

**UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA**

**Instituto de Geociências e Ciências Exatas**

**Campus de Rio Claro**

Kaique Tomazine Rosante

**DISSERTAÇÃO DE MESTRADO**

**EVOLUÇÃO TERMOCRONOLÓGICA DO SUDOESTE DE ANGOLA E  
CORRELAÇÃO COM O SUDESTE BRASILEIRO: TERMOCRONOLOGIA  
POR TRAÇOS DE FISSÃO EM APATITA**

Dissertação de Mestrado apresentado ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas do  
Campus de Rio Claro, da Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho –  
Programa de Pós Graduação em Geologia Regional.

**Orientador:** Prof. Dr. Peter Christian Hackspacher

Universidade Estadual Paulista – UNESP – Campus Rio Claro

**Rio Claro**

**2013**

**UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA**

**Instituto de Geociências e Ciências Exatas**

**Campus de Rio Claro**

Kaique Tomazine Rosante

**DISSERTAÇÃO DE MESTRADO**

**EVOLUÇÃO TERMOCRONOLÓGICA DO SUDOESTE DE ANGOLA E  
CORRELAÇÃO COM O SUDESTE BRASILEIRO: TERMOCRONOLOGIA  
POR TRAÇOS DE FISSÃO EM APATITA**

Dissertação de Mestrado apresentado  
ao Instituto de Geociências e Ciências  
Exatas do Campus de Rio Claro, da  
Universidade Estadual Paulista Júlio de  
Mesquita Filho – Programa de Pós  
Graduação em Geologia Regional.

**Orientador:** Prof. Dr. Peter Christian Hackspacher

Universidade Estadual Paulista – UNESP – Campus Rio Claro

**Rio Claro - SP**

**2013**

*A vocês dois,  
“por dedicarem suas vidas à minha e por quem tenho orgulho de dizer que são meus  
pais”.*

## AGRADECIMENTOS

À Deus.

À Universidade Estadual Paulista – Campos Júlio de Mesquita Filho, em especial a Pós-Graduação em Geologia Regional, por disponibilizar o conhecimento científico em nível de excelência e também ao apoio financeiro para o trabalho em campo.

A CNPQ pelo apoio financeiro através do auxílio de bolsa ao longo de dois anos de mestrado.

Ao orientador e amigo, Prof. Dr. Peter Christian Hackspacher, pela oportunidade em realizar um trabalho pioneiro em Angola. Também lhe sou grato pelo apoio extra-curricular nos laboratórios, o que me ajudou a crescer pessoalmente e tecnicamente.

A Universidade de Munique (Alemanha), especialmente ao professor Ulbrich Glasmacher, pela disponibilização do reator para o ataque as amostras.

A todos os integrantes e ex-integrantes do grupo de Termocronologia do Campus Unesp-Rio Claro-SP, especificamente Lili, Márcio, Matheus e Jack.

Um agradecimento mais do que especial aos meus amigos Carina, Carol e Daniel pelos anos de paciência e auxílio, pois sem vocês, jamais chegaria até aqui.

A todos os funcionários e professores da Pós e Departamento, pela ajuda necessária, em especial a Norberto, Rosângela, Vânia e Adilson.

Ao Prof. Dr. Antônio Roberto Saad, por toda a ajuda e amizade criada em tão pouco tempo.

Ao Hauck, por uma luz no fim do túnel.

Aos amigos que me ajudaram (e muito) com os mapas/figuras nessa dissertação, serei sempre grato a vocês: Xuleta, Mariana, Xabim e Chester.

Ao pessoal de Piracicaba.

A Vuco-Vuco, que por si só, já dispensa quaisquer outras palavras ou formas de agradecimentos.

A Kauê e Natássia, pelo amor, força e palavras de incentivo de nunca desistir.

Finalmente a vocês, João e Rosana, a quem dedico tudo e levo na pele um amor incondicional.

## SUMÁRIO:

<b>RESUMO:</b> .....	XII
<b>1. INTRODUÇÃO</b> .....	1
<b>2. ÁREA DE ESTUDOS</b> .....	3
<b>3. OBJETIVOS</b> .....	5
<b>4. ASPECTOS GEOLÓGICOS E GEOMORFOLÓGICOS DO TERRITÓRIO ANGOLANO</b> .....	6
4.1. Geologia de Angola.....	6
4.1.1. <i>Pré-Cambriano</i> .....	8
4.1.2. <i>Fanerozóico</i> .....	9
4.2. Bacias do Cretáceo Superior .....	11
4.2.1. <i>Bacia de Kwanza</i> .....	13
4.2.2. <i>Bacia de Benguela</i> .....	16
4.2.3. <i>Bacia de Namibe</i> .....	18
4.3. Geomorfologia do território angolano.....	20
4.4. Evolução da paisagem e considerações sobre a superfície Africana.....	23
<b>5. ASPECTOS GEOLÓGICOS E GEOMORFOLÓGICOS DA REGIÃO SUL-SUDESTE DO BRASIL</b> .....	25
5.1. Geologia do Sudeste Brasileiro .....	25
5.1.1. <i>Pré-Cambriano</i> .....	25
5.1.2. <i>Fanerozóico</i> .....	28
5.1.2.1. <i>Bacia de Campos</i> .....	30
5.1.2.2. <i>Bacia de Santos</i> .....	32
5.1.3. <i>Riftes Cenozóicos</i> .....	34
5.1.3.1. <i>Bacia de Taubaté</i> .....	36
5.1.3.2. <i>Bacia de São Paulo</i> .....	37

5.1.3.3. <i>Bacia de Resende</i> .....	38
5.1.3.4. <i>Bacia de Volta Redonda</i> .....	39
<b>6. MÉTODO</b> .....	41
6.1. Método de Datação por Traços de Fissão em Apatitas .....	41
6.1.1. <i>Equação fundamental da idade</i> .....	42
6.1.2. <i>Equação da idade de traços de fissão</i> .....	44
6.1.3. <i>Métodos de Calibração da Idade</i> .....	45
6.1.4. <i>Método do Detector Externo (MDE)</i> .....	47
6.2. Procedimentos Metodológicos.....	48
<b>7. TERMOCRONOLOGIA POR TRAÇOS DE FISSÃO EM ESTUDOS DA MARGEM PASSIVA DO OCEANO ATLÂNTICO SUL.</b> .....	51
7.1. Trabalhos prévios por TFA na Margem africana .....	52
7.2. Trabalhos prévios por TFA ao SE da Margem Sul-Americana.....	61
<b>8. RESULTADOS</b> .....	69
8.1. Dados de TFA no sudoeste de Angola .....	69
8.1.1. <i>Idades</i> .. .....	75
8.1.2. <i>Histórias térmicas</i> .....	76
<b>9. DISCUSSÃO</b> .....	79
9.1. Margem angolana .....	79
9.2. Histórias Térmicas.....	81
9.3. Discussão geológica (à nível de Angola).....	87
9.4. Relação entre os estudos termocronológicos em ambas as margens .....	89
9.5. Relação entre as duas margens .....	91
<b>10. CONSIDERAÇÕES FINAIS</b> .....	101
<b>11. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS</b> .....	103

## ÍNDICE DE FIGURAS:

Figura 1: Área de estudos, localizada na parte SW de Angola, representada pelo traço vermelho, entre Namibe à Lubango. ....	3
Figura 2: Mapa com a localização das amostras na área de estudos, referente à parte sudeste da margem Sul-americana.....	4
Figura 3: Mapa simplificado de Angola com as principais unidades geotectônicas (Modificado de SGA, 1993). ....	7
Figura 4: Esboço Geológico da parte Oeste de Angola (simplificado com base na Carta Geológica da parte oeste de Angola à escala de 1:1000000 (1993). 1 – Cenozóico; 2 – Cretáceo Superior; 3 – Supergrupo Damara; 4 ao 7 – Proterozóico Superior: 4 – Supergrupo Congo ocidental, 5 – Gupo Sansikwa, 6 – Supergrupo Damara, 7 – Grupo Chela., 8 – Gnaisses e migmatitos, 9 – Grupos Uonde e Lulumba, 10 – Grupo Oendolongo, 11 – Arqueano, 12-15 – Rochas magmáticas: 12 – Cretácicas, 13 – do Proterozóico tardio, 14 – do Proterozóico médio, do Proterozóico precoce de composição ácida (a) a básica (b), 16: falhas.....	9
Figura 5: Mapa com a localização das três Bacias relacionadas acima (Kwanza, Benguela e Namibe).....	12
Figura 6: Mapa da Bacia do Kwanza (Angola) com destaque para as amostras de AFTA coletadas ao longo da bacia. Modificado de Jackson & Hudec, 2005; B: Coluna estratigráfica da Bacia de Kwanza. Retirado de Guiraud et al., 2010. ....	15
Figura 7: Mapa Geológico da Margem Angolana localizando as Bacias de Kwanza e Benguela. Detalhe para as duas discordâncias em verde na legenda. Modificado de Guiraud <i>et al.</i> , 2010. ....	17
Figura 8: Estratigrafia da Bacia de Benguela. Modificado de Guiraud et al., 2010.....	18
Figura 9: A: Mapa com a localização das Bacia Marginais de Angola, com destaque para a Bacia de Namibe; B: Coluna estratigráfica da bacia de Namibe. Respectivamente retirado/modificado de Beglinger et al., 2012 e Cartwright et al., 2010.....	20
Figura 10: Perfil Topográfico da Porção Sudoeste de Angola. 1. Superfície Intermediária; 2. Escarpa de Chela; 3. Planalto Bimbe; 4. Planalto Humpata; 5. Planalto Principal. ....	22
Figura 11: Mapa da Região Sul-Sudeste do Brasil e seu entorno com destaque para a região da área de estudos. Modificado de Hasui, 2010.....	26
Figura 12: As principais unidades constituintes da região de estudos referente à margem atlântica brasileira com dados geológicos baseados em CPRM/SGB-SGM (2008). Modificado de Hasui, 2010.....	27
Figura 13: Mapa geológico simplificado da Bacia do Paraná, com o contorno estrutural (profundidade) do embasamento cristalino. Compilado de Milani, 2004. ....	28
Figura 14: Estratigrafia da Bacia do Paraná. Compilado de Milani et al., 2007. ....	30

Figura 15: Mapa de localização da Bacia de Campos. Retirado de Riccomini et al., 2004. ....	31
Figura 16: Coluna estratigráfica da Bacia de Campos (Retirado de Winter et al., 2007). ....	32
Figura 17: Coluna estratigráfica da Bacia de Santos. Retirado de Moreira et al., (2007). ....	33
Figura 18: Mapa geológico regional do Rifte Continental do Sudeste do Brasil. 1) embasamento pré-cambriano; 2) rochas sedimentares paleozóicas da Bacia do Paraná; 3) rochas vulcânicas toleíticas eocretáceas da formação Serra Geral; 4) rochas alcalinas do magma. Retirado de Riccomini et al., 2004. ....	34
Figura 19: Quadro lito-estratigráfico e a evolução tectono-sedimentar do segmento central do RCSB. Retirado de Riccomini et al., 2004. ....	35
Figura 20: Quadro lito-estratigráfico, eventos tectônicos e hidrotermais do Neocretáceo ao Neógeno. Retirado de Riccomini et al., 2004. ....	35
Figura 21: Mapa geológico da Bacia de Taubaté. 1) Embasamento pré-cambriano; 2) Formação Resende (sistema de leques aluviais proximais); 3) Formação Resende (sistema de leques aluviais medianos a distais, associados a planícies aluviais de rios entrelaçados); 4) Formação Tremembé; 5) Formação São Paulo; 6) Formação Pindamonhangaba; 7) Sedimentos quaternários; 8) ) falhas cenozóicas, em parte reativadas do embasamento pré-cambriano; 9) Eixos de dobras principais. Modificado de Riccomini et al. (2004). ....	36
Figura 22: Mapa geológico da Bacia de São Paulo. 1) Embasamento pré-Cambriano; 2) Formação Resende (sistema de leques aluviais proximais); 3) Formação Resende (sistema de leques aluviais medianos a distais associados a planície aluvial de rios entrelaçados); 4) Formação Tremembé; 5) Formação São Paulo; 6) Formação Itaquaquecetuba; 7) Sedimentos quaternários; 8) falhas cenozóicas, em parte reativadas do embasamento pré-cambriano. Modificado de Riccomini <i>et al.</i> (2004). ....	38
Figura 23: Mapa Geológico da Bacia de Resende (Modificado de Amador, 1975). ....	39
Figura 24: Mapa Geológico da Bacia de Volta Redonda. 1) Sedimento alúvio-coluviais quaternários; 2) outras ocorrências de sedimentos paleogênicos; 3) Formação Pinheiral; 4) Basanita Casa de Pedra; 5) Formação Resende; 6) Formação Ribeirão dos Quatis; 7) Embasamento; ) lineamentos importantes; 9) Falhas observadas em campo. (SANSON, 2006). ....	40
Figura 25: Coluna estratigráfica da Bacia de Volta Redonda e eventos tectônicos reconhecidos (SANSON, 2006). ....	40
Figura 26: Estágios de estabilidade termal dos termocronômetros utilizados nesse trabalho. TFA – Traço de Fissão em Apatita. Extraído e modificado de Cuglieri, 2010. ....	42
Figura 27: Esquema de montagem das amostras para ser analisada no microscópio (Método do detector). Retirado de Siqueira-Ribeiro, 2007. ....	48
Figura 28: Mapa com a localização das amostras coletadas nas Bacias de Kwanza, Benguela e Namíbe, pelos autores referidos. ....	52



Figura 29: Mapa apresentando a localização das Bacias pertencentes a margem passiva angolana.....	53
Figura 30: Mapa com a localização das amostras coletadas ao Norte da Bacia de Namibe. Modificado de Raab et al., 2002. ....	55
Figura 31: Histórias Térmicas referentes as amostras coletadas na porção central da Namíbia, próximo ao Lineamento Omaruru (OML). Retirado de Raab et al., 2002.....	55
Figura 32: Histórias Térmicas das amostras coletadas ao Norte da Bacia de Namibe. Modificado de Luft, 2004.....	57
Figura 33: Mapa tectônico simplificado do oeste de Angola e noroeste da Namíbia, contendo as amostras de TFA de Jackson & Hudec, 2005 e do autor. Modificado de Jackson & Hudec, 2005. 1. Cobertura Fanerozóica; 2. Sequências Karroo e Etendeka; (3-4) Unidades do Norte de Angola; 3, rifte e sag deformados do Neoproterozóico nas sucessões do Cinturão Congo Oeste; 4, Granitos Paleoproterozóico retrabalhadas dos eventos do Pan-Africano; (5-13) Unidades tectônicas do sudoeste de Angola e norte da Namíbia; 5, Sucessões cratônicas Neoproterozóico; 6-7, margens passivas e <i>foreland</i> Neoproterozóicos do Cinturão Kaoko; 8, Zonas de rochas graníticas do Mesoproterozóico, Paleoproterozóico e Arqueano (Unidade Poliorogênica de Angola); 9, Zona Central Eburneana; 10, Zonas Eburneanas de Cassinga e Lubango com formações rochosas Arqueanas; 11, Complexo gabro-anortosito do sul de Angola; 12, Campo Central Arqueano de Angola; 13, Embasamento do Cráton Kalahari. ....	59
Figura 34: Mapa geológico apresentando as províncias constituintes da margem atlântica sul-americana. ....	61
Figura 35: Histórias térmicas da Serra do Mar, Mantiqueira e Bacia de Santos. Retiradas de Tello et al., 2003.....	62
Figura 36: Histórias térmicas referente ao soerguimento da Serra do Mar, sendo a figura A apresentada por Tello et al., 2003 e figura B, apresentada por Siqueira-Ribeiro, 2007. ....	63
Figura 37: Dados de Paleotemperatura em 90 Ma, apresentado por Hackspacher et al., 2007.....	64
Figura 38: Histórias térmicas representando o resfriamento na Serra do Mar (A) e o aquecimento na Serra da Mantiqueira (B), respectivamente de Siqueira-Ribeiro (2007) e Genaro (2005). ....	65
Figura 39: Historia térmica e histograma de distribuição do comprimento dos traços confinados obtidos na amostra TF-758 coletada no Domínio Morfoestrutural das Depressões Tectônicas Cenozóicas. Retirado de Siqueira-Ribeiro, 2007. ....	65
Figura 40: Histórias térmicas A e B mostrando o resfriamento ocorrido no Paleógeno. Respectivamente de Siqueira-Ribeiro (2007) e Genaro, 2008).....	66
Figura 41: Histórias térmicas (A e B) representando o resfriamento ocorrido a partir do Mioceno, respectivamente de Siqueira-Ribeiro (2007) e Genaro (2005).....	67
Figura 42: Mapa geológico com a localização das amostras coletadas (TFA) na região SW de Angola, entre as cidades de Namibe e Lubango. ....	70

