 e 19) chegando até 100°C (TF1137). Este aquecimento atuou marcadamente durante o Cretáceo Superior, sendo que há uma migração do pico do aquecimento para o Paleoceno / Eoceno (TF1143).

A amostra TF1141 reflete um padrão diferenciado das outras amostras deste domínio, denotando um resfriamento contínuo do Jurássico até o Mesocretáceo, quando experimentou um aquecimento relativamente mais antigo do que as outras amostras deste mesmo domínio.

Após estes eventos as histórias térmicas destas amostras revelam um resfriamento contínuo, desde o Paleoceno até chegar à atual superfície, à temperaturas de 25 °C.

5.5.2 Domínio Cariri-Potiguar

Para a subdivisão deste domínio entre as amostras analisadas levou-se em conta a consistente semelhança no que diz respeito às trajetórias térmicas percorridas por ambas as amostras TF1146 e TF1148. (Figuras 20 e 21)

Desde a passagem destas amostras pela zona de *annealing* total, as mesmas não sofreram expressivas perturbações térmicas. A amostra TF1146 revela uma trajetória sem qualquer influência de um aquecimento ou tectônica até o Cenomaniano, por volta de 90 Ma, enquanto o mesmo ocorre na amostra TF1148, sendo que no final do Aptiano, em torno de 110 Ma, nota-se a existência de um evento de resfriamento, e após isso a amostra perfaz

uma trajetória até a superfície em taxa praticamente constante. A amostra TF1146 perfaz a mesma evolução térmica, sendo notado um evento de resfriamento que ocorre Mesocretáceo, de provável origem tectônica, posteriormente passando a uma estabilidade térmica até a superfície atual.

Já a amostra TF1150 apresenta uma idade central mais jovem, de 95 Ma e aparenta ter um período relativo de estabilidade térmica apesar de um leve aquecimento até o Paleoceno. Após esta trajetória, a mesma experimentou um evento de resfriamento que ocorreu de forma acentuada no início do Cenozóico (Figura 22).

5.5.3 Domínio da Depressão Sertaneja

Neste conjunto destacam-se as amostras TF1152 e TF1154 pela semelhança ao longo de seu trajeto termoevolutivo. As mesmas possuem idades centrais muito próximas, de 128 ± 22 e 121 ± 13 Ma, respectivamente. Estas denotam um evento de resfriamento com pico entre 100 e 80 Ma para a primeira e entre 120 e 100 Ma para a segunda.

Após o resfriamento, as amostras sofreram um aquecimento, responsável por trazer o pacote rochoso de temperaturas por volta de 60 °C para valores superiores, entre 90 e 100 °C. Este aquecimento ocorreu majoritariamente durante o Neocretáceo.

A trajetória de resfriamento após o evento de aquecimento ao qual foram expostas as amostras iniciou-se no início do Cenozóico, de forma constante até o presente momento, sendo que não foi possível identificar qualquer tipo de indício de novo aquecimento para a área.

6. INTERPRETAÇÕES

6.1 Domínio Ceará Central

As amostras que representam este domínio (Anexo II) possuem em comum um distinto intervalo de tempo cuja principal característica é notadamente um evento de resfriamento. Este evento ocorre em um considerável curto espaço de tempo, com picos entre 100 e 90 Ma. A se julgar pelas amostras TF1137/39/43 é possível admitir um inquestionável caráter tectônico que provocou uma rápida movimentação na ordem de resfriar o pacote rochoso de temperaturas entre 100 e 120° C para profundidades menores, onde vigoram temperaturas entre 40 e 70° C. Estas histórias térmicas exibem uma congruência no quadro geológico em que estão inseridas, visto que muitos autores como SZATMARI et al. (1987); SZATMARI & FRANÇOLIN, (1987); & DESTRO et al. (1994); BELTRAMI et al. (1994); apud CLAUDINO SALES & PEULVAST. (2007) evocam uma evolução morfoestrutural do relevo da margem continental do estado do Ceará, como a

ocorrência de reativações mesocretáceas (pós-albianas) das zonas de cisalhamento brasileiras. As formações Codó, Corda, Grajaú e Itapecuru na Bacia do Ceará constituem uma seqüência marinha Cretácea que se sobrepõem discordantemente sobre seqüências jurássicas mais antigas, corroborando esta constatação. As amostras TF1137 e TF1139 são as que melhor representam este contexto tectônico, que se desenvolveu em função da atividade de falhas oceânicas cujo prolongamento na zona costeira é mais ou menos conhecido – ex: o lineamento Sobral-Pedro II no noroeste do Ceará e as zonas transformantes de Romanche e Chain.

A amostra TF1141 possui uma idade mais antiga, e revela um contínuo processo de resfriamento desde o Neojurássico, a taxas mais modestas. A solução encontrada para a trajetória desta amostra recai no possível fato de se tratar de um bloco crustal relativamente subsidente em relação à terrenos soerguidos adjacentes. Enquanto este pacote rochoso experimentou uma movimentação ascendente responsável pelo resfriamento do conjunto de temperaturas em torno de 70 °C até aproximadamente 55 °C ao longo de aproximadamente 120 Ma, o embasamento cristalino a noroeste e sudeste, representado pelas outras amostras deste domínio, sofreram uma rápida ascensão, entre o Albiano e o Cenomaniano.

Após este primeiro evento de resfriamento, todas as amostras exibem uma posterior fase de aquecimento, cujo auge oscila entre o Mesozóico / Cenozóico (TF1137) e o Eoceno (TF1143). A esta fase atribui-se a fase de subsidência térmica da bacia do Ceará, com tectônica adiastrófica associada (Anexo V), com a preponderância da fase transgressiva da bacia. Este período de erosão das estruturas dos rifts (ex: ombreiras) acarretou importantes implicações geomorfológicas, pois o embasamento adjacente foi submetido a condições de pediplanação, de tal sorte que uma larga superfície de aplainamento – denominada Superfície Jaguaribe, esta bem definida ao sul e sudoeste do rift Potiguar (PEULVAST e CLAUDINO SALES, 2004; PEULVAST et al., 2008). A existência da Superfície Jaguaribe, identificada por uma discordância nos calcários da Formação Jandaíra, reporta à esta fase de estabilidade tectônica.

A análise da história térmica gerada pela amostra TF1141 revela um evento de aquecimento diferenciado do padrão neste domínio identificado. Para o evento de aquecimento identificado no Cretáceo Superior, atribui-se um movimento descendente do pacote rochoso em detrimento dos eventos de reativações pós albianas deste segmento. Esta hipótese é harmoniosa com uma movimentação ascendente dos terrenos adjacentes, já que as outras amostras deste domínio revelam um evento de resfriamento neste mesmo período.

A fase seguinte registrada pelas amostras deste domínio corresponde à um evento de resfriamento, registrado na bacia do Ceará pelas altas taxas de sedimentação a partir do Paleoceno, representado pelo maior aporte de terrígenos da Formação Tibau, enquanto que a Formação Barreiras, que corresponde à representação *onshore* dos sedimentos

siliciclásticos do Mioceno da plataforma continental, possui sua geração atribuída à uma resposta a um soerguimento crustal. (Pessoa Neto et al., 2003 apud Claudino Sales & Peulvast, 2008).

Claudino Sales & Peulvast (2007) frisam o fato da Superfície Infrapaleozóica, exumada e destruída ao curso da inversão de relevo da borda da Bacia do Parnaíba para dar lugar à Superfície Sertaneja, possuir altitudes de menos de 100m no graben de Morrinhos e da ordem de 700m a oeste e ao sul de Sobral. Este fato indica que essa região sofreu não apenas os movimentos diferenciais associados aos rejeitos, mas também a ação da flexura marginal a nordeste.

6.2 Domínio Cariri - Potiguar

Neste domínio, as amostras analisadas fornecem um padrão semelhante, onde prevalecem os eventos de quiescência tectônica e resfriamento, em detrimentos de eventos de aquecimento de significativa expressão.

As amostras TF1146 e TF1148 revelam uma trajetória estável do ponto de vista térmico, durante sua evolução no Jurássico / Neocretáceo. Gunnell (2000) considera que um período de marcada quiescência indica uma interrupção no soerguimento do pacote rochoso a favor de um período de aplainamento da topografia na superfície. As temperaturas indicadas pelas histórias térmicas, às quais as amostras estavam submetidas, indicam que neste período o conjunto situava-se sob uma coluna de ~2km de cobertura rochosa, considerando o gradiente geotérmico de 30 °C / km de profundidade, com uma temperatura da superfície de 25 °C.