Figura 43: Mapa com a localização das amostras. Mapa 1 - SW de Angola; Mapa 2 e 3 - Norte da Namíbia. ....	74
Figura 44: Gráfico de Idade x Altitude referente as amostras ao SW de Angola.....	75
Figura 45: Modelagem inversa e respectivo histograma de comprimento da amostra TF1167, coletada no embasamento da região de Leba- Macota, SW de Angola. ....	77
Figura 46: Modelagem inversa e respectivo histograma de comprimento da amostra TF 1169, coletada no embasamento da região de Macota - Ompupa, SW de Angola.....	78
Figura 47: Mapa topográfico com a localização das amostras coletadas (TFA) na região SW de Angola, entre as cidades de Namibe e Lubango. Com destaque em branco para a Falha Principal. ....	79
Figura 48: Gráfico mostrando as idades x temperaturas das amostras coletadas na região SW de Angola, que foram relacionadas com os eventos geológicos. ....	80
Figura 49: Comparação das histórias térmicas do SW de Angola (TFA 1167) e Norte da Namíbia, 1-5-96-1, PK -01 e NA11 -106, respectivamente amostras de RAAB et al., (2002), LUFT (2004) e Menges <i>et al.</i> , (2013). ....	84
Figura 50: Comparação das histórias térmicas do SW de Angola (TFA 1169) e Norte da Namíbia, 24-9-97-9, PKB 16 e NA11 – 103, respectivamente amostras de RAAB et al., (2002), LUFT (2004) e Menges et al., (2013). ....	86
Figura 51: Evolução da margem angolana com referência a área de estudos (SW de Angolana). ....	88
Figura 52: Gráfico mostrando as idades x temperaturas das amostras das margens do SE do Brasil e das margens do SW de Angola e Norte da Namíbia. ....	91
Figura 53: Mapa de localização das amostras de TFA revisadas nesse trabalho em ambas as margens do Atlântico Sul. Margem brasileira: Serra do Mar e Mantiqueira; Margem africana: Bacias de Kwanza, Benguela e Namibe. ....	93
Figura 54: Contexto geológico regional do Rifte Continental do Sudeste do Brasil (RCSB). 1) embasamento pré-cambriano; 2) rochas sedimentares paleozóicas da Bacia do Paraná; 3) rochas vulcânicas toleíticas eocretáceas da Formação Serra Geral; 4) rochas relacionadas ao magmatismo alcalino mesozóico-cenozóico; 5) bacias cenozóicas do <i>rifte</i> . B - Contexto geológico regional da margem continental angolana. Figura A - modificada de Riccomini <i>et al.</i> , 1996 e figura B, Modificado de SGA (1993). ....	94
Figura 55: Coluna estratigráfica e resumo dos acontecimentos tectono-estratigráficos detectados na Bacia onshore de Benguela. Modificado de Guiraud et al., 2010. ....	98
Figura 56: Tabela representando as principais evoluções em ambas as margens. ....	100

## INDICE DE TABELAS:

<b>Tabela 1:</b> Principais unidades constituintes da região. Simplificada de Hasui, 2010.....	27
<b>Tabela 2:</b> Tabela 2: Amostras coletadas ao NW da Namíbia dentro do Cinturão Damara. Modificado de Raab et al., 2002. ....	54
<b>Tabela 3:</b> Tabela com os dados das amostras coletadas ao Norte da Bacia de Namibe. Modificado de Luft 2004.....	56
<b>Tabela 4:</b> Tabela contendo informações sobre o local de coleta, situação geotectônica e idade de traço das amostras de Jackson & Hudec. Modificado de Jackson & Hudec, 2005. ....	60
<b>Tabela 5:</b> Tabela simplificada das amostras coletadas com referência a localização das amostras no mapa da figura 25.....	68
<b>Tabela 6:</b> Tabela mostrando as idades referentes a margem Sul-Americana do Atlântico. Modificado de Genaro, 2008.....	68
<b>Tabela 7:</b> Parâmetros físicos do cálculo do fator Zeta para apatita utilizando-se dosímetro CN5: somatória de traços fosseis contados (Ns) somatória de traços induzidos contados (Ni), densidade de traços no dosímetro CN5 (RhoD) ( $\cdot 10^5$ traços/cm <sup>2</sup> ), somatória de traços contados no dosímetro CN5 (Nd) ( $\cdot 10^5$ traços/ cm <sup>2</sup> ) e densidade média na amostra padrão utilizada (Ns/Ni). ....	72
<b>Tabela 8:</b> Descrição dos dados de traços de fissão em apatitas. N° da Amostra (N), n: número de grãos de apatita contados, rs = densidade de traços espontâneos (x105/cm2), ri = densidade traços induzidos (x105/cm2), Ns = número de traços espontâneos, Ni = número de traços induzidos. ....	72
<b>Tabela 9:</b> Tabela contendo as amostras de TFA retiradas da literatura de Raab et al., (2002) e Luft (2004). ....	73

## **RESUMO:**

A evolução mesozóico-cenozóica das margens continentais do Atlântico Sul é de suma importância para o entendimento de conceitos acadêmicos geocientíficos e aplicações em jazimentos de óleo/gás e supérgeos (bauxita, minério de ferro e níquel). Para o entendimento de processos controladores da paisagem (tectônico e climático) torna-se necessária a reconstrução da crosta rasa através de estudos termo-tectônicos. Através das interpretações das histórias térmicas dos perfis estudados em Angola, compreendeu-se a evolução tectônica a partir do rifteamento do Gondwana até os dias atuais. Esta evolução vem sendo exaustivamente estudada na margem brasileira através de várias teses e dissertações. Entretanto, o estudo da margem africana foi iniciada apenas recentemente, através de acordos científicos com universidades angolanas. Para aprofundar os estudos no lado africano, tomou-se a área ao sudoeste de Angola que é contraparte da região estudada do lado sul-americano, no Sudeste do Brasil, entre os estados do Rio de Janeiro e São Paulo. Os dados obtidos através dos estudos referentes a margem SW de Angola, mostraram uma evolução tectônica até o Paleoceno (~60 ma) muito próxima a evolução vista na margem do SE brasileiro, entretanto, após esse período, inicia-se a divergência entre as margens, com soerguimentos ocorridos em 45 Ma (Eoceno) na margem brasileira e soerguimentos ocorridos em 20 Ma (Mioceno) na margem angolana, além de outras evoluções tectônicas que serão discutidas no trabalho.

Palavras-chave: Histórias térmicas. Margem angolana.

## **ABSTRACT:**

The Mesozoic- Cenozoic evolution of the south Atlantic continental margins is very important for the understanding of the geosciences academic concepts, applications on oil/gas deposits and supergenes (bauxite, iron ore, nickel). For the understanding of the landscape controlling processes (climatic and tectonic) it is necessary to rebuild the upper crust by thermo-chronologic studies. Through the interpretation of the thermal history of the studied Angolan profiles it was possible to contribute for a better understanding of the tectonics evolution from the Gondwana rifting to the present days. This evolution has been exhaustively studied in the Brazilian margin by Theses and Dissertations. However, the African margin studies have recently initially begun by scientific agreements between Angolan universities. To further study of the African side, it was taken the southwest Angola, that is the correspondent part of the well known south American area of southeast Brazil between Rio de Janeiro and São Paulo States. The data obtained from researches on the SW margin of Angola showed a tectonic evolution until the Paleocene (~60 Ma), similar to the evolution seen on the Brazilian SE margin. However, after that period, there's the beginning of a divergence between both margins, with uplifts that occurred in 45 Ma (Eocene) in the Brazilian margin and uplifts that occurred in 20 Ma (Miocene) in the Angolan margin, apart from other tectonic evolutions which will be discussed in this thesis.

Keywords: Thermal histories. Angolan margin

## 1. INTRODUÇÃO

Estudos termocronológicos realizados nas margens africana e brasileira do Oceano Atlântico têm mostrado uma evolução mesozóica-cenozóica policíclica em termos de eventos térmicos relacionados ao soerguimento da crosta (JACKSON & HUDEC, 2005; GUIRAUD *et al.*, 2010; HACKSPACHER *et al.*, 2010). Na margem passiva brasileira, o modelo evolutivo do relevo é bastante discutido na literatura por Tello *et al.*, 2003; Hackspacher *et al.*, 2004; Zalán & Oliveira, 2005, Siqueira-Ribeiro, 2007; onde envolve questões relacionadas à dinâmica morfotectônica, como exemplo as áreas das Serra da Mantiqueira, Serra do Mar e vale do Rio Paraíba do Sul (Estados de São Paulo e Rio de Janeiro), que sofreram diferentes processos geológicos, relacionados à abertura continental do Atlântico Sul e reativações tectônicas cenozóicas, associadas à formação do Rifte Continental do Sudeste do Brasil (RCSB) (RICCOMINI *et al.*, 2004). A margem africana, por sua vez, foi cenário de inúmeros estudos interligados aos processos tectônicos e erosivos (BURKE & GUNNEL, 2008; DAUTEUIL *et al.*, 2009; MACGREGOR, 2012) onde, de acordo com estes autores considera-se que o início dessa evolução ocorreu após os processos de *break-up* continental do Gondwana, ou seja, a separação do continente africano e sul-americano e a manifestação dos derrames de magmas basálticos Etendeka-Paraná.

Os processos tectônicos ocorridos ao final do Cretáceo Superior e início do Paleoceno na margem angolana ocasionaram soerguimentos das unidades litoestratigráficas dos embasamentos pré-existentes. A atuação destes processos tectônicos foram menos intensos no intervalo Mioceno-Pleistoceno, o que ocasionou a preservação de relevos com altitudes entre 1200-1500 metros (THOMAS, 1994), perfis de intemperismo com camadas espessas e provável preservação da superfície africana nos planaltos isolados a Sudoeste.

Aparentemente, as causas atribuídas à evolução mesozóica-cenozóica da margem passiva angolana diferem-se da margem passiva sul-americana, especificamente do sudeste brasileiro (ASLANIAN *et al.*, 2009). Quanto aos processos tectônicos ocorridos na margem angolana posteriores ao evento de ruptura do Gondwana, ao contrário do Sul-Sudeste do Brasil, estes são ainda uma questão em aberto: podem estar relacionados ao comportamento flexural da margem continental, em

resposta à subsidência da Bacia de Kwanza ou à atuação de *hot spots*, com ausência de processos distencionais (JACKSON & HUDEC, 2005; GUIRAUD *et al.*, 2010).

Propõem-se então aplicar os métodos de datação por traços de fissão em apatita a qual apresenta um termocronômetro de 120°C que permite reconstruir o intervalo de 1 a 4 km de profundidade da crosta ao longo do tempo, fornecendo subsídios para um melhor entendimento da evolução mesozóica-cenozóica de parte da margem passiva angolana, entre as localidades de Namibe a Lubango, na qual serão discutidos os aspectos relacionados ao desenvolvimento da paisagem sob o ponto de vista tectônico e erosivo. Para isso, também serão utilizadas informações disponíveis na literatura geocientífica africana. A comparação com a evolução da margem passiva do sul-sudeste brasileiro terá por base as informações técnicas disponibilizadas em várias publicações científicas, nas quais são abordados os temas de geologia, geomorfologia e evolução termocronológica, esta última com base em traços de fissão em apatita e zircão (HACKSPACHER *et al.*, 2004, RIBEIRO *et al.*, 2005, FRANCO-MAGALHÃES *et al.*, 2009, SIQUEIRA-RIBEIRO & HACKSPACHER, 2010).

## 2. ÁREA DE ESTUDOS

A área abrangida neste trabalho envolve a região sudoeste de Angola, entre as cidades de Namibe (com coordenadas de 15°11' de longitude e 12°09' de latitude) e Lubango (com 14°40' de longitude e 17°40' de latitude), passando por cidades como Bibala, Matala, Capelongo, entre outras, como mostra a figura 1. Essa trajetória teve início no litoral, na Bacia de Benguela, e terminou por volta de 700 km a leste, dentro da área de cobertura fanerozóica, dominada pelo planalto interior, que atinge altitudes máximas de 2.500 a 2.300 metros nas serras altas, penetrando ligeiramente o interior do país rumo a Nordeste.



Figura 1: Área de estudos, localizada na parte SW de Angola, representada pelo traço vermelho, entre Namibe à Lubango.



Já na parte referente ao Brasil, a área abrangida pelo estudo está inserida nas regiões da Bacia do Paraná, Serra da Mantiqueira e Serra do Mar, que estão relacionados à evolução do Rifte Continental do Sudeste do Brasil (RCSB), entre as regiões Sul e Sudeste do país. Nessas regiões, foram coletados dados já publicados de amostras de apatitas, que serviram como parâmetros para a comparação com as amostras coletadas e datadas na parte africana da margem Atlântica.

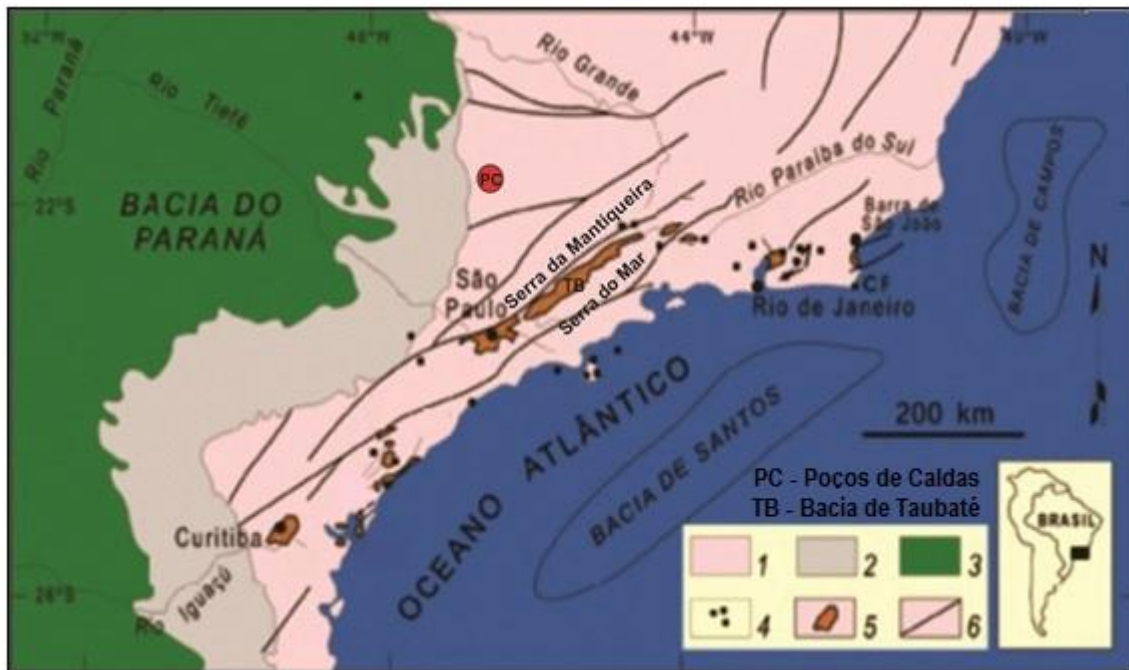


Figura 2: Mapa com a localização das amostras na área de estudos, referente à parte sudeste da margem Sul-americana.

### 3. OBJETIVOS

O objetivo principal deste trabalho é comparar a evolução termocronológica nas duas bordas do Atlântico Sul, revisando o conhecimento sobre trabalhos em TFA no sudoeste da África e sudeste do Brasil e desta maneira contribuir com a caracterização do processo rifte e pós-rifte da abertura do Atlântico Sul e como estes eventos influenciaram na evolução morfotectônica dessas margens.

Pretende-se traçar esses objetivos com base nas histórias térmicas obtidas através das amostras coletadas ao SW de Angola envolvendo os 3 km superiores da crosta, e fazer essa correlação com os dados já existentes na literatura das margens do sudeste brasileiro, tais como Gallagher *et al.*, 1994; Hacskepacher *et al.*, 2004; Siqueira-Ribeiro (2007); Genaro (2008); Hiruma *et al.*, 2010.

**Objetivos específicos:** contribuir para o entendimento da evolução da crosta rasa da região do sudoeste angolana no perfil entre as cidades de Namibe e Lubango; gerar dados termocronológicos do Sudoeste africano e histórias térmicas no perfil citado; comparar os dados de TFA obtidos da área de estudo com outros estudos já realizados tanto na margem africana, quanto na brasileira do Atlântico Sul.

## 4. ASPECTOS GEOLÓGICOS E GEOMORFOLÓGICOS DO TERRITÓRIO ANGOLANO

### 4.1. Geologia de Angola

Angola está geologicamente situada dentro da faixa móvel ao sul do Cráton Congo-Kassai (figura 3), sendo este constituído principalmente por gnaisses polifásicos que em sua maioria sofreram metamorfismo em fácies xistos-verdes e anfibolito e intensa deformação. A evolução geológica do país encontra-se em um contexto geodinâmico complexo, com materiais muito antigos que passaram por processos distintos de evolução. Essa evolução é reconhecida através de núcleos de idades arqueanas e partes do Proterozóico, que foram acompanhados por milionitização localizada justapondo terrenos distintos (figura 3) do Pré-Cambriano (base da sucessão de orogenias pré-cambrianas) e Fanerozóico (cobertura da plataforma) (GONÇALVES, 2009).