Para esta hipótese assume-se que o sistema alcançou um suficiente estado de baixa energia, o qual permite inferir que o nível de base estabilizou-se, e uma superfície de aplainamento se instalou no topo do pacote rochoso. Como as idades compreendem um grande período do passado evolutivo da área, assume-se que estas amostras são contemporâneas à instalação da Superfície Sul Americana, cujo desenvolvimento deu-se amplamente durante o Albiano e o Oligoceno.

É possível que em contraposição aos eventos de resfriamento que remetem ao estágio rifte, esta região experimentou intensos eventos de aquecimento, - ex: o magmatismo Rio Ceará – Mirim, com pulso de maior intensidade durante o Neocomiano. Formula-se a hipótese desta área constituir um local particular da região nordeste, cujos efeitos de resfriamento inerentes à fase rift foram compensados por efeitos de aquecimento de vulcanismos associados e acentuadas taxas de sedimentação.

O evento identificado como um período de acentuado resfriamento possui início no Cretáceo Superior, com duração até o Mesoeoceno. Esta “quebra” no platô das histórias térmicas indica uma idade terminal para a superfície de aplainamento Sul Americana, em

detrimento de um pulso de soerguimento mais expressivo. De fato, os indícios de que a Bacia Potiguar foi soerguida no Mesocampaniano (CREMONINI, 1995 apud CLAUDINO SALES & PEULVAST 2007) encontram argumentos na média de espessura dos sedimentos (Anexo VI) do Neomioceno das Formações Tibau e Barreiras (150 – 200M), que representam uma coluna erodida com espessura de 50 a 70 metros, a uma taxa de 10 m / Ma, estando compatíveis assim com a taxa de denudação pós-Cenomaniano estimada para os critérios de inversão de bacia utilizados por Peulvast et al. (2008).

Idades por TFA definidos por Morais Neto et al. (2008) em rochas sedimentares da Formação Tibau acusaram uma idade central de 135 ± 31 Ma para esta seqüência regressiva. Se assumirmos que estes sedimentos iniciaram sua deposição entre o Cretáceo Superior, de uma área fonte cuja idade remete ao Eocretáceo, a idade central de 95 ± 11 Ma exibida pela amostra TF1150 é compatível com uma porção inferior do bloco crustal exumado nesta área. A história térmica desta amostra revela que a passagem da amostra pela zona de *annealing* teria ocorrido em um momento mais recente, em detrimento da massa rochosa sobrejacente, que resfriou em um período mais antigo, servindo de área fonte para os sedimentos da Formação Tibau durante o soerguimento no Cretáceo Superior. As idades mais antigas deste domínio também podem se encaixar neste contexto sedimentar, visto que Morais Neto et al. (2008) identificaram idades individuais de grãos de apatita em suas amostras com ampla dispersão entre 218 a 64 Ma.

6.3 Domínio da Depressão Sertaneja

Como visto no capítulo anterior, as idades das amostras TF1152 e TF1154 são correlacionáveis à dinâmica supracrustal que remete aos eventos de separação dos continentes em torno de 140 – 120 Ma atrás. Estes resultados estão alinhados com considerações realizadas por Nóbrega et al (2005), que a partir da metodologia de TFA aponta para este mesmo evento de reativação de falhas, com direta influência no que se refere ao desenvolvimento de bacias sedimentares em toda a região NE do Brasil.

De fato, Morais Neto et al. (2006) analisando amostras sedimentares da bacia do Araripe, obtiveram idades do início do resfriamento da área fonte em torno de 115 Ma, sendo que as idades do pacote previamente exumado corresponde à um trend entre 180 e 120 Ma. No mesmo trabalho, o autor identificou as paleotemperaturas máximas cujas amostras foram submetidas, que giram entre os valores de 100 e 80 °C. De acordo com as Figuras 23 e 24) nota-se que as histórias térmicas no presente trabalho exibem valores em conformação com essa temperatura máxima.

A subseqüência da fase rift em sua plenitude estabelecida é marcada por um período de quiescência tectônica (OLIVEIRA 1992). As amostras denominadas neste conjunto exibem um claro evento de aquecimento entre o Cretáceo Superior / início do Paleoceno,

assumindo desta forma que a crosta (previamente afinada e aquecida) sofre uma contínua subsidência. Este estágio transicional da fase rift para a fase drift é instaurado em um período de subsidência térmica predominante. A evolução deu-se com a geração de assoalho oceânico (CAMPOS & DARDENNE, 1997), e para as amostras em questão, assume-se o evento de aquecimento com base no progressivo basculamento da margem continental, resultante da contração térmica dada a subida do nível do mar (OLIVEIRA 1992). Os calcários da Formação Jandaíra na Bacia Potiguar foram depositados em ambiente transgressivo, relativamente calmo, atestando assim a ocorrência de um período onde a quiescência tectônica vigorou em detrimento de uma movimentação epirogênica com alta taxa de aporte de siliciclásticos na bacia.

Semelhante resultado é postulado por Nóbrega et al. (2005), que identifica um semelhante evento de aquecimento em torno de 90 °C entre ~140 e 45 Ma, admitindo uma movimentação descendente oriunda de falhamentos normais como provável argumento para tal evento.

A trajetória final destas amostras é marcada por um evento de resfriamento, cujo início se deu entre ~80 e 60 Ma . Morais Neto et al. (2006, 2009) também identificaram o início deste segundo evento de resfriamento em amostras da bacia do Araripe e do Planalto da Borborema. A este o autor atribui a causa a processos de denudação e erosão diferencial.

É importante frisar que Morais Neto et al. (2006, 2009) identificaram eventos de resfriamento relativamente mais recentes, com idades entre ~40 e 20 Ma (Figura 25). Contudo, os mesmos autores atentam para o fato de haver uma incerteza quanto a este último ciclo termo-evolutivo ser constituído por um resfriamento contínuo ou se tratar de discretos episódios de aquecimento / resfriamento. Se os eventos forem tratados como um soterramento, seguido por posterior erosão, as taxas de denudação do cristalino devem ser da ordem de 1 a 3 km, desde o *breakup* ocorrido no Cretáceo. Contudo, como as estimativas de erosão levam em conta o gradiente geotermal, existe uma grande margem de erro, dadas às diferentes dinâmicas termo - evolutivas sofridas pelos diferentes segmentos dos blocos supracrustais.

Apesar das presentes incertezas nos modelos termo – evolutivos da área diversos autores chamam a atenção para eventos durante a chamada Ativação Meso-Cenozóica (SCHOBENHAUS & BRITO NEVES, 2003; ZALÁN, 2004). Estes constituem os soerguimentos significativos de natureza epirogênica (Figura 25) sofridos por grandes áreas do embasamento adjacente às bacias marginais, ao longo da fase contínua de deriva continental, sendo que durante o Paleógeno houve uma tendência de soerguimento com fases regressivas prevaletentes durante este período.

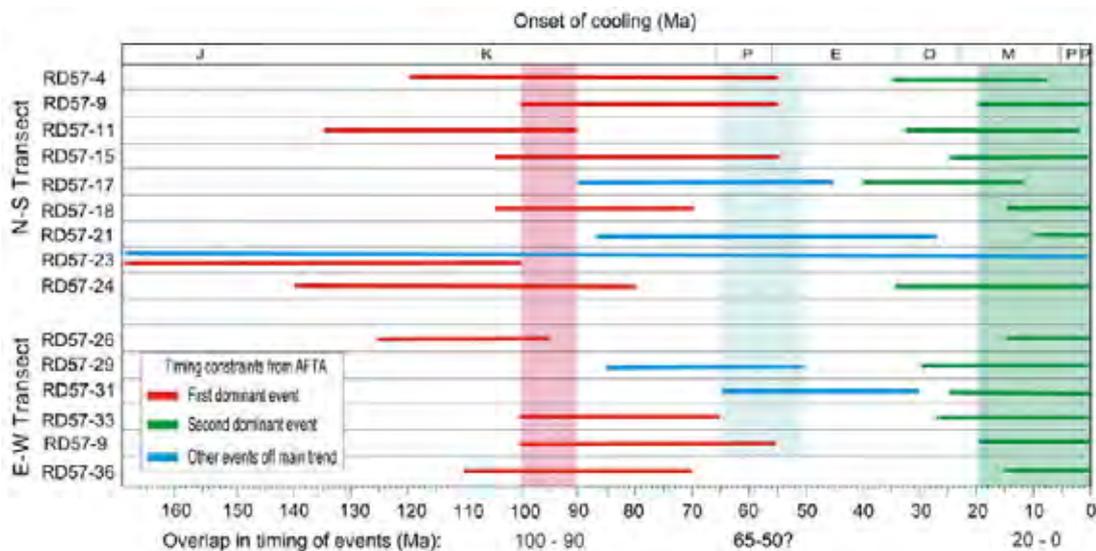


Figura 25: Considerações acerca dos eventos de resfriamento corridos na região do Platô da Borborema. Extraído de Morais Neto et al. 2009)

De acordo com o registro da bacia do Araripe, os dados obtidos para este conjunto mostram-se coerentes, à medida que a análise da carta estratigráfica revela as diferentes fases tectônicas à qual a mesma foi submetida.