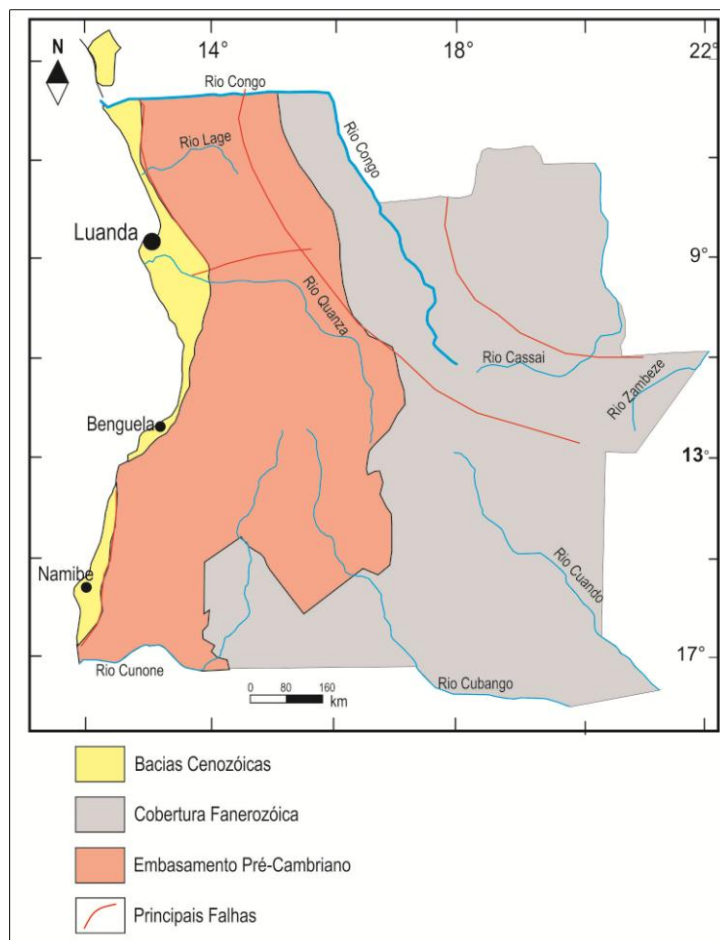
A sucessão de orogenias pré-cambrianas Limpopo-Liberiana, Eburneana, Kibariana e Panafricana, foram responsáveis pela agregação de blocos de forma progressiva, a qual está acompanhada de convergência com outras placas da América do Sul e África (GONÇALVES, 2009). No Neoproterozóico, formou-se a ~600 Ma, as orogenias no Panafricano e no Brasil que geraram estruturas crustais complexas que envolveu os continentes da África e América do Sul agrupados (TROMPETTE, 1996 e ALKMIM *et al*, 2006).

As orogenias ocorridas decorrente do Panafricano se estenderam até meados do Paleozóico (~425 Ma), registrando dessa maneira episódios de magmatismo alcalino de mesma idade. Ao final do Paleozóico, começam a se formar as bacias de rifte, que mais tarde evoluíram para grandes extensões regionais, como o Supergrupo Karroo (~260 Ma) (SGA, 1992).

No Mesozoico, após a abertura do Oceano Atlântico e separação dos continentes, inicia-se o processo de formação das Bacias Sedimentares de Kwanza, Benguela e Namibe, através do rifteamento decorrente dessa abertura (BUTA-NETO, 2006).

No Cenozóico, desenvolveu-se a estrutura de Lucapa, através de um preenchimento de seqüências vulcânicas e sedimentar dos embasamentos pré-cristalinos. É neste período que ocorreram os maiores soerguimentos registrados no território, como demonstra Burke & Gunnell (2008) e Guiraud *et al.*, 2010.

No Quaternário, são vistas evidências de correlações de soerguimento com idades Plio-Pleistocena nas margens angolanas, como afirmadas por King (1962) e corroboradas por Jackson & Hudec (2005) através dos estudos por TFA em poços na Bacia de Kwanza.



**Figura 3: Mapa simplificado de Angola com as principais unidades geotectônicas (Modificado de SGA, 1993).**

#### 4.1.1. Pré-Cambriano

Dentro do território angolano são reconhecidos embasamentos do continente africano que estão em áreas cratônicas, e são constituídos por rochas pré-cambrianas e arqueanas, localizadas dentro de unidades que são distinguidas e diversificadas de acordo com o ciclo geológico as quais evoluíram (SGA, 1992). Essa evolução tem início com a colisão entre as placas do Congo e Rio de La Plata no período que vai do Neoproterozoico até o Paleozóico, desenvolvendo um sistema crustal profundo (BROWN *et al.*, 2000), que foi atribuída a diversas orogenias, tais como Ciclo Mesoarqueano (~3500 Ma), Ciclo Limpopo-Liberiano (2700 Ma); Ciclo Eburneano (2000 Ma); Ciclo Kibariano (1000 Ma); Ciclo Panafricano (750 Ma) e Fanerozóico (550 Ma), que serão descritos a seguir (GONÇALVES, 2009):

No *Ciclo Mesoarqueano* (figura 4, número 11), começavam a configurar as futuras zonas cratônicas de Angola, que se dividem em três grandes escudos: Maiombe, Cassai e Angola. Após este, desenvolveu-se o *Ciclo Limpopo-Liberiano* (figura 4, número 11), que era composto por sequências meta-sedimentares que estão distribuídas regionalmente nos Escudos citados acima (Maiombe, Cassai e Angola). Por volta de 2000 Ma, desenvolveu-se o *Ciclo Eburneano* (figura 4, número 15), que é caracterizado por rochas metamórficas com séries vulcano-sedimentares inseridas dentro de áreas tectonicamente rebaixadas, que foram afetadas por metamorfismos de baixo grau. Em aproximadamente 1000 Ma, surgia o *Ciclo Kibariano-Greenviliano* (figura 4, números 13 e 14) que desenvolveu-se na borda do cráton do Congo através de processos extensionais, que se observam em aulacógenos do Congo Ocidental e que deram lugar a séries de rochas clásticas-carbonatadas. Há 750 Ma, o *Ciclo Panafricano* (figura 4, números 4,5,6 e 7) foi o responsável pela estruturação do embasamento do Gondwana Ocidental devido à colisão dos crátons do Congo-Kalahari e São Francisco/Luís Alves (ALKMIM *et al.*, 2006).

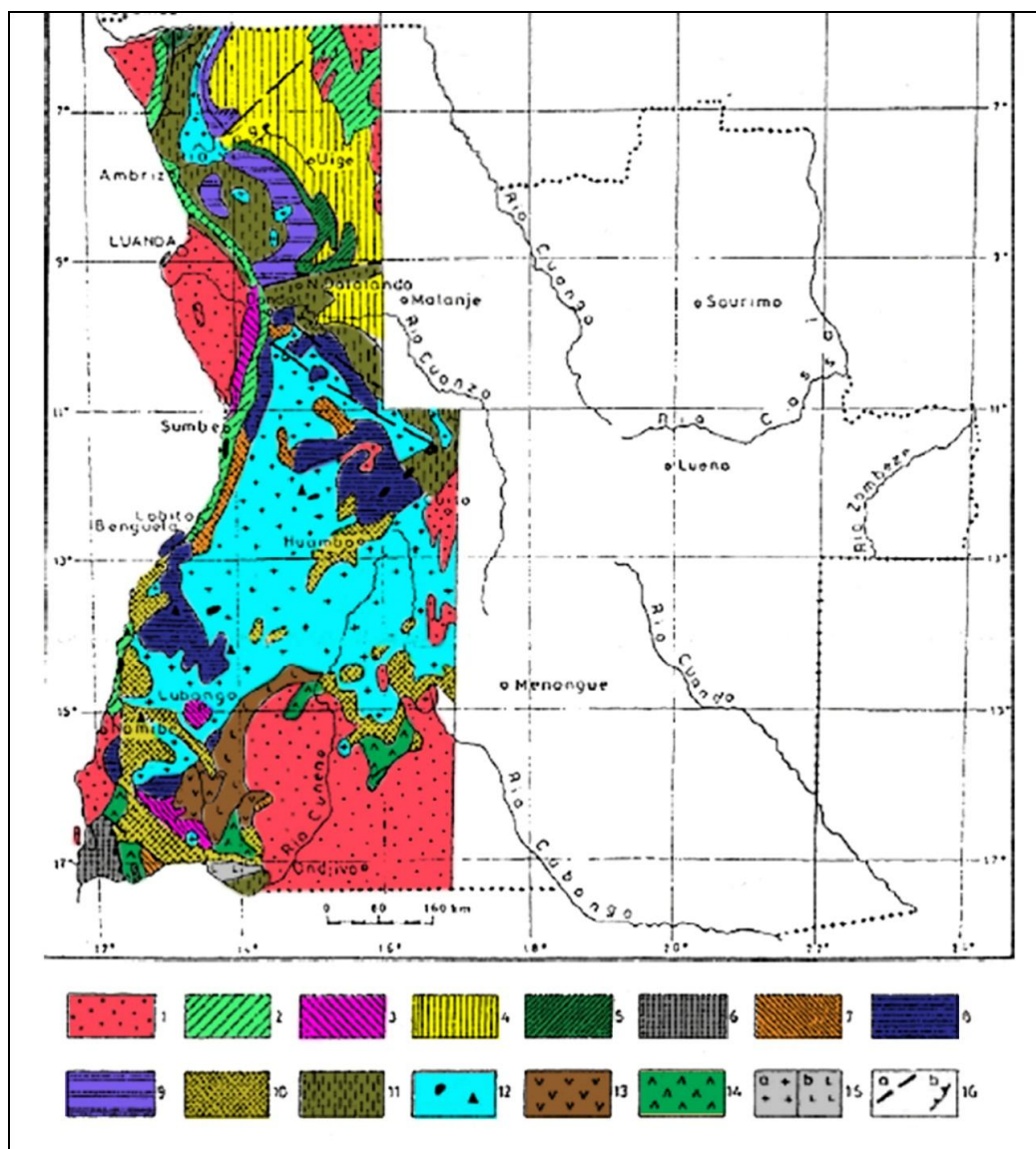


Figura 4: Esboço Geológico da parte Oeste de Angola (simplificado com base na Carta Geológica da parte oeste de Angola à escala de 1:1000000 (1993). 1 – Cenozóico; 2 – Cretáceo Superior; 3 – Supergrupo Damara; 4 a 7 – Proterozóico Superior: 4 – Supergrupo Congo ocidental, 5 – Gupo Sansikwa, 6 – Supergrupo Damara, 7 – Grupo Chela, 8 – Gnaisses e migmatitos, 9 – Grupos Uonde e Lulumba, 10 – Grupo Oendolongo, 11 – Arqueano, 12-15 – Rochas magmáticas: 12 – Cretácicas, 13 – do Proterozóico tardio, 14 – do Proterozóico médio, do Proterozóico precoce de composição ácida (a) a básica (b), 16: falhas.

#### 4.1.2. Fanerozóico

As unidades pertencentes ao Fanerozóico (representado pelos números 1 e 2 da figura 4), começam a ser registradas no início do Paleozóico e continuam até o final desse período, quando começam a se formar bacias de rifte, que dão lugar a grandes

extensões regionais, como o Supergrupo Karroo no mesozoico, precedendo a abertura do Oceano Atlântico.

A sedimentação de bacias continentais inicia-se com a deposição de águas rasas a exemplo de depósitos de argila, que serviram de sedimentos para as depressões Periocéânicas formadas no Jurássico Superior (CARVALHO, 1983). A formação de uma depressão periocéânica em Angola está associada ao sistema de falhas em que se desenvolvem séries progressivamente marinhas já durante o Cretáceo inferior. Nesse período, desenvolve-se o Supergrupo Karroo (localizado na atual Bacia de Kwanza), que aflora nas partes norte, leste e sudeste do território angolano, sendo preservado nos grábens da estrutura de Lucapa e nas placas da zona do Congo. Grande parte dessa unidade corresponde ao processo de *rifte* continental, sendo caracterizada por uma série de extensão regional, que aparece em amplas regiões da África Austral (NYAMBE-KAWAMYA, 2005).

O Supergrupo Karroo, é subdividido em quatro grupos, de acordo com Morais *et al.*, (2001b): Grupo Eccá; Lutôe; Cassanje e Stormberg. A formação de estruturas desse período esta relacionada a fenômenos que atuaram simultaneamente ao afastamento das placas litosféricas dos continentes africano e americano, na medida em que se formava o Oceano Atlântico. Após a separação, formaram-se grandes depressões marginais e depressões continentais no país, e posteriormente a esses eventos, ocorre a deposição das sequências cenozóicas das bacias marginais do tipo borda atlântica (Kwanza, Benguele e Namibe).

Ocorre no interior do continente durante o Cretáceo superior, o desenvolvimento de uma tectônica extensional que influenciou no alargamento da estrutura tipo *Rifte* (Estrutura de Lucapa) e magmatismo intraplaca (Vulcanismo Karroo), com rochas ígneas alcalinas, carboníticas e kimberlíticas (GONÇALVES, 2009).

O início do Cenozóico em Angola (figura 4, número 1) associado a deposição do Kwanza, é marcado pela formação de grandes diques e afloramentos de rochas alcalinas ao Oeste do Cráton angolano e em suas bordas. Do Eoceno ao Neógeno, formam-se vastas planícies de erosão de relevo peneplanizado na parte leste de Angola, que começaram a assentar os depósitos continentais. Ainda no Neógeno, destaca-se o Grupo Kalahari, que encontra-se sobre as sequências subjacentes muito pouco afetadas por movimentos tectônicos. Os depósitos do Kalahari se encontram preenchidos pelas depressões continentais do Congo, na parte leste do território angolano. Sua espessura

total varia entre 50 e 150 metros, embora ao sul de Angola chegue a alcançar até 450 metros (TORQUATO *et al.*, 1979).

O período Quaternário possui como representação estruturas em depósitos de terras marinhas, que possuem espessuras superiores a 40 metros, que afloram nas zonas de Cabinda-Congo (sul de Cabinda) e Namibe (próximo a Benguela), com espessuras muito variadas, podendo chegar até 40 metros. Sua formação é composta de areias finas de cor branca em alguns trechos e calcários (com espessura de 1,5 metros) em outros. Os depósitos com espessuras inferiores a 40 metros são compostos por areias argilosas de coloração clara, podendo conter resquícios do Paleolítico (GONÇALVES, 2009).

Decorrentes desse período têm-se ainda ao sudoeste de Angola, depósitos eólicos que afloram principalmente nas províncias de Namibe e nas bacias do rio Cubango e Cuando. Os depósitos ao sudoeste de Angola são formados pela erosão dos materiais transportados pelo rio Cunene até o litoral, enquanto os depósitos a sudeste de Angola foram formados pela erosão de materiais da Formação Kalahari (GONÇALVES, 2009).

## **4.2. Bacias do Cretáceo Superior**

Ocorre no Mesozóico, especificamente no período Cretáceo, a abertura do Oceano Atlântico através do rifteamento, que conseqüentemente iniciou o desenvolvimento tectônico pré-, -sin e pós-rifte das bacias costeiras da margem angolana (GUIRAUD & MAURIN (1992) e BUTA-NETO, 2006) e também da margem offshore (BUTA-NETO, 2006).

A margem passiva angolana possui uma planície costeira de baixo-relevo ao lado de uma alta e bem definida escarpa, que chega a atingir ~2600 metros e é composta por três bacias (GUIRAUD *et al.*, 2010): (1) Bacia de Kwanza; (2) Bacia de Benguela (3) e Bacia de Namibe (offshore, segundo autores como Raab *et al.*, (2002) e Luft *et al.*, (2005) e Buta-Neto, 2006) (figura 5):





**Figura 5:** Mapa com a localização das três Bacias relacionadas acima (Kwanza, Benguela e Namibe).

Essas bacias sedimentares que compõem as margens angolanas, possuem uma tectônica sin-rifte do período Pré-Cambriano, que influenciou na segmentação dessas margens, tendo esses segmentos como controladores da intensidade das fraturas pós-rifte (LUFT, *et al.*, (2005) e GUIRAUD *et al.*, 2010). Dentro da área de estudos, na região SW de Angola, Viola *et al.*, (2005) sugere que a região seja dominada por um *trend* NW-NNW compressivo horizontal, que afeta um amplo domínio, que vai do centro-sul de Angola ao norte da Namíbia. Essas bacias seguem o soerguimento Eburneano na costa sul de Angola. Muitos fatores influenciaram as características estruturais dessas bacias de rifte, tais como o mecanismo comportamental das estruturas pré-rifte e syn-rifte, a obliquidade do rifteamento e a atividade tectônica antes do rifteamento (JACKSON & HUDEC, 2005).