A Formação Abaiara representa a unidade rifte, com um contato basal discordante com a Formação Missão Velha, subjacente. Assine (2007) salienta que no gráben de Crato-Juazeiro os rejeitos de falha alcançam até 1.000 metros, considerando esta estruturação rúptil delineada em horstes e grábens como a consequência de eventos tectônicos modificadores, associado a um segundo pulso da fase rifte.

Admitindo uma idade Neoptiana / Eoalbian para a deposição das seqüências pós rifte, as idades exibidas pelas amostras TF1152 e TF1154 (128 ± 22 ; 121 ± 13 Ma) são compatíveis com esta idade de deposição, ao supor que a porção superior do embasamento correspondente a estas amostras é mais antiga, e provavelmente constituiu a área fonte erodida durante a fase de subsidência flexural térmica. Morais Neto et al., (2008) determinaram a idade por TFA dos sedimentos da seqüência pré rifte representada pela Formação Missão Velha de 249 ± 71 Ma, enquanto os arenitos albianos da Formação Exu (seqüência pós rifte) exibiram idades entre 164 ± 21 e 131 ± 12 Ma.

Neste contexto, a superfície de aplainamento Sul-Americana remete ao início do Paleoceno, sendo que a mesma foi alçada a altitudes superiores a 1000 m dado um novo soerguimento no Paleógeno (ASSINE, 2007).

7. CONCLUSÕES

Findada a Orogênese Brasileira, o recém formado supercontinente Gondwana experienciou uma fase de quiescência tectônica, a qual perdurou até o qual durou até o Cretáceo, quando se iniciaram os processos responsáveis pela dispersão do Gondwana, assim como pela formação do Oceano Atlântico e da margem continental do Ceará e do Nordeste brasileiro em geral (CLAUDINO SALES & PEULVAST, 2007).

Este processo de ruptura do Megacontinente Gondwana Oeste, que culminou no desenvolvimento do rifte Sul – Atlântico, foi responsável pelo soerguimento de cinturões orogênicos que influenciaram em grande parte a sedimentação das bacias intracontinentais e marinhas de margem passiva do nordeste (ASMUS e PORTO, 1972; ESTRELLA, 1972 apud BUENO, 2004).

A ferramenta termocronológica utilizada permitiu a caracterização das idades dos pontos amostrados bem como a modelagem das prováveis trajetórias da evolução térmica das áreas correspondentes, sendo que nesta monografia são abordados eventos antigos, de idades Juro-Cretáceas até as atividades tectônicas e tectono-magmáticas cenozóicas, que afetaram as coberturas fanerozóicas e influenciaram veementemente a formação de depósitos correlatos.

Os eventos térmicos detectados nas amostras dos terrenos pré-cambrianos revelaram uma correlata relação temporal e espacial, atestando assim a eficiência da datação por traços de fissão em apatita como poderosa ferramenta para realizar considerações acerca da evolução tectônica da porção supracrustal da região nordeste brasileira.

A maioria das amostras estudadas registrou durante o Cretáceo um importante evento de resfriamento, responsável pela ascensão do pacote rochoso como um todo, deixando a zona de *annealing* total neste período. Este evento representa a última passagem da porção superior da crosta pela máxima temperatura à que foram submetidas as amostras (*reset* total dos grãos de apatita). O Anexo II sintetiza os dados obtidos a partir da análise de traços de fissão em apatitas, bem como a disposição geográfica dos pontos amostrados inseridos no quadro fisiográfico regional do nordeste.

Estas informações são corroboradas pela literatura da área, a qual relata a formação da margem continental do Nordeste brasileiro resultante de um conjunto complexo de fenômenos de deformação que tiveram lugar principalmente entre o Triássico superior e o Cretáceo superior (CLAUDINO SALES & PEULVAST, 2007), sendo que reativações neotectônicas Cenozóicas desempenharam um fundamental papel na atual configuração do quadro geomorfológico, bem como no desenvolvimento de bacias interioranas e marginais.

Na área estudada, os principais eventos registrados remetem à uma evidente fase de perturbação tectônica inerente ao Mesocretáceo, sendo que eventos de cunho deposicional,

bem como posteriores reativações Cenozóicas também foram registradas à partir da obtenção e análise dos dados de cada amostra. A Figura 26 ilustra os principais eventos de aquecimento / resfriamento que ocorreram na área estudada:

As amostras pertencentes ao domínio da Depressão Sertaneja exibem um evento de resfriamento dominante durante o Cenomaniano, corroborando os dados obtidos por Moraes Neto et al., (2009), observáveis na Figura 26.

Os dados analisados para o domínio Ceará Central também se alinham com o principal evento do resfriamento ocorrido no limite do Cretáceo inferior / superior, sendo que a amostra TF1137 exhibe o mesmo evento ocorrendo em um momento ligeiramente mais recente, durante o Cenomaniano / Campaniano.

Com base nesta análise, os dados obtidos neste estudo atestam a regionalidade dos eventos relacionados ao rifte continental, em uma área ampla do nordeste do Brasil. Esta inter-relação entre as amostras dispersas ao longo de uma grande dimensão territorial são interpretadas como consequência de advecção termal e resfriamento provocados pela erosão topográfica, sendo que os resultados requerem uma denudação em escala quilométrica do embasamento cristalino (da ordem de 1000-3000m, desde o *breakup* Cretáceo), estando estas estimativas em consonância com estimativas da margem sudoeste do Brasil no mesmo período (MORAIS NETO et al. 2009).

Em ambos os domínios, o evento posterior ao resfriamento foi atribuído a um período de quiescência tectônica, onde os efeitos da subsidência térmica são preponderantes durante o Cretáceo superior. Estes processos, aliados à uma intensa sedimentação e o soterramento dos terrenos causaram um evento de aquecimento registrado na maioria das amostras analisadas no período que sucedeu o alçamento do embasamento em virtude dos eventos relacionados ao rifte. Este evento de aquecimento é hipotetizado com base no basculamento da margem continental, mediante uma contração térmica sofrida com a subida do nível do mar (OLIVEIRA, 1992).