Enquanto no Norte de Angola os segmentos offshore ao norte de Kwanza exibem um grande domínio da costa paralela por anomalias positivas e negativas (cerca de 200 km); os segmentos de margens localizados ao sul da bacia de Kwanza e nas bacias de Benguela e Namibe apresentam uma estreita faixa continental adjacente ao

embasamento (JACKSON & HUDEC, 2005), enquanto seus segmentos de margem onshore e offshore apresentam estruturação crustal semelhante.

As três bacias referidas serão detalhadas individualmente a seguir:

#### **4.2.1. Bacia de Kwanza**

A Bacia de Kwanza esta localizada na porção central da margem continental angolana (figura 6a) e foi formada durante o Neocomiano, sendo relacionada com o processo de abertura do Pangea. É composta por duas sub-bacias, denominadas Bacias Kwanza Norte e Kwanza Sul, onde ambas estão contidas nos depocentros e são separadas por uma plataforma (Central) sobre as quais a camada de sal existente era muito escassa ou ausente (JACKSON & HUDEC, 2005).

Após o processo de abertura do Pangea teve-se na porção adjacente à margem angolana, a formação de uma bacia do tipo “*sag*”. Entretanto Karner & Driscoll (1999) relacionaram esta bacia do tipo “*sag*” como uma consequência tectônica dos processos extensionais dúcteis na porção adjacente a crosta inferior, sendo esta separada em seu nível de crosta intermediário por um descolamento não-extensional da placa superior, como sugerido por autores como Brice *et al.*, (1982) e Guiraud & Maurin, (1992).

Dentro dessa Bacia, o processo de rifteamento que aparece dentro das placas Africana e Sul-Americana teve início entre 144-140 Ma, sendo estas placas separadas por volta de 127 – 117 Ma (GUIRAUD & MAURIN, 1992; JACKSON & HUDEC, 2005). Dois episódios principais de afinamento da crosta nessa Bacia são reconhecidos (DUVAL *et al.*, 1992). Na primeira fase no Cretáceo Superior, a margem da bacia recém formada foi basculada devido a combinação da subsidência termal e flexural. Estes processos ocasionaram a subsidência e resfriamento da crosta oceânica, acompanhado por processo de rifteamento lento na margem da bacia “*sag*” recém-formada. A segunda fase ocorreu no Paleógeno e foi caracterizada por uma extensão direcionada pela ação da gravidade ocasionando o rejuvenescimento da bacia. Após este evento deu-se início a deposição de sedimentos devido ao basculamento e soerguimento da margem continental no Paleógeno.

Durante este mesmo período geológico, a bacia foi submetida a uma elevação que não modificou intensamente o relevo, onde foram reconhecidos dois ciclos estratigráficos marinhos na parte norte da bacia localizada em sua porção mais interna,

onde ambos tiveram seu cessamento no Cretáceo Inferior e Mioceno Inferior, fato este que sugeriu dois eventos deposicionais associados com eventos de soerguimento e/ou quebra eustática no Mioceno Inferior e Superior (JACKSON & HUDEC, 2005).

No Plioceno, a Bacia manteve-se abaixo no nível do mar em lacunas de até 5 Ma (figura 6b); no Pleistoceno, ocorre na planície costeira do Kwanza uma elevação moderada, como pode ser atestada pela exposição de baixas altitudes em terraços marinhos antigos, em altitudes que não passavam de 100 metros (MORAIS *et al.*, 2000).

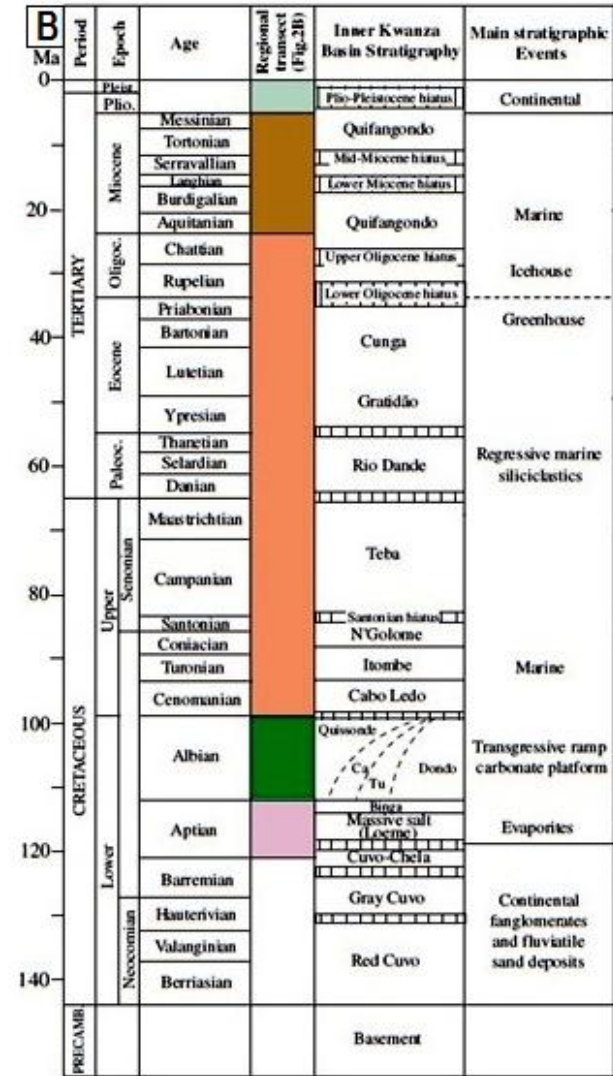
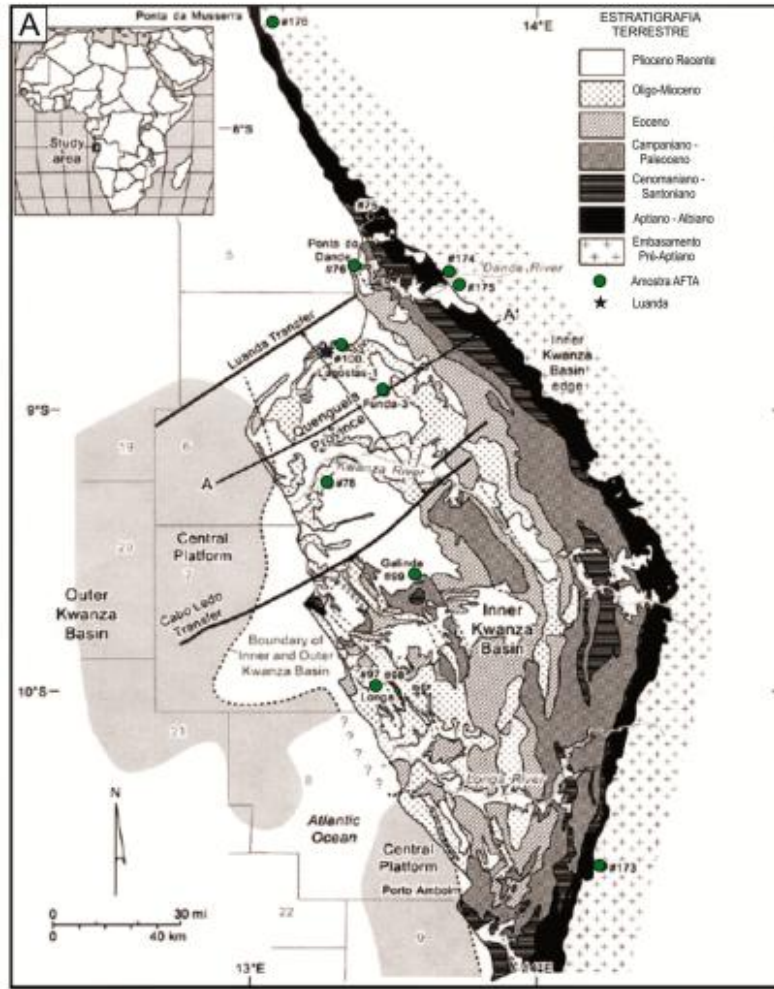


Figura 6: Mapa da Bacia do Kwanza (Angola) com destaque para as amostras de AFTA coletadas ao longo da bacia. Modificado de Jackson & Hudec, 2005; B: Coluna estratigráfica da Bacia de Kwanza. Retirado de Guiraud et al., 2010.

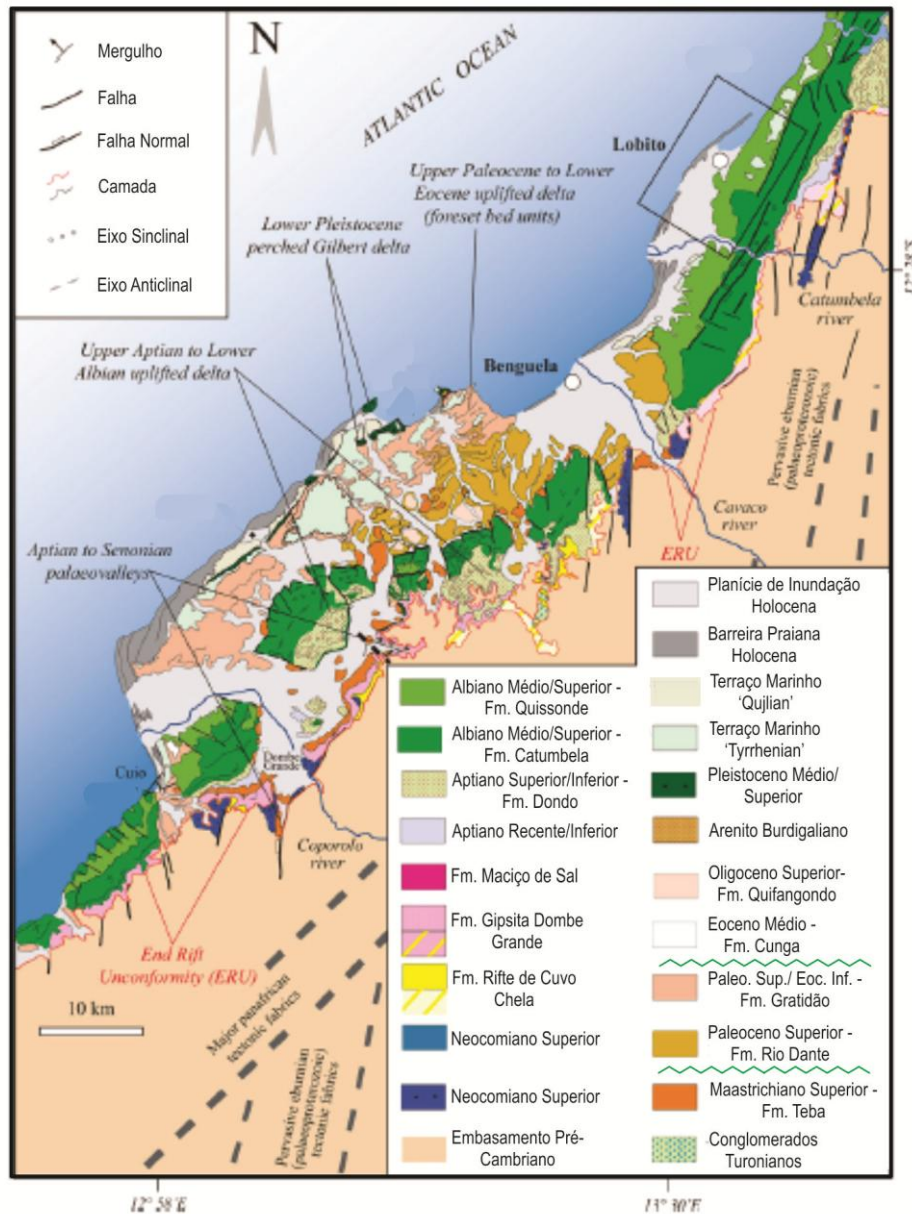
#### 4.2.2. *Bacia de Benguela*

A Bacia de Benguela (figura 7) localiza-se ao sul de Angola, na parte costeira do Cinturão Panafricano, e esta situada entre as Bacias de Kwanza (ao norte) e a Bacia de Namibe (ao sul) (BUTA-NETO, 2006 e GUIRAUD *et al.*, 2010).

Esta Bacia, da mesma maneira que a Bacia de Kwanza, desenvolveu-se através de segmentos formados após o rifteamento ocasionado na abertura do Pangea (BUTA-NETO, 2006). Esses segmentos tiveram como base alguns aspectos, tais como, mudanças abruptas ou desvios de orientação dos principais elementos estruturais de rifte, que permitiram a Guiraud *et al.*, (2010) afirmarem que a Bacia de Benguela é apenas onshore, com depósitos de idade Barremiana e topografia acentuadas e dispostas em uma matriz “*echelon*”. Dentro da Bacia de Benguela é possível notar uma grande discordância erosiva (figura 8), que separa os sedimentos do embasamento pré-Cambriano do Aptiano Superior, além de um conjunto litoestratigráfico de aproximadamente 400 m que apresenta inconformidades erosivas do pós-rifte no Cretáceo ao Pleistoceno (DUARTE MORAES & SGROSSO, 2000).

Inconformidades erosivas detectadas na estratigrafia da Bacia de Benguela (figura 8) revelaram que a margem onshore da Bacia foi desenvolvida sob condições marinhas rasas e baseadas em soerguimento moderado durante o Cretáceo superior ao Cenozóico (BUTA-NETO, 2006). No Quaternário, ocorreu uma grande elevação tectônica pós-sedimentação, que provocou exposição da Planície costeira de Benguela. Essas elevações ocorridas entre o Cenozóico e o Quaternário ocasionaram uma acomodação negativa na Bacia de Benguela, obtendo assim baixas altitudes dos terraços no Pleistoceno, como é colocado por Guiraud *et al.*, (2010).

O segmento da Bacia de Benguela é tido para alguns autores (BUTA-NETO (2006) e GUIRAUD *et al.*, 2010) como possuindo uma topografia montanhosa recente em sua história evolutiva. Exemplo disso é representado pelos relevos íngrimes ao sul que podem atingir até 2600 metros, a partir de apenas 100 km da costa ou por altas elevações no Pleistoceno em relação aos terraços marinhos antigos onshore.



**Figura 7: Mapa Geológico da Margem Angolana localizando as Bacias de Kwanza e Benguela. Detalhe para as duas discordâncias em verde na legenda. Modificado de Guiraud *et al.*, 2010.**

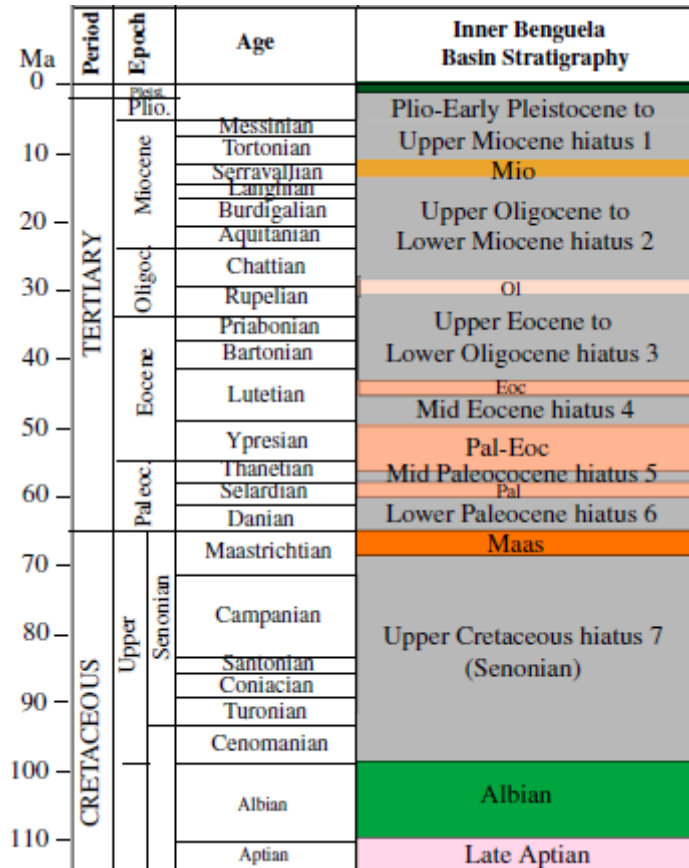


Figura 8: Estratigrafia da Bacia de Benguela. Modificado de Guiraud et al., 2010.