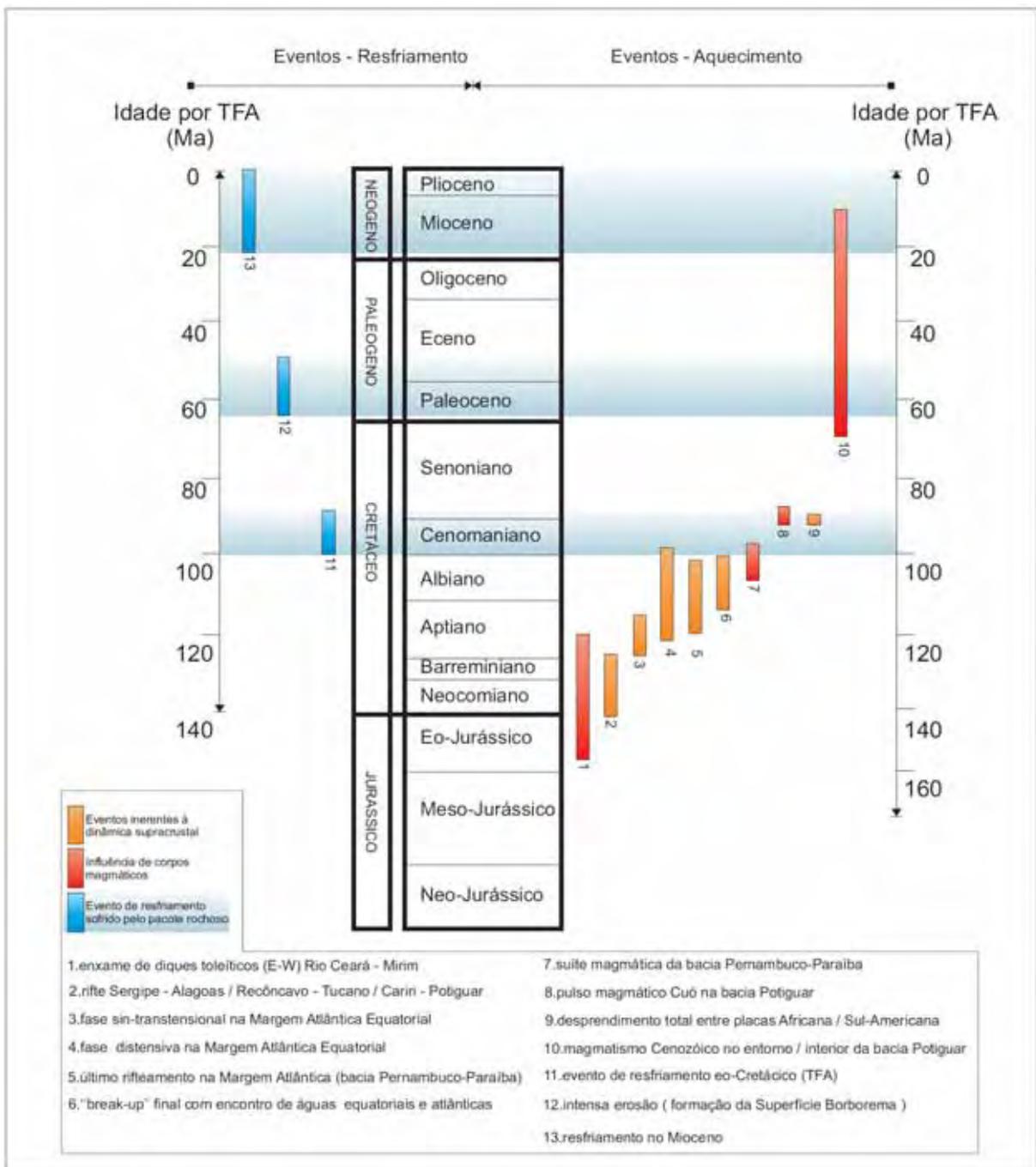


Figura 26: Quadro síntese de eventos termais de grande expressão na área estudada. Modificado de Moraes Neto et al. (2009)

As amostras inerentes ao domínio Cariri-Potiguar refletem um patamar constante que reflete a permanência deste segmento a constantes temperaturas. Para esta trajetória é sugerido momento de desenvolvimento da superfície Sul - Americana. A quebra deste patamar de relativa homogeneidade térmica ocorre dado um pulso de soergimento mais expressivo, relacionado a um resfriamento no Cretáceo superior / Paleoceno inferior.

Este evento de resfriamento é correlacionado com um evento revelado também em trabalhos de Moraes Neto et al. (2008; 2009), ilustrado na Figura 26 como o evento 12,

ocorrido na região da Borborema. Todos os domínios analisados indicam este possível evento de reativação tectônica, ocorrido durante o Neocretáceo – Eoceno.

Esta trajetória comum às amostras é corroborada por indícios nas bacias fanerozóicas do nordeste, que registram um maior aporte de clastos contemporâneos a este pulso erosional. Os ciclos regressivos registrados nestas bacias são muitas vezes limitados por discordâncias erosivas, fundamentando assim a hipótese deste resfriamento ser constituído por diversos pulsos sucessivos dado o quadro de reativação neotectônica. Soluções termais obtidas por Moraes Neto et al. (2008) para amostras da porção *onshore* da Bacia Potiguar estão em acordo com este evento regional, e também explica a origem de coberturas cenozóicas da Formação Serra do Martins, depositadas entre ~65 e 25 Ma e atualmente preservadas em altas elevações do platô da Borborema

Considerando que estas coberturas se encontram em altitudes de 600-700 metros, considera-se a existência de uma forte inversão topográfica em ordem de explicar um acentuado processo denudacional no Cenozóico. Este panorama é evidenciado pelo notável pulso de resfriamento do Paleoceno, consentindo uma tectônica relativamente recente cuja atuação processou-se veementemente no cenário do nordeste brasileiro, em ordem de gerar a atual conformação da paisagem.

De modo geral, é possível concluir que a datação por traços de fissão em apatitas em uma vasta área do território nordeste do Brasil obteve êxito ao correlacionar fenômenos locais, os quais ocorreram em virtude de momentos de reativações de estruturas e eventos de soerguimentos, com épocas de erosão e deposição de pacotes sedimentares associados.

As análises integradas de fatores estruturais, estratigráficos e geomorfológicos permitiram delinear um panorama geral da região desde os eventos iniciais da separação do continente sul americano e a África até o presente momento.