#### 4.2.3. Bacia de Namibe

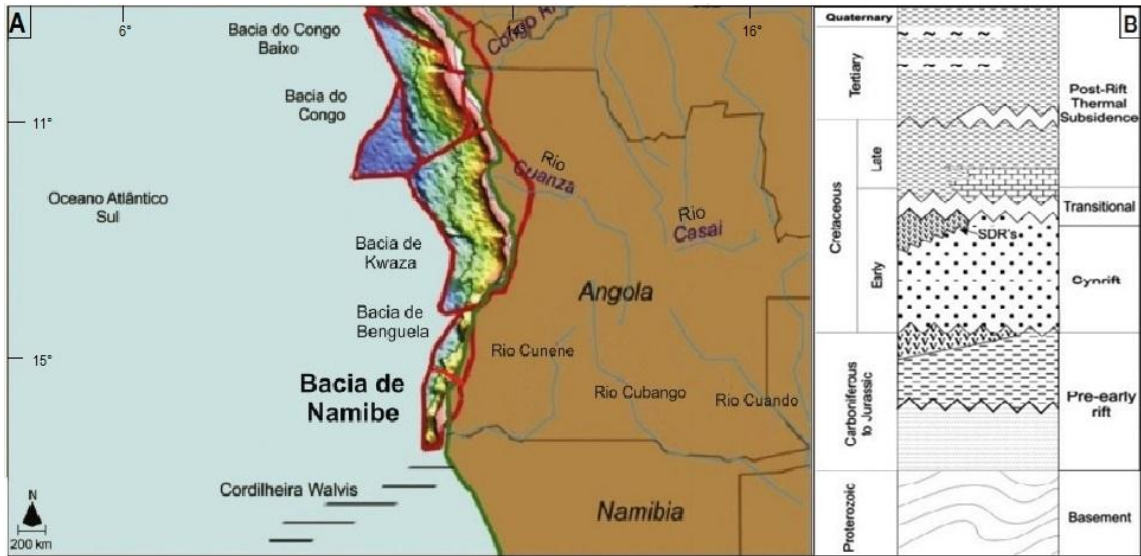
A Bacia de Namibe (figura 9), localiza-se ao extremo sul da margem passiva angolana, situando-se abaixo da Bacia de Benguela e ao Norte das Bacias offshore da Namíbia. Devido à proximidade dessa bacia com a área de estudos, acredita-se que esta possa ter alguma influência na evolução da área, localizada à SW de Angola.

A porção onshore ao extremo sul de Angola, registra uma atividade tectônica complexa desde o Proterozóico. Estas estruturas pré-existentes a esses eventos, foram reativadas durante várias vezes no Fanerozóico e, especialmente a partir da fase de *break-up* do Gondwana, desempenharam um papel muito importante na evolução morfotectônica da margem continental de Angola (RAAB, 2002).

A extensão regional e rifteamento foram iniciadas durante o Paleozóico, produzindo uma sedimentação principal de norte-sul na margem paralela estrutural, com algumas fraturas orientadas de leste-oeste, dentro da zona de maior subsidência (MASLANYJ *et al.*, 1991). No período Jurássico-Cretáceo inferior, inicia-se na bacia um grande soerguimento seguido por uma denudação (BROWN *et al.*, 2000 e LUFT, 2004). Da mesma maneira que as bacias constituintes *onshore* da margem angolana, a Bacia de Namibe desenvolveu-se através de *riftes* decorrentes da abertura do Oceano Atlântico, a aproximadamente 130 Ma (LUFT, 2004). Após esses eventos, uma grossa sedimentação começou a se estabelecer ao longo da seção de rifte a partir do Cretáceo inferior até o Cenozóico, formando assim um sistema de bacias *offshore* (LUFT *et al.*, 2005). Além desses reflexos, a bacia de Namibe sofreu ainda no Cretáceo superior ao Paleógeno, outras importantes reativações tectônicas, como por exemplo: rifteamentos seguidos por subsidência térmica, que originaram as maiores zonas de falhas da bacia. De acordo com a coluna estratigráfica da bacia originada de Cartwright *et al.*, (2010) (figura 9b), percebe-se que esta passou por pequenas discordâncias após o Mioceno, mas não sofreu eventos que pudessem alterar sua estratigrafia após o Quaternário.

Analisando-se a Bacia em direção ao continente, é possível observar imersões com reflexões sísmicas, não havendo porém, rotação terrestre de grandes blocos de falhas inclinadas. Após a dissolução e o início da deriva, a estruturação foi essencialmente confinada à “sag” térmica e a influência do nível do mar eustático causou mudanças, caracterizando a bacia como se encontra hoje (MASLANYJ *et al.*, 1991).





**Figura 9: A: Mapa com a localização das Bacia Marginais de Angola, com destaque para a Bacia de Namibe; B: Coluna estratigráfica da bacia de Namibe. Respectivamente retirado/modificado de Beglinger et al., 2012 e Cartwright et al., 2010.**

### 4.3. Geomorfologia do território angolano

Na região da área de estudos, a geomorfologia do sudoeste de Angola é caracterizada por planaltos extensos que se prolongam para Leste e Nordeste muito além dos limites da região, e por uma imponente escarpa (escarpa de Chela), que pode chegar a ~2000 metros (MORAIS *et al.*, 2000a). Junto ao mar, encontra-se uma estreita faixa de sedimentos, que atinge mais de vinte quilômetros de largura na parte central da região, sendo o relevo da área sedimentar dominado por pequenos planaltos estruturais e cornijas das camadas mais duras (DUARTE MORAES & SGROSSO, 2000).

As camadas inferiores aos depósitos do Cretáceo superior (Maastrichtiano) são caracterizadas por uma superfície talhada nas rochas do embasamento e que se eleva, com declive relativamente forte, variando de 250 a 500 metros. Esta superfície é interceptada na última cota por uma primeira grande aplanção (Superfície Intermediária) e que se estende por cerca de 80 km para leste, ao mesmo tempo em que sobe uma centena de metros e que aumenta cada vez mais conforme se caminha para a grande escarpa de Chela, que a limita a leste (FEIO, 1981). Esta escarpa conduz diretamente ao planalto mais elevado (Humpata-Bimbe) ou ao planalto mais extenso, chamado de Planalto Principal (TORQUATO *et al.*, 1979; FEIO, 1964 e 1981).

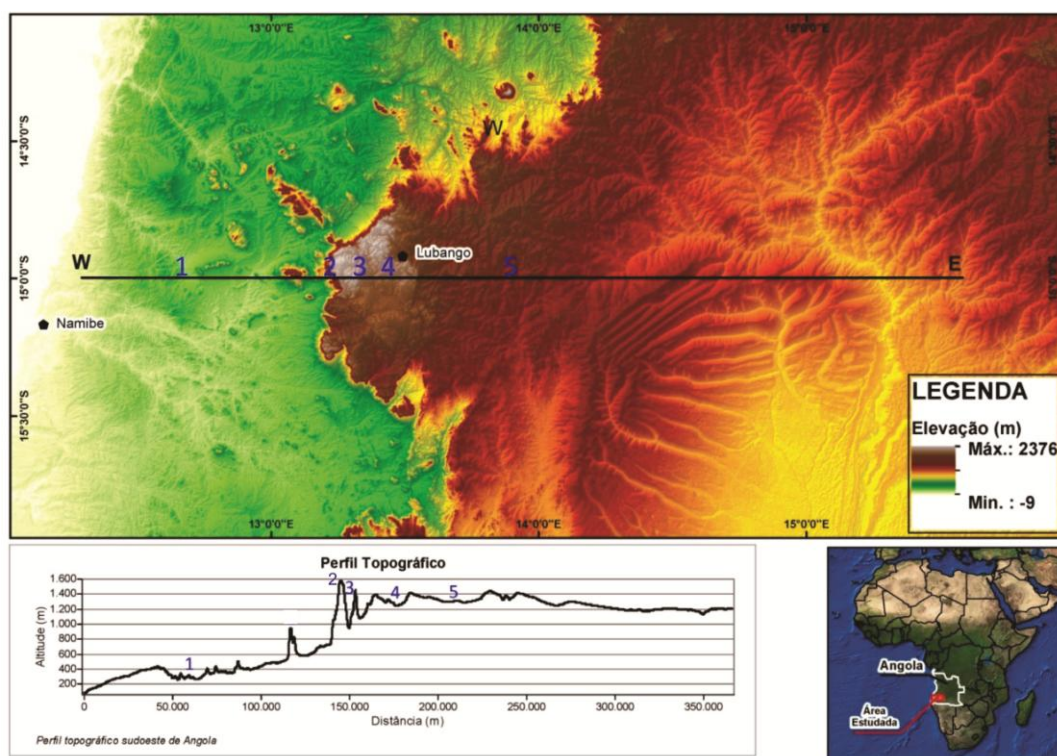
Para melhor definir cada unidade de relevo (Figura 10), explicar-se-á de modo mais detalhado cada um desses relevos citados acima, de acordo com Feio (1981), que descreve a formação dos mesmos cinco degraus por um sistema de flexura continental e de falhamentos verticais com um abaixamento das regiões costeiras e levantamentos para o interior:

- O **Planalto Principal** (representada pelo número 5 na figura 10) engloba a zona do relevo escalonado, tendo sua formação constituída sobre rochas do Arqueano e do Proterozóico inferior do escudo de Angola. O Planalto se configura no centro e no sul de Angola, possuindo uma superfície muito extensa e bem formada, dominada por relevos residuais (quartzitos e rochas eruptivas básicas) na parte oeste, chegando a atingir altitudes que podem variar de 1400 a 1900 metros, apresentando um relevo complexo de montanhas com estruturas “em mesa”; na parte oriental, desaparecem os relevos residuais, que são cobertos por depósitos arenosos, devido ao decaimento gradativo de suas altitudes, que chegam até a 1250 metros; na direção sudeste, é fracamente entalhado pela antiga drenagem endorréica do rio Cunene (hoje capturada pelo mar), mas o suficiente para que seja capaz de se distinguir dois ciclos de erosão embutidos antes de alcançar a grande planície epirogênica desse Planalto.

- Possuindo uma cornija bem projetada e contínua, o **Planalto Humpata-Bimbe** (representada pelos números 3 e 4 na figura 10) se encontra inclinado sobre a escarpa de Chela e acima do Planalto Principal, constituindo o relevo mais alto do sudoeste de Angola, com altitudes que superam os 2300 metros. Esse Planalto possui um degrau que segue uma direção geral NE-SW, resultando em dois patamares diferentes, um a sul (**Humpata**) e outro a norte (**Bimbe**). O primeiro é essencialmente uma aplanção de nível de base local, defendida pela cornija de quartzitos ao norte e solos lateríticos ao sul, possuindo em média relevos de altitude de 1900 metros e que dificilmente ultrapassa os 2100 metros (exceto em alguns trechos); o segundo é o elemento que atinge as maiores altitudes, podendo chegar a uma altura de até 2335 metros na parte central do planalto. É um relevo estrutural resultante da denudação dos quartzitos e vulcanitos sub-horizontais que o constituem, sendo formado, a grosso modo, por um paralelogramo de 30 por 10 km. Esses dois Planaltos descem consideravelmente do norte para o sul, e acompanham o declive do Planalto Principal, tendo sua flexura a responsável pela morfologia do local, provocando desníveis entre as aplanções.

- A *Escarpa de Chela* (representada pelo número 2 na figura 10) constitui imponente degrau que conduz diretamente aos planaltos anteriormente referidos para a grande aplanção de sopé (Superfície Intermediária). A Escarpa possui desníveis que superam ~ 1600 metros, tendo um extremo vigor devido à cornija de quartzitos e vulcanitos, que aproximam-se de 600 metros de espessura e ao modelado semi-árido, que predomina nas aplanções de sopé. Essa escarpa possui suas origens em embasamentos Pré-cambrianos, com elevações que se desenvolveram por quase todo o relevo angolano.

- O sopé de clima semi-árido, é fundamentalmente constituído por uma extensa superfície, ao qual se atribui de *Intermediária* (representada pelo número 1 na figura 10). Essa Superfície possui uma centena de quilômetro de largura e cotas que chegam até a 600 metros (próximos a escarpa) e a 500 metros próximos ao mar. Esta grande aplanção esta erguida de verdadeiros maciços montanhosos junto à grande Escarpa de Chela, separados por áreas aplanadas relativamente pequenas, mas que totalizam praticamente toda a área. Localmente, seu relevo apresenta-se intrincado por blocos e cordilheiras que foram pouco evoluídos. Essa planície conta com um desenho hidrográfico reticular e vales de rios com perfis transversais em forma de “V”, com sua profundidade de encaixamento variando de 100 a 150 metros. (TORQUATO, 1974).



**Figura 10: Perfil Topográfico da Porção Sudoeste de Angola. 1. Superfície Intermediária; 2. Escarpa de Chela; 3. Planalto Bimbe; 4. Planalto Humpata; 5. Planalto Principal.**

#### 4.4. Evolução da paisagem e considerações sobre a superfície Africana

O continente africano possui remanescentes de uma grande superfície de aplainamento e grandes escarpas que litologicamente controlam o relevo influenciando nas irregularidades da paisagem. Os estratos de arenitos de diversas idades geológicas também são considerados de grande importância no desenvolvimento da paisagem na região, pois desempenham papel fundamental na manutenção da superfície (MARZOLI *et al.*, 1999).

A superfície de erosão africana formada no período pré-Jurássico, se apresenta pouco preservada atualmente, exceto nos locais onde houve sua exposição devido à exumação (KING, 1962). Assim, pode-se dizer que grande parte das superfícies erosivas do continente africano são de idade superior ao rompimento do Gondwana (PARTRIDGE & MAUD, 1987). Foi a partir dessa quebra ocorrida no Jurássico-Cretáceo, que iniciou-se a elaboração da “Superfície Africana”, definida por King (1951) e corroborado por Burke & Gunnell (2008) como sendo uma superfície de erosão que dominou o continente africano, decorrente de uma denudação continental; esse “ciclo pós-gondwânico” manteve sua evolução entre o Cretáceo e o Paleógeno, período em que seu nivelamento topográfico chegou ao seu máximo (KING, 1951).

No Cretáceo superior, ocorrem em Angola fracos soerguimentos acompanhados de formações das planícies de denudação da aplanção pós-Gondwânica (MARZOLI *et al.*, 1999), que influenciou para que o desenvolvimento do relevo no continente se mantivesse baixo, contribuindo dessa maneira para uma ampla transgressão marinha (BURKE & GUNNEL, 2008). Ao final desse período, o continente é tomado por intrusões alcalinas que indicam um declínio nas taxas de erosão, que persistiram até meados do Cenozóico (BROWN *et al.*, 2000).

No Paleógeno, na região da área de estudos (sudoeste de Angola) desenvolve-se no Eoceno-Mioceno (~55 – 23 Ma) grandes planícies de acumulação de sedimentos a leste, e extensas áreas de denudação a oeste, que serviram de base para uma nova planície (PARTRIDGE & MAUD, 1987). Essas superfícies passaram por duas fases de soerguimento durante o Mioceno-Plioceno, onde a primeira ocorreu em ~20 Ma e aumentou entre 150 – 300 metros a altitude do relevo, enquanto o segundo

soerguimento iniciou-se ~5 Ma, aumentando o relevo de algumas áreas em altitudes de até 900 metros (SGA, 1992), atuando dessa maneira para alguns autores (PARTRIDGE & MAUD, 1987; BURKE & GUNNEL, 2008) como a precursora para a grande “aplanação africana”.

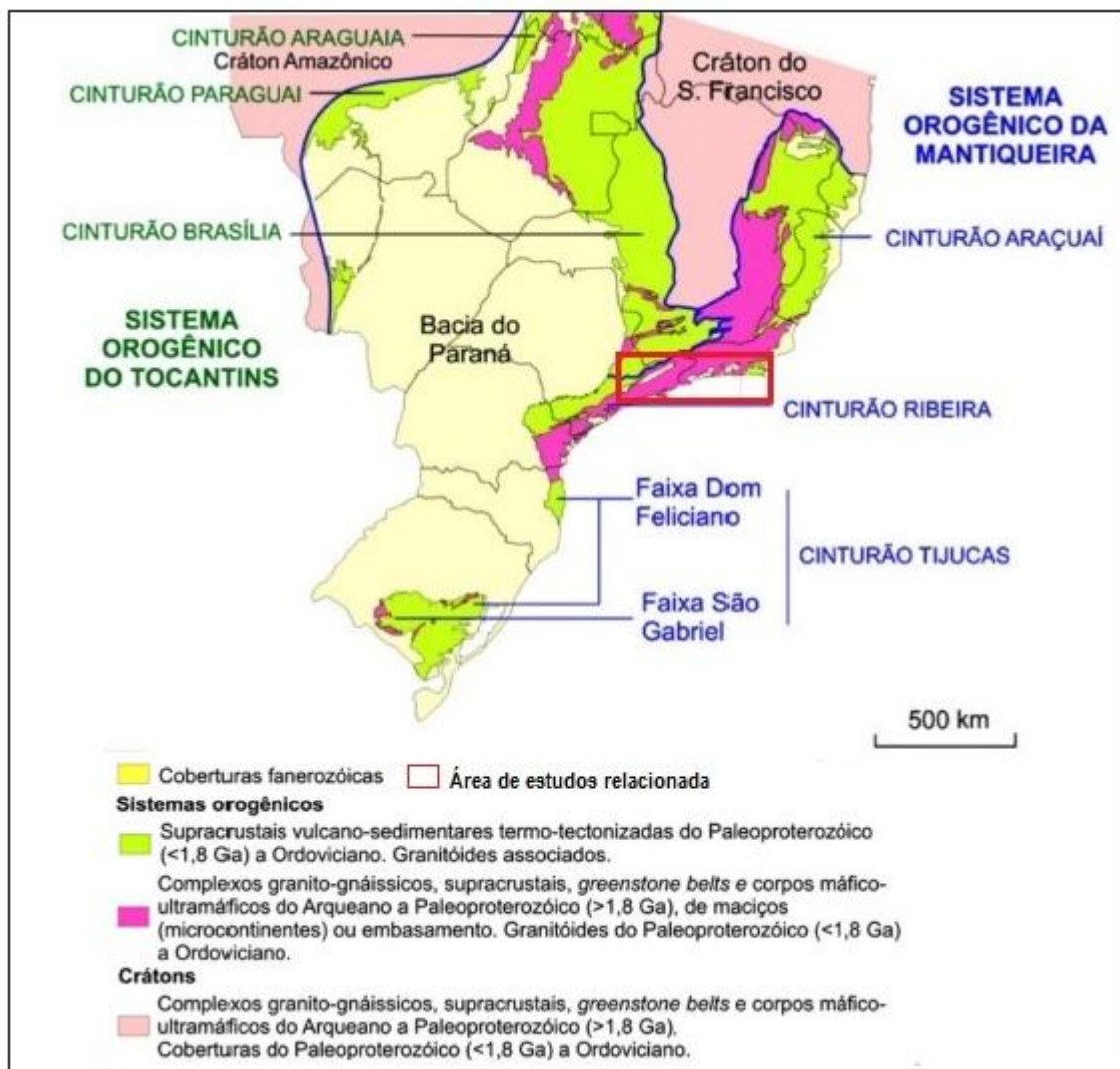
## **5. ASPECTOS GEOLÓGICOS E GEOMORFOLÓGICOS DA REGIÃO SUL-SUDESTE DO BRASIL**

### **5.1. Geologia do Sudeste Brasileiro**

Este capítulo apresenta os principais aspectos geológicos e geomorfológicos do Sul-Sudeste do Brasil, que abrange os estados do Paraná, São Paulo e Rio de Janeiro. As unidades que serão apresentadas, de modo simplificado, são as seguintes: Província Mantiqueira (ALMEIDA *et al.*, 1977 e 1983); Bacia Sedimentar do Paraná e Riftes Cenozóicos.