8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

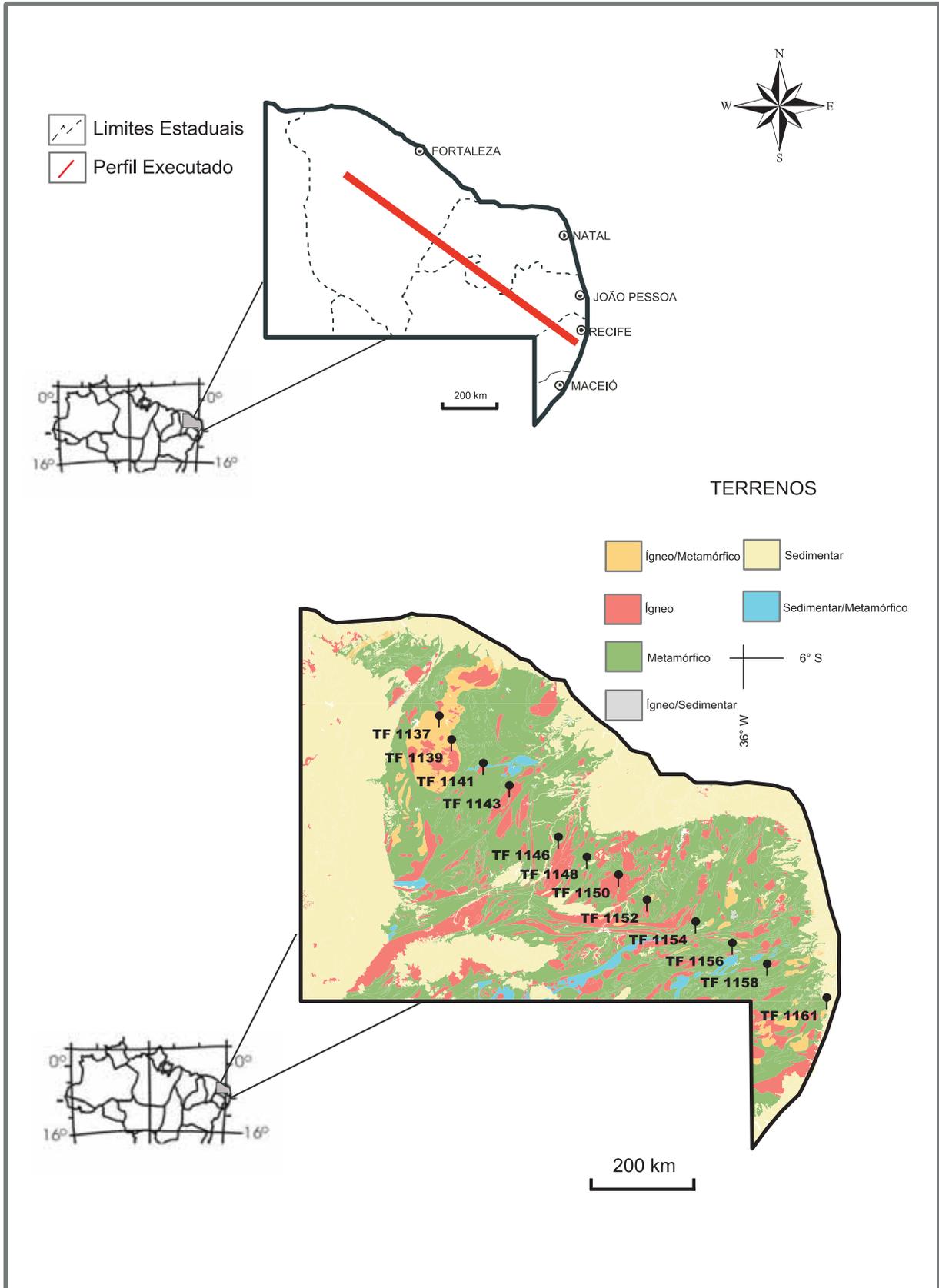
- ALMEIDA, F.F.M DE, HASUI, Y., BRITO NEVES, B.B., FUCK, R.A. 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth Sciences Review*, **1**: 1-29
- ASSINE, M. L. 1990. Sedimentação e tectônica da Bacia do Araripe (Nordeste do Brasil). Dissertação de Mestrado. Universidade Estadual Paulista. 124 p
- ASSINE, M. L.; 2007. Bacia do Araripe. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, **15**: 371 – 389
- BASEI, M. A. S. ; HACKSPACHER, P. C. . Aplicação de Isótopos Na Determinação da Idade de Processos Modificadores da Crosta - Uma Revisão.. In: 5º Simp. Nacional de Est. Tectônicos, 1995. 5º Simp. Nacional de Est. Tectônicos, Atas... GRAMADO-RS. v. 1. p. 374-376
- BRITO NEVES, B. B. 1999. The Cambro-Ordovician of the Borborema Province.. *Boletim IG, Série Científica*, SÃO PAULO – SP. **29**: 175-193
- BRITO NEVES, B. B. 2004 A História dos Continentes- Trajetórias e tramas tectônicas. In: Virgínio Mantesso-Neto; Andrea Bartorelli; Celso dal ré Carneiro; Benjamim Bley de Brito Neves. (Orgs). Geologia do continente Sul-Americano . A Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo-SP: .Beca Produções Culturais Ltda **1**: 123-149
- BUENO, G.V. 2004. Diacronismo de eventos no rifte Sul-Atlântico. *Boletim de Geociências da Petrobrás*.**12** (2):203-229.
- CAMPOS, J.E.G. & DARDENNE, M.A. 1997. Origem e evolução tectônica da Bacia Sanfranciscana. IV Simp. Nacional de Estudos Tectônicos. v 1: p 159
- CLAUDINO SALES, V.; PEULVAST, J.P.; 2007. Evolução morfoestrutural do relevo da margem continental do Estado do Ceará, Nordeste do Brasil. *Caminhos da Geografia*. **7**: 7 – 21
- CONDÉ, C. C.; LANA, C. C.; ROESNER, H. E.; MORAIS NETO, J. M.; DUTRA, C. D.; 2007. Bacia do Ceará. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, **15**: 347 – 355
- DANTAS, E.L., HACKSPACHER, P.C., VAN SCHMUS, W.R., DE BRITO NEVES, B.B.,1998. Archean accretion in the São José do Campestre massif, Borborema Province, northeast Brazil. *Revista Brasileira de Geociências* **28**: 221–228.
- DUNKL, I. 2001. The additional parameters – a short introduction to the data handling with TRACKKEY 4.1. *On Track*, **11**: 19-22. EBERT H. 1970 The Pré-Cambrian Geology of the “Borborema” belt. *Geol. Rundschau*, **59**(H.3): 1292-1326.
- FRACALOSSO, C. P. 2007. Uso da termocronologia por traços de fissão em apatita no reconhecimento de áreas de recarga e análises isotópicas de ²³⁴U/²³⁸U em águas subterrâneas do aquífero Itararé no município de Americana (SP). Dissertação de Mestrado. Universidade Estadual Paulista. 94 p.
- FRANCO, A.O.B. 2006. Termocronologia por Traços de Fissão em Apatitas na região do Arco de Ponta Grossa, entre os alinhamentos de Guapiara e São Jerônimo-Curiúva. Dissertação de Mestrado. Universidade Estadual Paulista. 141p.
- GUNNELL, Y. 2000. Apatite fission track thermochronology: an overview of its potential and limitations in geomorphology. *Basin Research*, **12**: 115-132.
- HACKSPACHER, P.C.; RIBEIRO, L. F. B.; RIBEIRO, M.C.S.; HADLER NETO, J. C.; TELLO, C.A.S. 2003. A origem da Serra do Mar. Termocronologia por traços de fissão em apatitas. In: SBG, Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 3, Armação de Búzios, *Boletim de Resumos*, 384-385.
- HADLER NETO, J.C.; LUNES, P.J.; PAULO, S.R.; TELLO, S.C.A. 1995. Obtenção de histórias térmicas de varias regiões geologicamente compatíveis usando análise de traços de fissão em apatitas. *Revista brasileira de Física Aplicada e Instrumentação*. **10**:1-10.

- HARMAN, R., GALLAGHER, K., BROWN, R., RAZZA, A., BIZZI, L., 1998. Accelerated denudation and tectonic/geomorphic reactivation of the cratons of northeastern Brazil during the Late Cretaceous. *Journal of Geophysical Research – Solid Earth* 103 (11), 27091–27105
- IUNES, P.J.; HADLER N., J.C.; BIGAZZI, G.; TELLO S., C.A.; GUEDES, S.; PAULO, S.R. 2002. Durango apatite fission-track dating using length-based age corrections and neutron fluence measurements by natural thorium thin films and U-doped glasses calibrated through natural uranium thin films. *Chemical Geology*. **187**: 201-211
- MATOS, R.M.D., 1992. The Northeast Brazilian rift system. *Tectonics* 11, 766–791
- MOHRIAK, W. U. 2004. Recursos Energéticos associados à Ativação Tectônica Mesozóico-Cenozóica da América do Sul. In: V.Mantesso Neto; A. Bartorelli; C. D. R. Carneiro; B. B. B. Neves (Orgs.). *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo-SP: Beca Produções Culturais Ltda **1**:: 293-318
- MORAIS NETO, J.M., HEGARTY, K., KARNER, G.D., 2005–2006. Abordagem preliminar sobre paleotemperatura e evolução do relevo da bacia do Araripe, Nordeste do Brasil, a partir da análise de traços de fissão em apatita. *B. Geoci. PETROBRAS* 14, 113–119
- MORAIS NETO, J. M. ; GREEN, P.F. ; KARNER, G. D. ; ALKMIM, F. F. 2008. Age of the Serra do Martins Formation, Borborema Plateau, northeastern Brazil: constraints from apatite and zircon fission track analysis..*Boletim de Geociências da PETROBRAS*, **16**: 23-52
- MORAIS NETO, J.M., HEGARTY, K.A., KARNER, G.D., ALKMIM, C, F.F. 2009. Timing and mechanisms for the generation and modification of the anomalous topography of the Borborema Province, northeastern Brazil. *Marine and Petroleum Geology*. **26**: 1070-1086
- NÓBREGA, M.A., S, J.M., BEZERRA, F.H.R., HADLER NETO, J.C., IUNES, P.J., GUEDES, S., TELLO SAENZ, C.A., HACKSPACHER, P.C., LIMA-FILHO, F.P., 2005. The use of apatite fission track thermochronology to constrain fault movements and sedimentary basin evolution in northeastern Brazil. *Rad. Meas.* 39, 627–633.
- NOGUEIRA, J. F.; 2004. *Estrutura, geocronologia e alojamento dos batólitos de Quixadá, Quixeramobim e Senador Pompeu - Ceará central*. Tese de Doutorado. Universidade Estadual Paulista.
- OLIVEIRA, D. C.; 1992. *O papel do enxame de diques em Rio Ceará Mirim na evolução tectônica do Nordeste Oriental (Brasil); Implicações na formação do rifte Potiguar*. Tese de Mestrado. Escola de Minas de Ouro Preto – UFOP, 172 p
- OLIVEIRA, D. C. Tectonismo precursor do rifteamento Rio da Serra na Bacia do Recôncavo e sua influência na estrutura do campo de remanso.. In: 5º Simp. Nacional de Est. Tectônicos, 1995. *Atas.. GRAMADO-RS*. v. 1. p. 267
- OLIVEIRA, D. C.; 2001. Reevaluation of the tectono-magmatic evolution of the Jaibaras Trough (Northeast Brazil). *Acta Geológica Hispanica*, **36**: n. 1, 53-95
- PARENTE, C. V.; SILVA FILHO, W. F.; ALMEIDA, A. R. 2004. Bacias do Estágio de Transição do Domínio Setentrional da Província Borborema (PARTE INTEGRANTE DO TEXTO BACIAS DO E STÁDIO DA TRANSIÇÃO DA PLATAFORMA SUL-AMERICANA. In: VIRGINIO MANTESO NETO; ANDREA BARTORELLI; CELSO DAL RÉ CARNEIRO; BENJAMIN BLEY DE BRITO NEVES. (Orgs.). *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. **1**: 525 – 535
- PEREIRA, M. J. As discordâncias Eoaptianas – Eoalbianas na placa Sul Americana e suas implicações geodinâmicas; a orogenia – tafrogenia aptiana. In: 5º Simp. Nacional de Est. Tectônicos, 1995. p 301