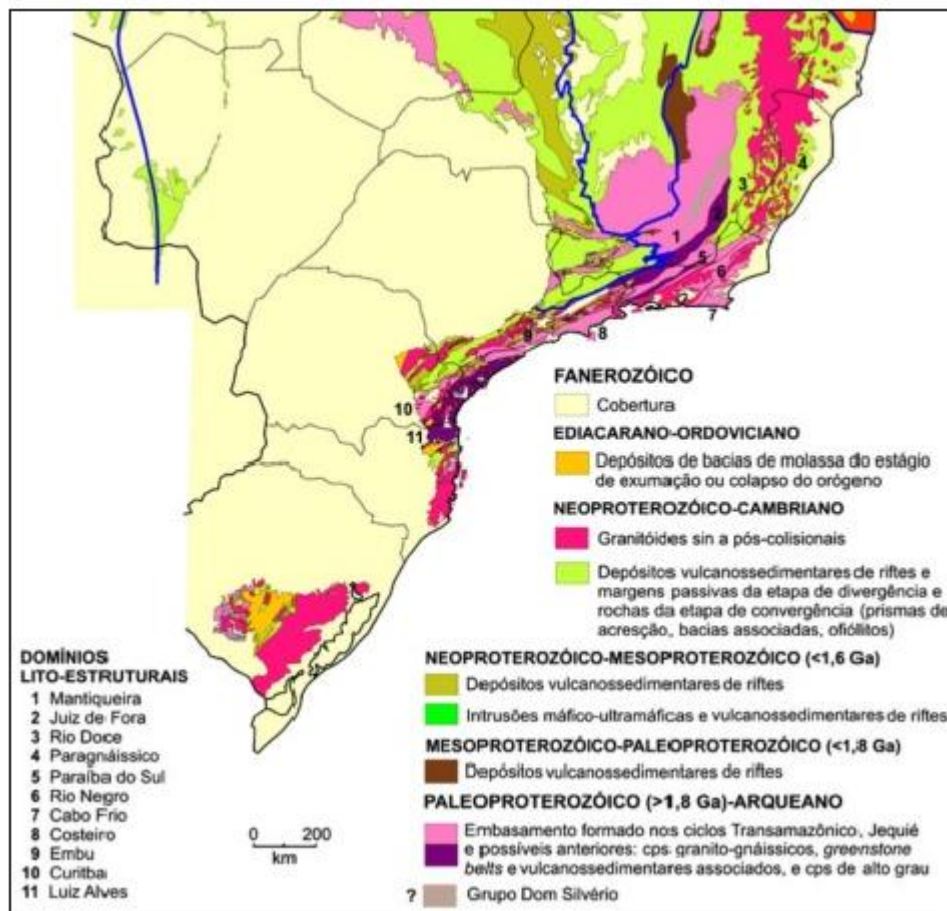
#### **5.1.1. Pré-Cambriano**

A Província Mantiqueira, denominada por Almeida (1967) como Sistema Orogênico da Mantiqueira, engloba um conjunto de unidades estratigráficas que se estendem, do ponto de vista cronológico, desde o Arqueano até o Ordoviciano. Nesse sistema, encontram-se inseridos os cinturões Araçuaí, Ribeira e Tijuca. No presente caso, a área de interesse na região Sul-Sudeste, faz parte do Cinturão Ribeira, conforme pode ser observado na figura 11.



**Figura 11: Mapa da Região Sul-Sudeste do Brasil e seu entorno com destaque para a região da área de estudos. Modificado de Hasui, 2010.**

A região da área de estudos esta localizada na margem atlântica brasileira, ao SSE do Brasil, e é constituída por unidades geológicas cuja litoestratigrafia (grupos e formações) e litodêmias (complexos e granitóides) presentes, encontram-se relacionadas na figura 12 e tabela 1 a seguir (HASUI, 2010).



**Figura 12: As principais unidades constituintes da região de estudos referente à margem atlântica brasileira com dados geológicos baseados em CPRM/SGB-SGM (2008). Modificado de Hasui, 2010.**

	<b>Sistema Mantiqueira</b>
Ediacaro-Ordoviciano Médio	• Grupos de Castro, Formação Camarinha e Guaratubinha (PR), Samambaia e Quatis (SP).
Neoproterozóico-Cambriano	• Granitóides sin e pós-colisionais; • Cinturão Ribeira: Unidades São Fidélis, São Sebastião do Alto, Cambuci, Italva e Grupo Búzios (RJ-ES); Grupos Açungui (Formação Iporanga; Itaiacoca, Votuverava, Capiru, Subgrupo Lageado), São Roque e Rio Uma (SP-PR)
Mesoproterozoico-Paleoproterozóico (< 1,8 Ga)	• Grupos Setuva (SP-PR), Serra de Itaberaba (SP)
Paleoproterozóico (1,8 Ga) – Arqueano	• Complexo Paraíba do Sul, Rio Negro; • Região dos Lagos (RJ); Costeiro (SP); Atuba (PR). • Complexo Juiz de Fora (MG-RJ-SP); Santa Catarina (SC-PR)

**Tabela 1: Principais unidades constituintes da região. Simplificada de Hasui, 2010.**



### 5.1.2. Fanerozóico

A bacia sedimentar do Paraná é considerada do tipo intra-cratônica (ZALLAN *et al.*, 1990; MILANI *et al.*, 2007) devido ao seu posicionamento geotectônico atual e a suas características tectono-sedimentares. A Bacia situa-se na porção centro-oriental da América do Sul, tendo sua evolução ocorrida durante o Paleozóico e o Mesozóico (figura 13). Abriga dados estratigráficos e geocronológicos que se estendem do Neo-Ordoviciano ao Neocretáceo (figura 13), com registros de uma história geológica fanerozóica de aproximadamente 400 milhões de anos (MILANI & RAMOS, 1998).

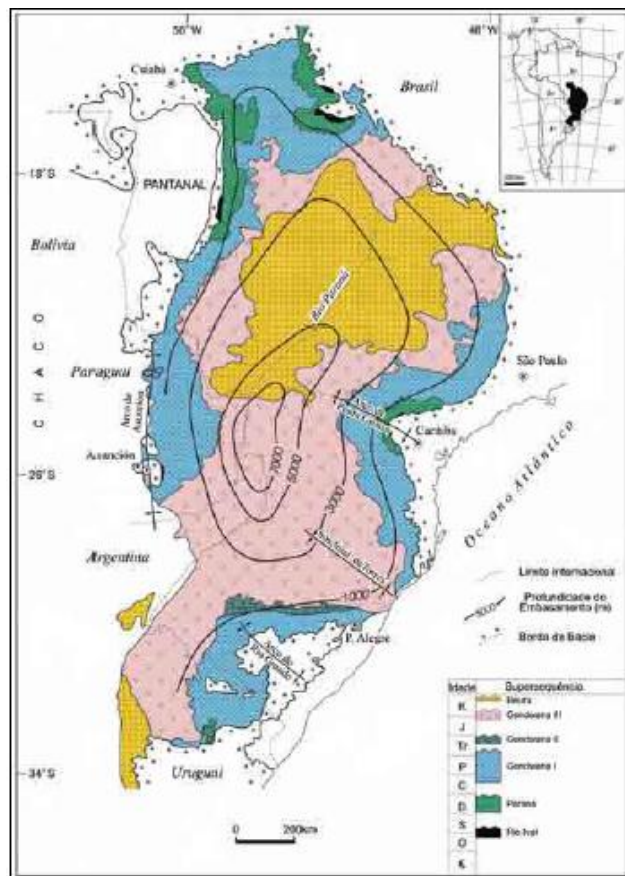


Figura 13: Mapa geológico simplificado da Bacia do Paraná, com o contorno estrutural (profundidade) do embasamento cristalino. Compilado de Milani, 2004.

É possível reconhecer na bacia seis unidades aloestratigráficas de segunda ordem ou superseqüências: Rio Ivaí (Caradociano-Landoveriano), composta pelas formações Alto Garças, Iapó e Vila Maria; Paraná (Lockoviano-Frasniano), comportando as

formações Furnas e Ponta Grossa; Gondwana I (Westfaliano-Scythiano), englobando os grupo Itararé, Guatá e Passo a Dois, e as formações Pirambóia e Serra do Cabral; Gondwana II (Anisiano-Noriano), composto pela formação Santa Maria; Gondwana III (Neojurássico- Berriasiano), com as formações Botucatu e Serra Geral e Bauru (Aptiano-Maestrichtiano), comportando os grupos Bauru e Caiuá. Três delas (Gondwana I, II e III) correspondem a ciclos transgressivo-regressivos paleozóicos, e os demais são pacotes sedimentares continentais mesozóicos com rochas ígneas associadas (formação Serra Geral). Estas superseqüências constituem o registro remanescente de sucessivas fases de acumulação sedimentar que se alternaram a épocas de erosão generalizada (MILANI, 1997).

Na carta estratigráfica da Bacia do Paraná (figura 14), elaborada por Milani *et al.*, (2007), é possível visualizar os itens citados no parágrafo acima, tais como o ambiente deposicional de cada formação, as seqüências correspondentes, os eventos tectônicos e o magmatismo associado.

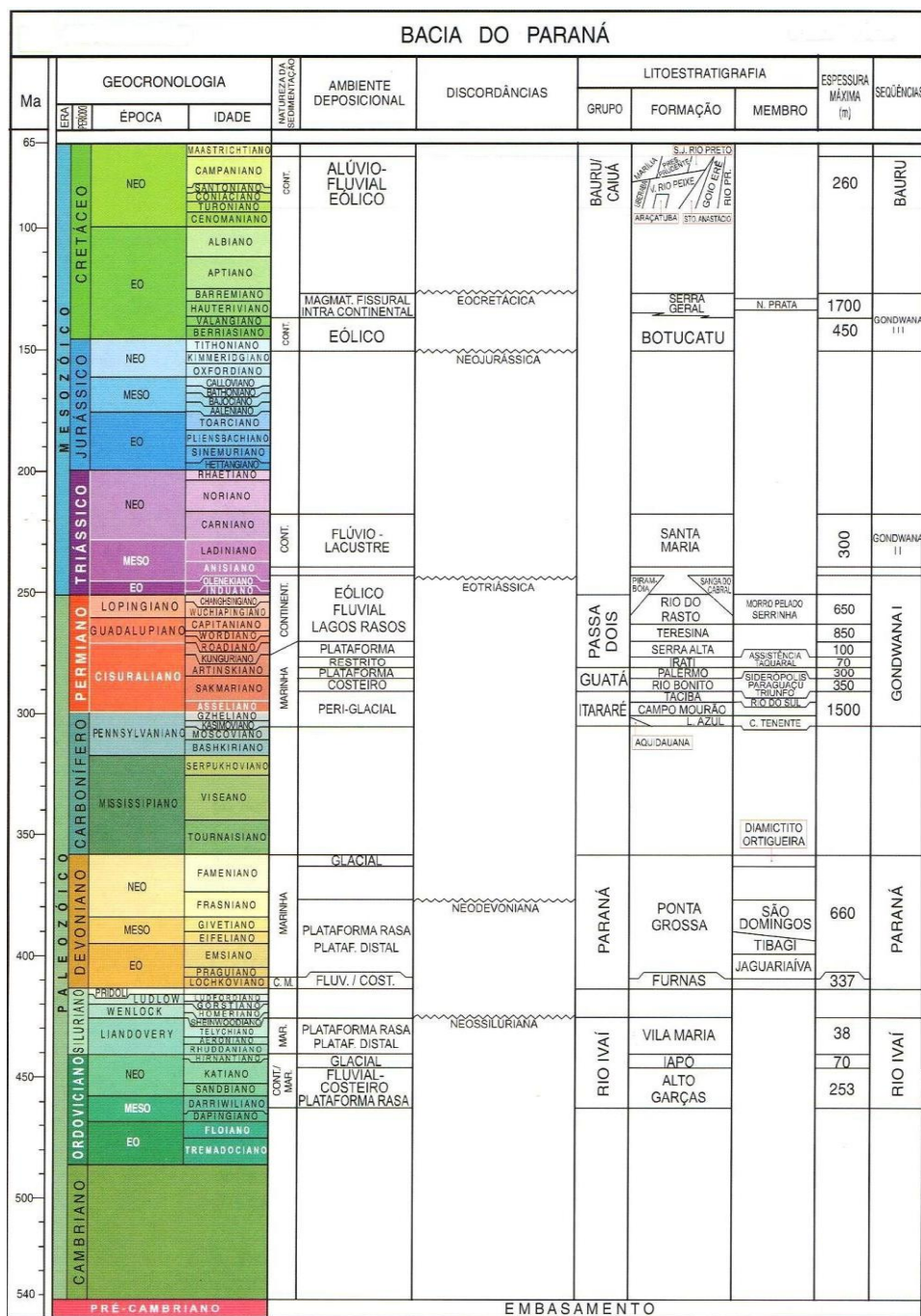


Figura 14: Estratigrafia da Bacia do Paraná. Compilado de Milani et al., 2007.

### 5.1.2.1. Bacia de Campos

A Bacia de Campos localiza-se no litoral norte do Estado do Rio de Janeiro e a sul do Estado do Espírito Santo, limitada a norte pelo Arco de Vitória e, a sul pelo Arco de Cabo Frio. Possui uma área aproximada de 100.000 km<sup>2</sup> (figura 15). O embasamento

crystalino da Bacia de Campos é caracterizado por gnaisses de idade pré-cambriana pertencentes à Província Proterozóica da Ribeira. Segundo Winter *et al.*, (2007), pode-se dividir essa Bacia em 3 supersequências (figura 16):

- *Supersequências riftes*: o registro sedimentar presente nesse período pôde ser subdividido em três sequências deposicionais denominadas K20-K34, K36 e K38, com idades Hauteriviano, Barremiano (porção superior do Andar Aratu) e Eoaptiano (Andar Jiquiá).

- *Supersequências pós-riftes*: essa corresponde à seção sedimentar disposta discordantemente sobre a sequência de rochas de origem lacustre que foi depositada em ambiente tectonicamente brando.

- *Supersequências driftes*: esta compreende os sedimentos marinhos depositados sob um regime de subsidência térmica associada a tectonismo adiastrófico.