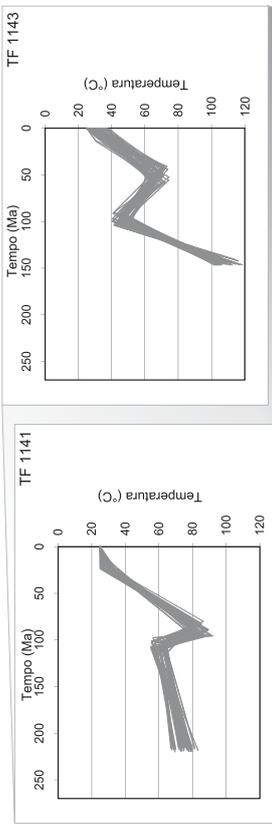
- PESOA NETO, C. O.; SOARES, M. U.; FERNADES DA SILVA, J. G.; ROESNER, E. H.; FLORENCIO, C. P.; VALENTIN DE SOUZA, C. A. 2007. Bacia Potiguar. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, **15**: 357 – 369
- PEULVAST, J.P., CLAUDINO SALES, V., 2004. Stepped surfaces and palaeolandforms in the northern Brazilian “nordeste”: constraints on models of morphotectonic evolution. *Geomorphology*. **62**: 89–122.
- PEULVAST, J.P.; CLAUDINO SALES, V.; BÉTARD, F.; GUNNELL, Y. 2008. Low postCenomanian denudation depths across the Brazilian Northeast: Implications for long-term landscape evolution at a transform continental margin. *Global and Planetary Change* **62**: 39–60
- RIBEIRO, M. C. S. 2007. Termocronologia e história denudacional da Serra do Mar e implicações no controle deposicional da Bacia de Santos. Tese de Doutorado. Universidade Estadual Paulista. 227 p.
- SARAIVA DOS SANTOS, T. J.; GARCIA, M. G. M.; Amaral, W. S.; Caby, R.; Wernick, E.; Arhau, M. H.; Dantas, E. L.; Santosh M. 2009. Relics of eclogite facies assemblages in the Ceará Central Domain, NW Borborema Province, NE Brazil: Implications for the assembly of West Gondwana. *Gondwana Research*. **15**: 454 – 470
- SCHOBENHAUS, C.; BRITO NEVES, B.B. 2003. A Geologia do Brasil no Contexto da Plataforma Sul-Americana In: L. A. Bizzi, C. Schobbenhaus, R. M. Vidotti e J. H. Gonçalves (eds.) Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil. 5 – 33 TELLO, S. C.A.; HACKSPACHER, P. C.; HADLER NETO, J. C.; IUNES, P. J.; GUEDES, PAULO, S. R.; RIBEIRO, L. F. B. 2003. Recognition of Cretaceous, Paleocene and Neogene Tectonic Reactivation, through Apatite Fission-Track Analysis, in Precambrian areas of the Southeast Brazil: Association with the South Atlantic Ocean Opening. *Journal of South American Earth Science*, **15**: 137 – 142.
- VAN SCHMUS, W. R.; BRITO NEVES, B. B.; WILLIAMS, I. S.; HACKSPACHER, P. C.; FETTER, A. H.; DANTAS, E. L.; BABINSKI, M. 2003. *The Seridó Group of NE Brazil, a late Neoproterozoic pre- to syn-collisional basin in West Gondwana: insights from SHRIMP U–Pb detrital zircon ages and Sm–Nd crustal residence (TDM) ages*. *Precambrian Research*. **127**: 287–327
- VAZ, T. P.; REZENDE, G. A. M.; WANDERLEY FILHO, R. J.; TRAVASSOS, W. A. S.; 2007. Bacia do Parnaíba. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, **15**: 253 – 263
- ZALÁN, P. V. 2004. Evolução Fanerozóica das Bacias Sedimentares Brasileiras. In: V. Mantesso Neto; A. Bartorelli; C. D. R. Carneiro; B. B. B. Neves (Orgs.). *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo-SP: Beca Produções Culturais Ltda **1**:: 595-612.
- WAGNER, G. & VAN DEN HAUTE, P. 1992. *Fission Track Dating*. Kluwer Academic Publishers, 283 p.

Anexo I

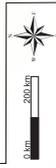
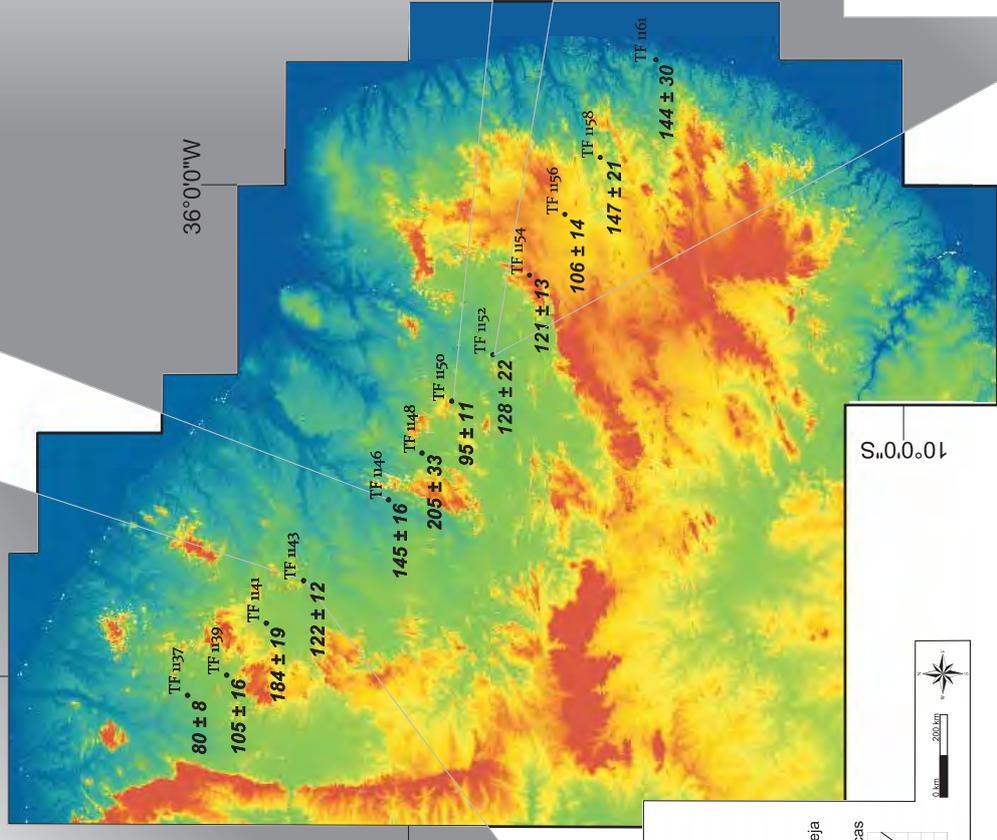
Localização dos pontos amostrados para a Datação por Traços de Fissão em apatitas