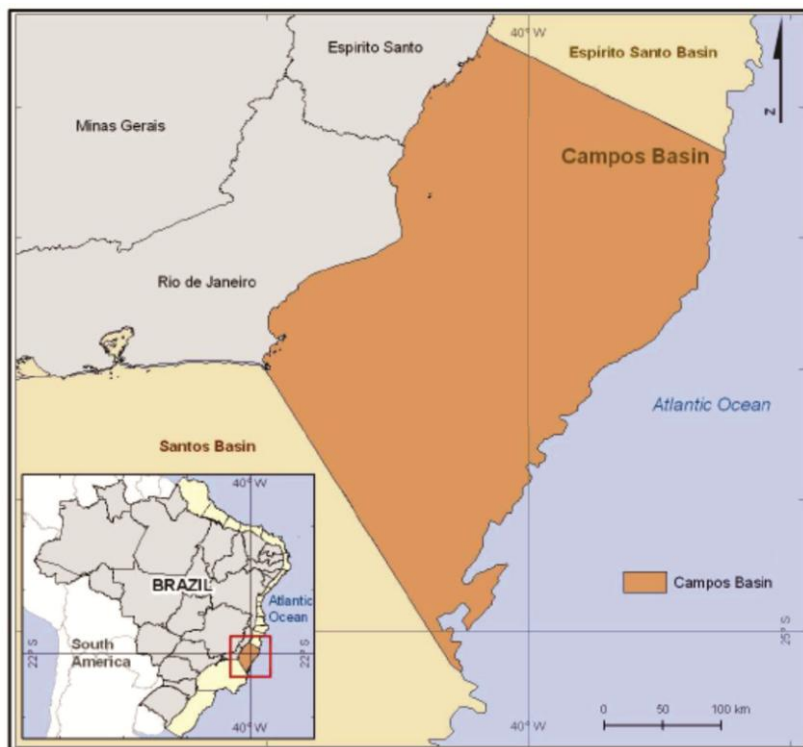


Figura 15: Mapa de localização da Bacia de Campos. Retirado de Riccomini et al., 2004.

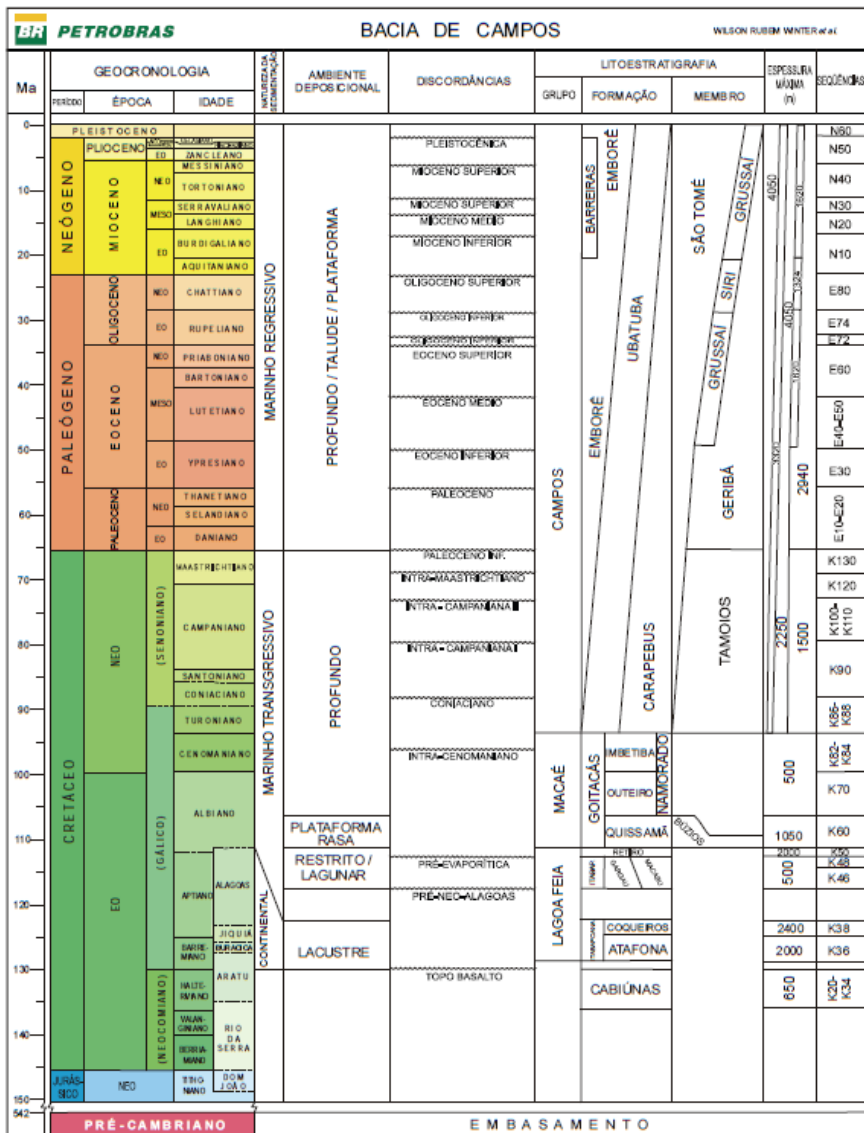


Figura 16: Coluna estratigráfica da Bacia de Campos (Retirado de Winter et al., 2007).

### 5.1.2.2. Bacia de Santos

Essa Bacia localiza-se na margem continental brasileira e ocupa cerca de 350.000 km<sup>2</sup> até a cota batimétrica de 3.000 m. Abrange os litorais dos Estados do Rio de Janeiro, São Paulo, Paraná e Santa Catarina, limitando-se ao norte com a Bacia de Campos pelo Alto de Cabo Frio e ao Sul com a Bacia de Pelotas pela Plataforma de Florianópolis (figura 17) (MOREIRA et al., 2007).

Dentro da Bacia, foram identificados eventos magmáticos pós-Aptianos nos seguintes períodos: Albiano, Santoniano, Maastrichtiano, Paleoceno e Eoceno (OUREIRO, 2006). Seu embasamento cristalino aflorante na região de São Paulo e é caracterizado por granitos e gnaisses com idades pré-cambrianas, e pertencem ao Complexo Costeiro e metassedimentos da Faixa Ribeira.

Da mesma maneira que ocorre na Bacia de Campos, a Bacia de Santos foi subdividida em 3 supersequências (MOREIRA *et al.*, 2007):

- Supersequência Rife: esse registro sedimentar inicia-se no Hauteriviano (Rio da Serra e Aratu) e prolonga-se ao início do Aptiano (Jiquiá), sendo subdividido em três sequências deposicionais denominadas K20-K20-K34, K36 e K38. Supersequência Pós-Rife e Supersequência Drifte.

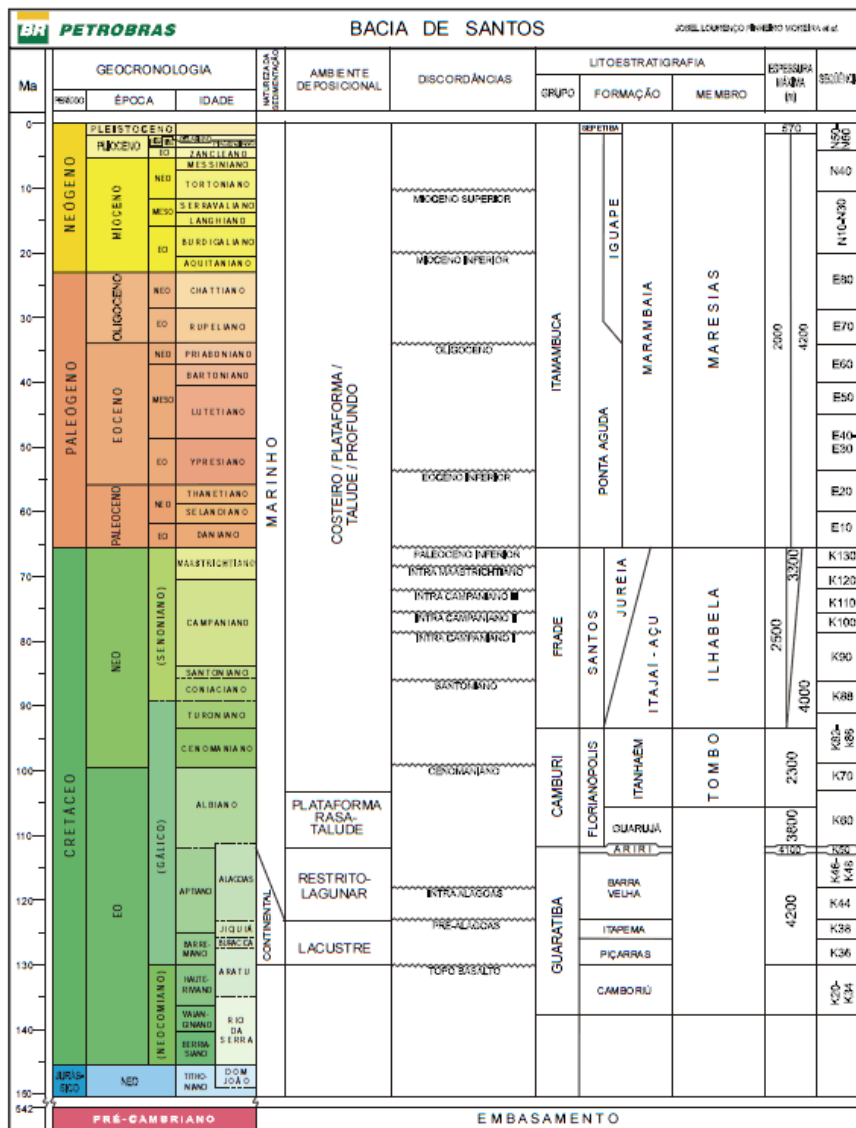


Figura 17: Coluna estratigráfica da Bacia de Santos. Retirado de Moreira et al., (2007).

### 5.1.3. Riftes Cenozóicos

O Rift Continental do Sudeste do Brasil – RCSB (RICCOMINI, 1991), de idade Paleógena, é morfologicamente uma depressão alongada e deprimida com pouco mais de 900 km de comprimento, desenvolvida entre as cidades de Tijucas do Sul, no Estado do Paraná, e a área submersa próxima a Macaé, no Estado do Rio de Janeiro (figura 18) (RICCOMINI *et al.*, 2004). Seguindo a linha de costa atual, da qual dista em média 70 km, o *rifte* alcança o Oceano Atlântico em seu segmento ocidental e na sua terminação nordeste, sendo instalado no domínio da Faixa Ribeira, de idade neoproterozóica, que inclui núcleos mais antigos (RICCOMINI *et al.*, 1996). Reativação de zonas de cisalhamento neoproterozóicas de direção NE a E-W e rochas alcalinas de idades Eocretáceas e Paleogênicas, contribuíram para a instalação e deformação das bacias que compõem o RCSB (RICCOMINI *et al.*, 2004).

O RCSB é dividido em três segmentos, de acordo com Riccomini *et al.*, (2004): o ocidental, que engloba a Bacia de Curitiba; a área de ocorrência da Formação Alexandra; os grábens de Guaraqueçaba; Sete Barras e Cananéia e a área de ocorrência da Formação Pariquera-Açu. O seguimento central compreende as bacias de São Paulo, Taubaté, Resende e Volta Redonda (que ser, além das ocorrências menores de Bonfim e do Cafundó. O segmento oriental, que se encerra no Gráben de Guanabara e que aloja as bacias de Macacu, Itaboraí e o Grabén de Barra de São João (RICCOMINI *et al.*, 2004).



**Figura 18:** Mapa geológico regional do Rift Continental do Sudeste do Brasil. 1) embasamento pré-cambriano; 2) rochas sedimentares paleozóicas da Bacia do Paraná; 3) rochas vulcânicas toleíticas eocretáceas da formação Serra Geral; 4) rochas alcalinas do magma. Retirado de Riccomini et al., 2004.

O quadro litoestratigráfico e a evolução tectono-sedimentar do segmento central do RCSB (figura 19 e 20) descritos por Ricomini *et al.*, (2004), mostram os eventos tectônicos e hidrotermais do Neocretáceo ao Neógeno que afetam o embasamento cristalino e o segmento central de RCSB.

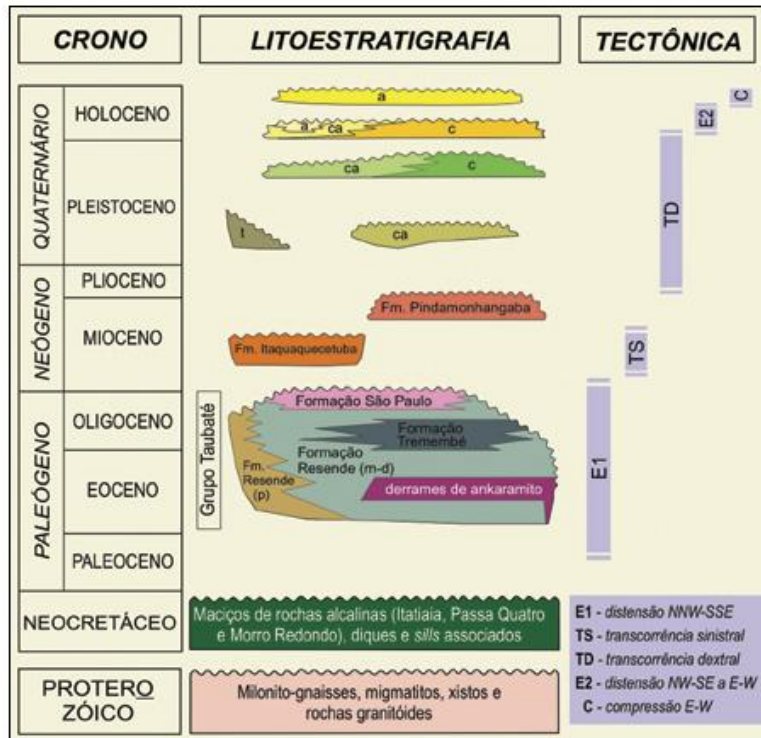


Figura 19: Quadro lito-estratigráfico e a evolução tectono-sedimentar do segmento central do RCSB. Retirado de Ricomini *et al.*, 2004.

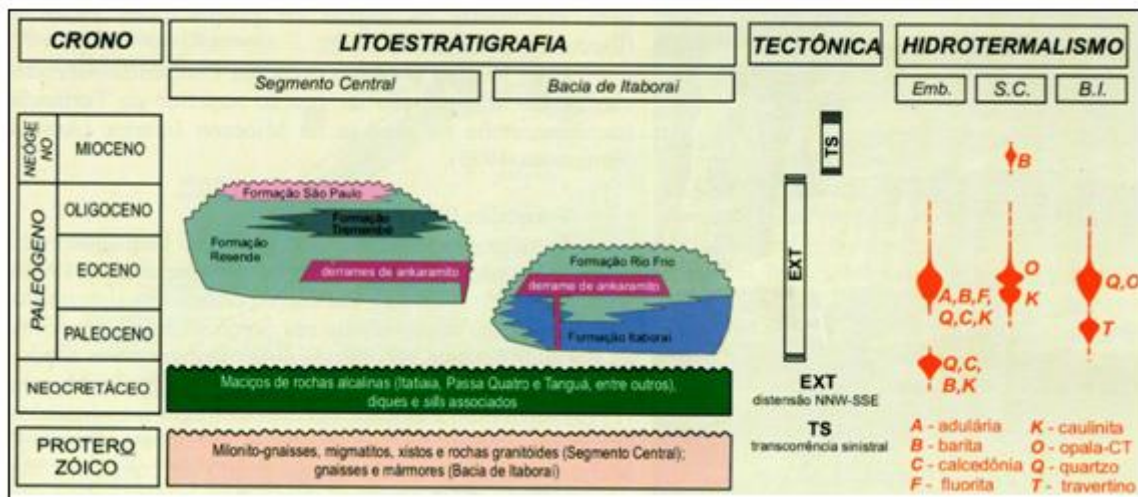
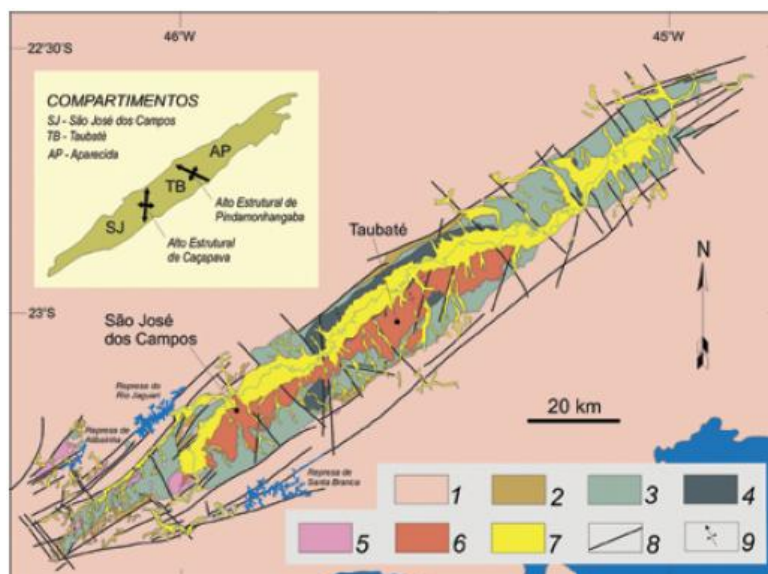


Figura 20: Quadro lito-estratigráfico, eventos tectônicos e hidrotermais do Neocretáceo ao Neógeno. Retirado de Ricomini *et al.*, 2004.