1



40°0'0"W



Anexo II

Domínios distintos com as respectivas histórias térmicas

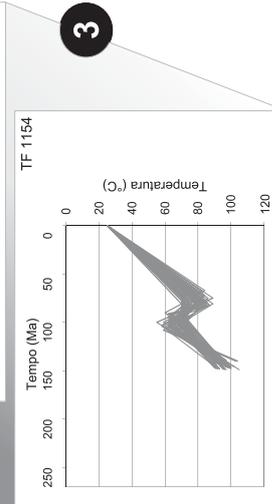
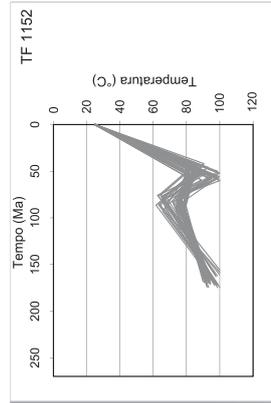
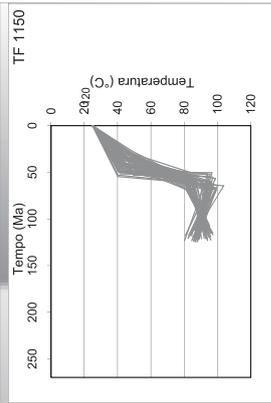
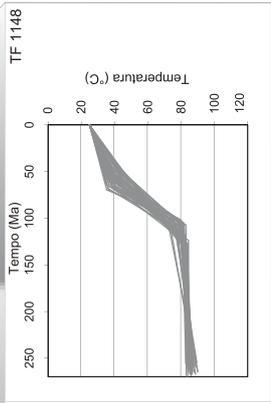
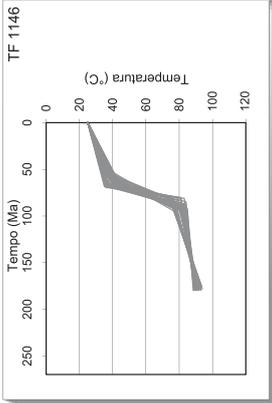
- 1 Domínio Ceará Central
- 2 Domínio Cariri-Poçoquar
- 3 Domínio da Depressão Sertaneja

Altitude

max min

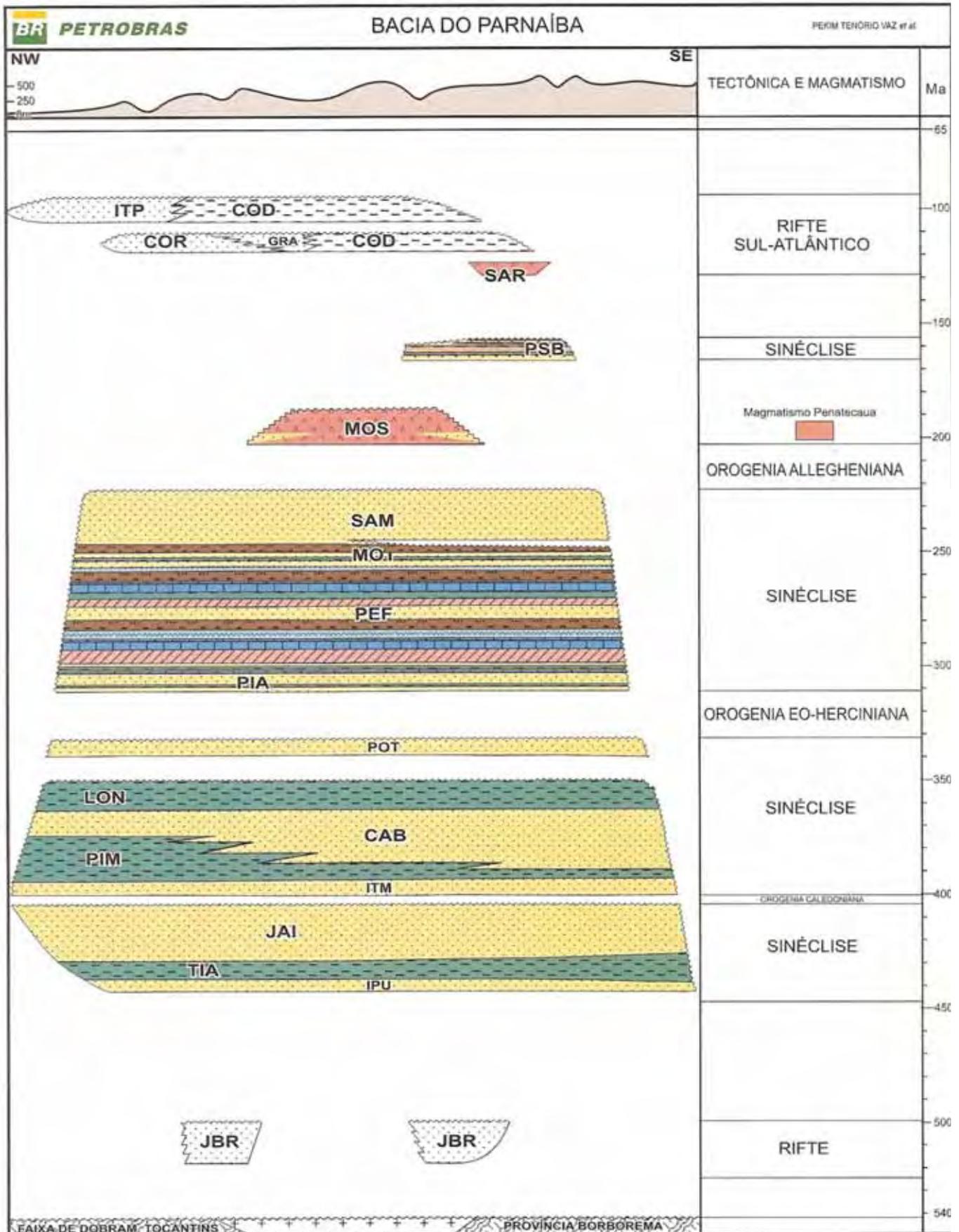
Histórias Térmicas

2



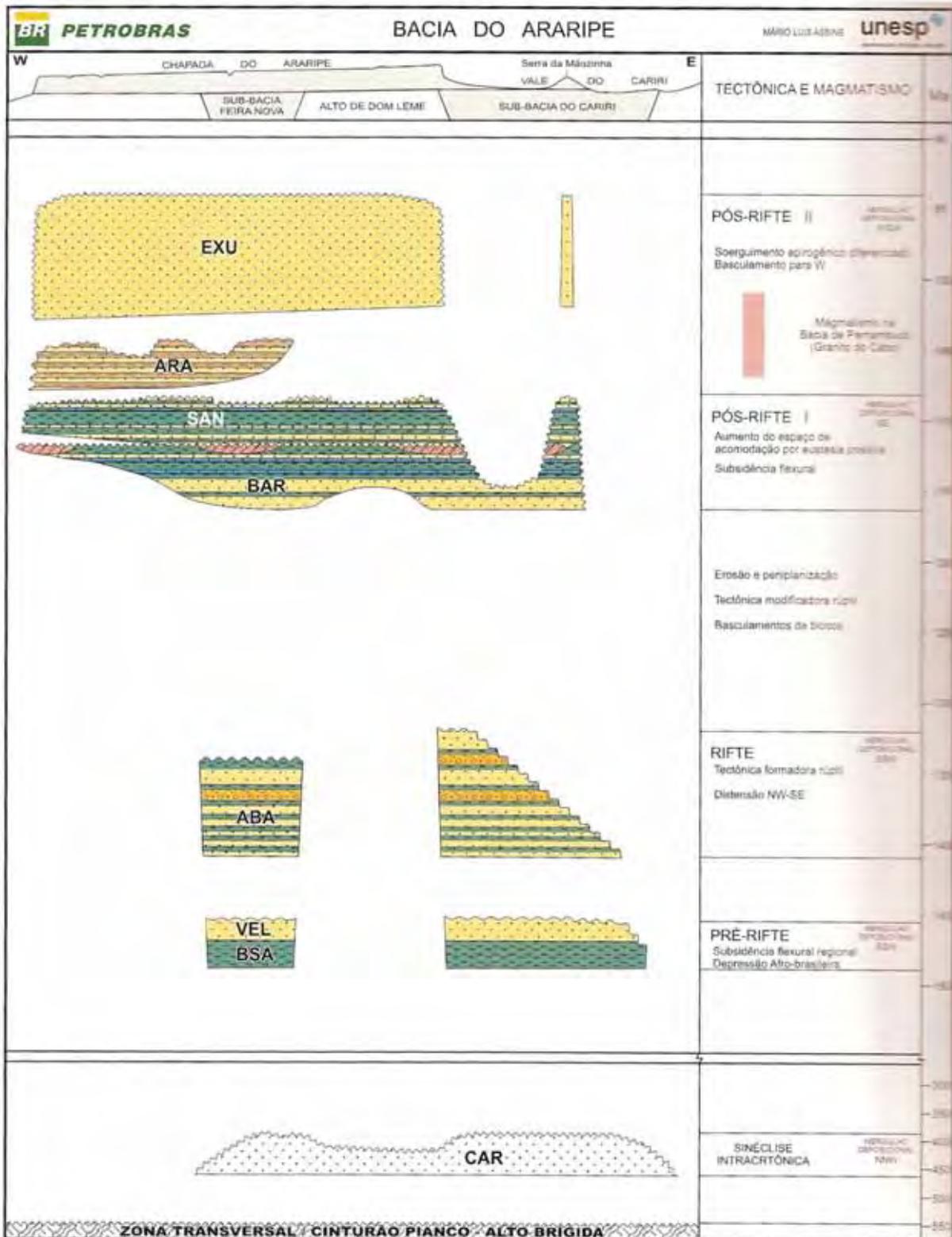
3

Anexo III



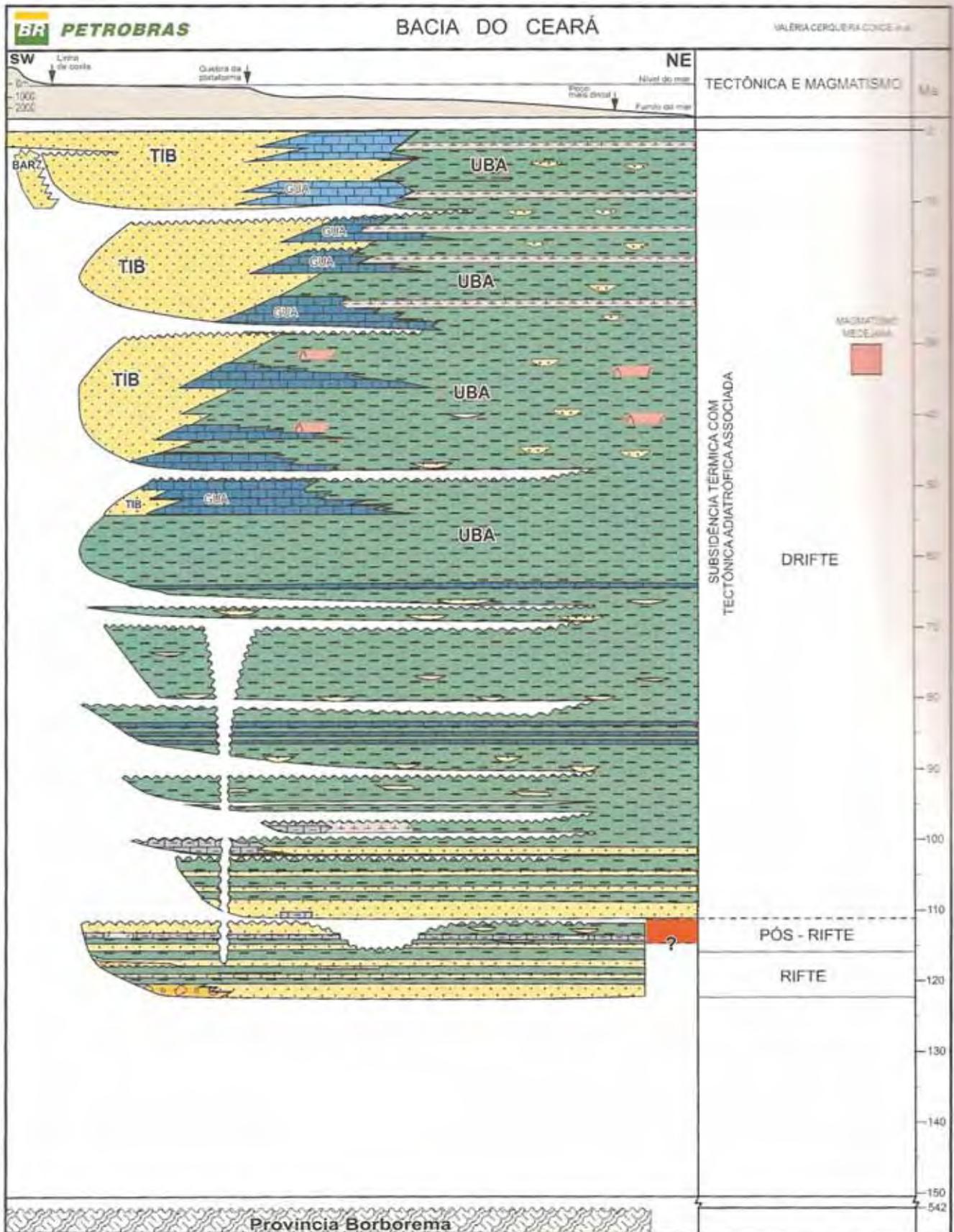
Carta Estratigráfica da Bacia do Parnaíba. Fonte: Vaz et al. (2007).

Anexo IV



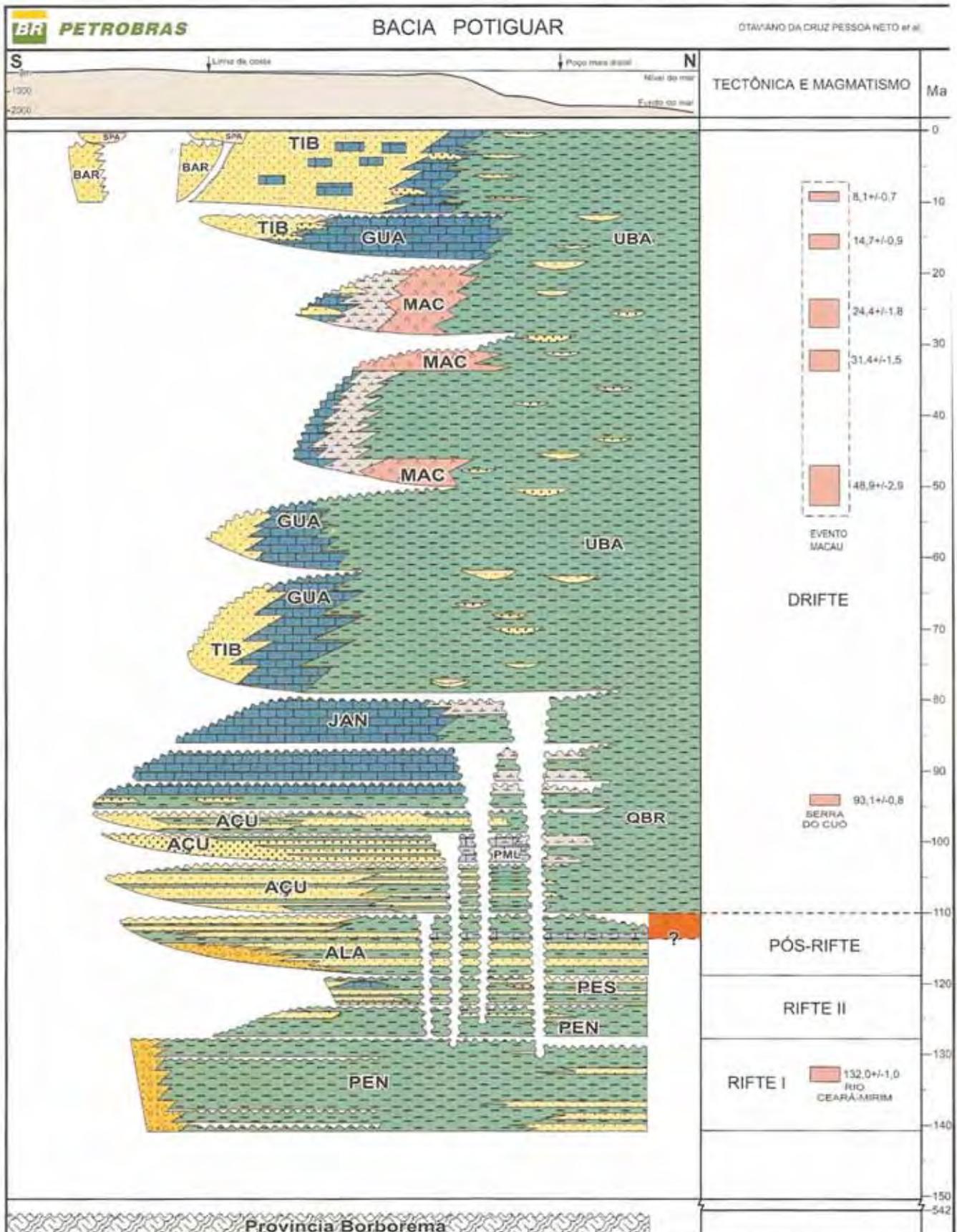
Carta Estratigráfica da Bacia do Araripe Fonte: Assine (2007).

Anexo V



Carta Estratigráfica da Bacia do Ceará. Fonte: Condé et al. (2007).

Anexo VI



Carta Estratigráfica da Bacia Potiguar Fonte: Pessoa Neto et al. (2007).