### 5.1.3.1. *Bacia de Taubaté*

Localizada no Compartimento Central do RCSB (RICCOMINI, 1991), encravada sobre a Serra Mantiqueira (a Norte) e a Serra do Mar (a Sul), essa bacia possui aproximadamente 170 km de comprimento e 25 km de largura, sendo a maior depressão de toda a estrutura (Figura 18), contendo ainda o maior volume de registros sedimentares (figura 21), ultrapassando 800 metros de espessura (RICCOMINI, 1991).



**Figura 21: Mapa geológico da Bacia de Taubaté. 1) Embasamento pré-cambriano; 2) Formação Resende (sistema de leques aluviais proximais); 3) Formação Resende (sistema de leques aluviais medianos a distais, associados a planícies aluviais de rios entrelaçados); 4) Formação Tremembé; 5) Formação São Paulo; 6) Formação Pindamonhangaba; 7) Sedimentos quaternários; 8) ) falhas cenozóicas, em parte reativadas do embasamento pré-cambriano; 9) Eixos de dobras principais. Modificado de Riccomini et al. (2004).**

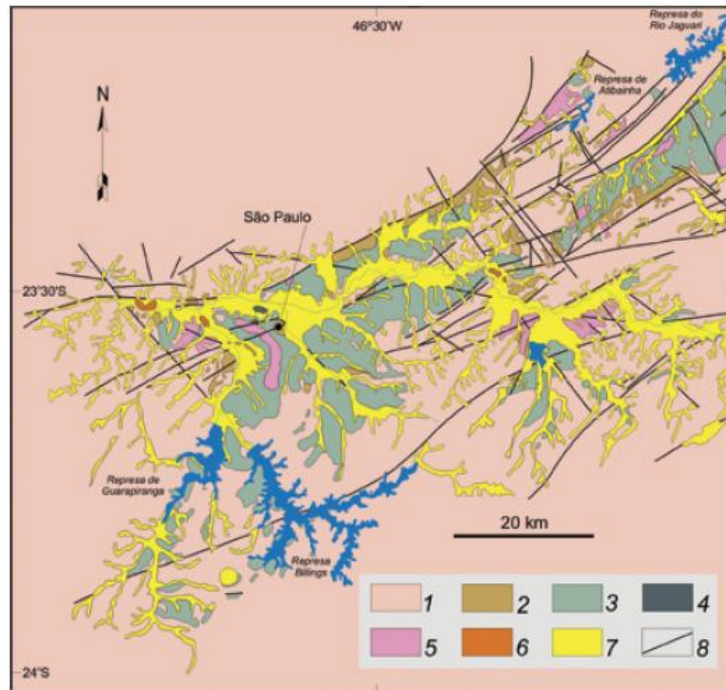
Dados geofísicos (FERNANDES & CHANG, 2001) e mapas de distribuição de litofácies (RICCOMINI, 1991; SAAD, 1990) indicam que tal bacia é dividida em sub-bacias ou compartimentos por três altos estruturais, chamados de Rio Putins, Caçapava, e Aparecida, alinhados em direção NNW, gerando uma configuração para a bacia de blocos sigmoidais, com maior direção a NE. Quanto à deposição sedimentar, são reconhecidos cinco depocentros, ao longo da direção SW-NE: Parateí, Eugênio de Melo, Quirim, Roseira e Lorena (FREITAS, 2007), que alternam a posição dentro da bacia de acordo com a inclinação do assoalho.

Para Riccomini (1991), a bacia é um hemi-graben, com falhas mestras localizadas principalmente na sua borda setentrional (com exceção dos arredores de Caçapava, onde se muda a disposição dos depocentros), áreas de maior espessura de registro sedimentar.

#### **5.1.3.2. Bacia de São Paulo**

Essa Bacia é uma depressão tectônica integrante do RCSB e esta localizada a SW da Bacia de Taubaté e é separada da mesma por um alto estrutural denominado de Alto de Arujá (RICCOMINI, 1991) (Figura 22). Seus limites a NE/SW apresentam bordas retilíneas, dado pelo sistema de falhas Taxaquara- Jaguarí, de direção geral NE-SW, e a S, essa bacia é marcada por contatos irregulares com o embasamento pré-Cambriano (RICCOMINI *et al.*, 2004). Segundo Riccomini *et al.*, (2004), sua espessura chega a cerca de 290 metros na cidade de São Paulo.

Essa Bacia possui um arcabouço semelhante à Bacia de Taubaté, contendo as formações Resende, Tremembé, São Paulo, e Itaquaquetuba (RICCOMINI, 1991), com características semelhantes às encontradas na mesma. Quanto ao caráter tectônico, tal bacia apresenta-se retalhada por falhas pós-sedimentares, causadoras de movimentação de blocos crustais. Considerando-se seu formato e distribuição de fácies sedimentares, deduz-se que tal calha era um hemigráben, balizada por falhas normais, reativações de estruturas pré-cambrianas (falhas de Taxaquara e Jaguari).



**Figura 22: Mapa geológico da Bacia de São Paulo. 1) Embasamento pré-Cambriano; 2) Formação Resende (sistema de leques aluviais proximais); 3) Formação Resende (sistema de leques aluviais medianos a distais associados a planície aluvial de rios entrelaçados); 4) Formação Tremembé; 5) Formação São Paulo; 6) Formação Itaquaquecetuba; 7) Sedimentos quaternários; 8) falhas cenozóicas, em parte reativadas do embasamento pré-cambriano. Modificado de Riccomini *et al.* (2004).**

### 5.1.3.3. *Bacia de Resende*

Essa Bacia é uma depressão tectônica de idade Cenozóica pertencente a parte central do RCSB, situada no extremo oeste do Estado do Rio de Janeiro. Apresenta uma forma alongada com cerca de 50 quilômetros de comprimento e ~5 km de largura (figura 23), perfazendo uma área total de 240 km<sup>2</sup> de exposição de sedimentos terciários e quaternários, possuindo uma máxima espessura sedimentar de ~200 metros (RICCOMINI, 1991).

A Bacia é dividida em duas formações: Resende (Mioceno/Plioceno) e Floriano (Pleistoceno), ambas constituídas por depósitos continentais, fluviais ou de cones aluviais coalescentes (AMADOR, 1975). Anos mais tarde, RICCOMINI (1991) descreveu a Formação Resende incluindo depósitos de leques aluviais proximais e de

planície aluvial de rios entrelaçados e leques aluviais distais, contemporâneos e com transição lateral e interdigitações.

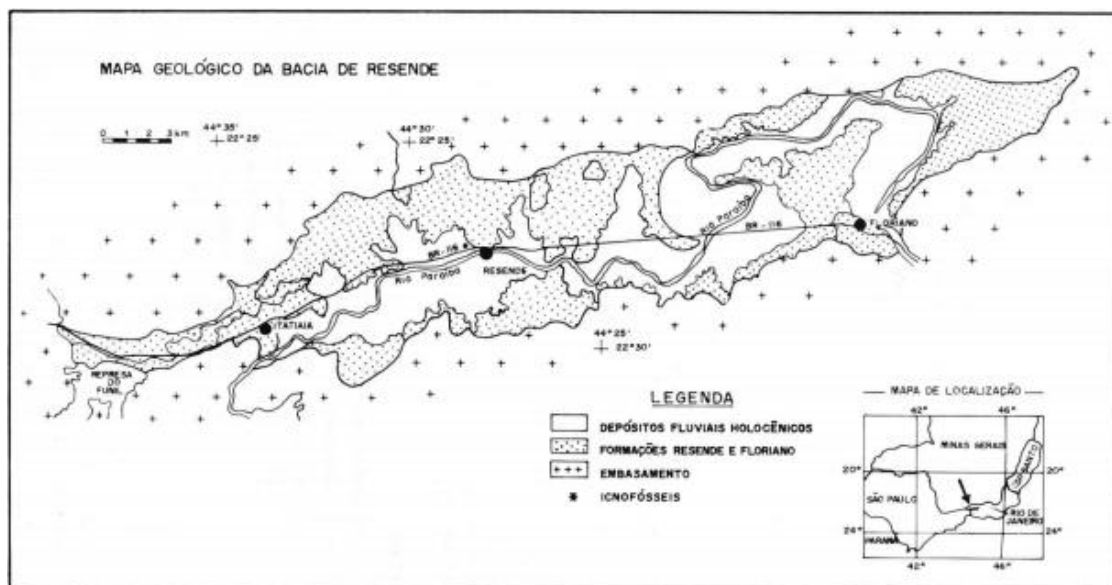


Figura 23: Mapa Geológico da Bacia de Resende (Modificado de Amador, 1975).

#### 5.1.3.4. *Bacia de Volta Redonda*

A Bacia de Volta Redonda é uma das menores Bacias pertencentes ao RCSB. Esta Bacia divide-se em duas principais áreas: a mais extensa, conhecida como “Gráben de Casa de Pedra”, que se estende desde a localidade de Casa de Pedra até a cidade de Pinheiral; e a área onde se situa a principal concentração urbana da cidade de Volta Redonda (figura 24) (SANSON, 2006).

Sua evolução geológica esta relacionada com a própria história de formação do oceano Atlântico Sul e das bacias da margem continental do Sudeste brasileiro, como as bacias de Santos e de Campos. Esta Bacia contém registros geológicos como rochas ankaramíticas que têm fornecido a mais precisa evidência a respeito da idade desta estrutura geológica (figura 25) (RICCOMINI *et al.*, 1991).

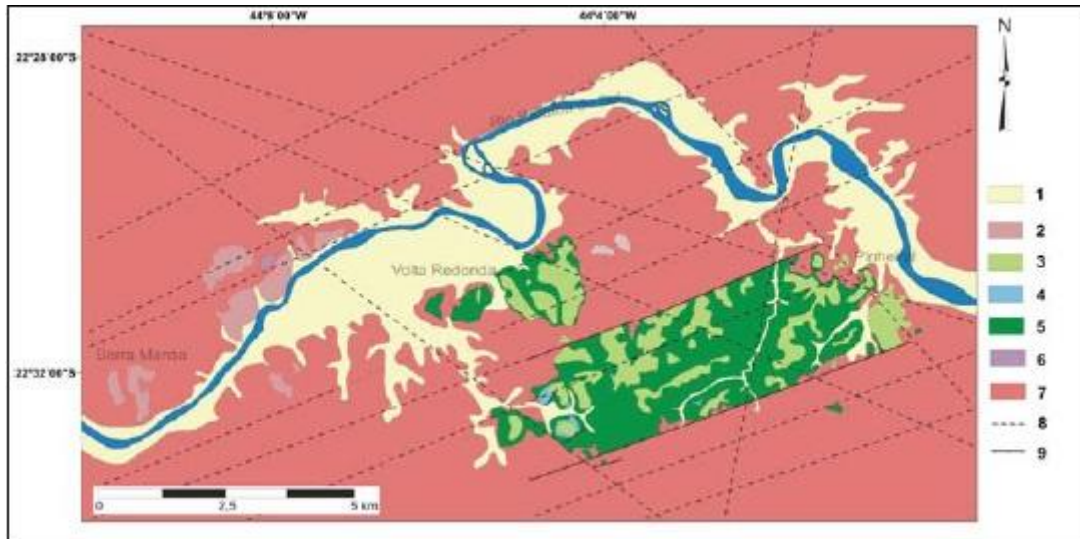


Figura 24: Mapa Geológico da Bacia de Volta Redonda. 1) Sedimento alúvio-coluviais quaternários; 2) outras ocorrências de sedimentos paleogênicos; 3) Formação Pinheiral; 4) Basanito Casa de Pedra; 5) Formação Resende; 6) Formação Ribeirão dos Quatis; 7) Embasamento; ) lineamentos importantes; 9) Falhas observadas em campo. (SANSON, 2006).

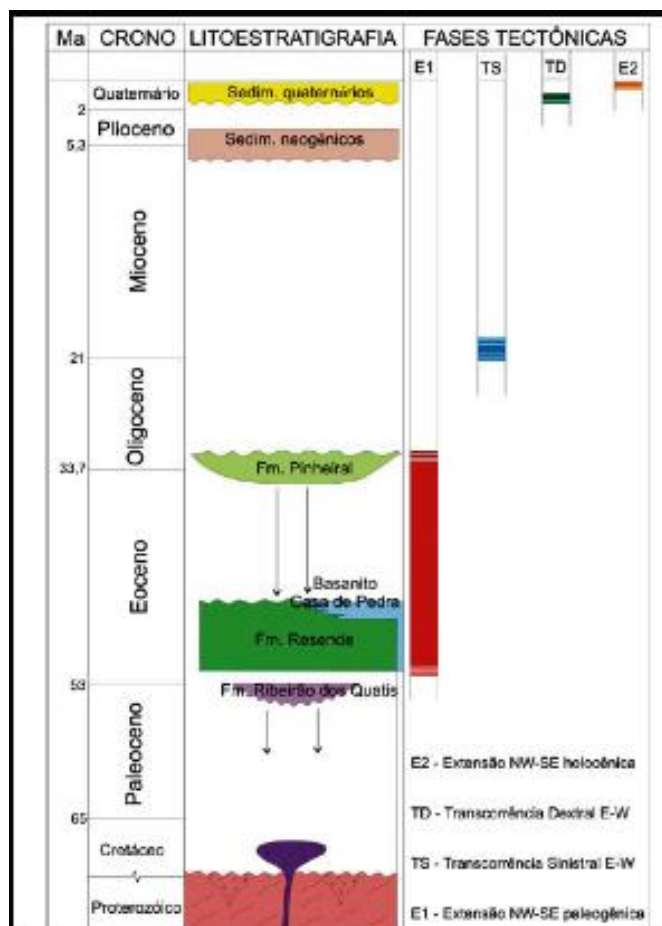


Figura 25: Coluna estratigráfica da Bacia de Volta Redonda e eventos tectônicos reconhecidos (SANSON, 2006).

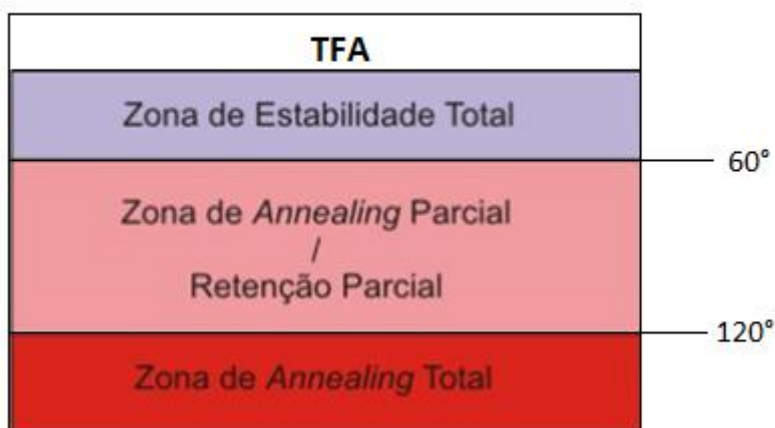
## 6. MÉTODO

A termocronologia de baixa temperatura, como é o caso dos traços de fissão em apatita é um dos métodos mais indicados para o estudo da evolução da paisagem no que envolve as reativações de antigas estruturas, soerguimentos tectônicos e isostáticos. Alguns parâmetros como os padrões e as taxas de denudação provêm informações fundamentais sob a paisagem em resposta aos vários processos tectônicos e uma calibração quantitativa sobre a evolução da superfície terrestre (GLEADOW & BROWN, 2000).

### 6.1. Método de Datação por Traços de Fissão em Apatitas

O método de datação por traços de fissão baseia-se na análise de defeitos ou “traços” causados pela fissão espontânea do  $^{238}\text{U}$ , o isótopo mais abundante do urânio natural, que tem meia vida de fissão espontânea de  $8,2 \times 10^{15}$  anos. Quando este átomo de  $^{238}\text{U}$  se fissiona, o mesmo se quebra em duas partículas liberando energia cinética através do lançamento de dois átomos filhos com direções opostas, responsáveis pela formação dos traços latentes. Os traços latentes são representados pela zona desarranjada (“defeitos”) no retículo cristalino do mineral provocado pela passagem dos átomos filhos. Para que os traços latentes possam ser medidos via microscópio óptico, são necessários tratamentos químicos prévios (SIQUEIRA-RIBEIRO, 2007).

Estudos realizados por Bigazzi (1967) e Wagner (1968) demonstraram que os traços apresentam forte sensibilidade a tratamentos térmicos, ou seja, o traço latente que resulta da fissão espontânea é um fenômeno reversível. A partir de tratamentos térmicos a rede cristalina dos mesmos pode se reorganizar na região do traço latente, o que pode levar ao “apagamento” (ou *annealing*) total do mesmo. Se a temperatura não for tão intensa, esse apagamento pode ocorrer apenas parcialmente. No caso da apatita, em escala de tempo geológico, eles são totalmente apagados quando a rocha hospedeira deste mineral experimenta temperaturas maiores do que  $120^{\circ}\text{C}$ , que é o limite superior da chamada zona de *annealing* parcial da apatita (figura 26).



**Figura 26: Estágios de estabilidade termal dos termocronômetros utilizados nesse trabalho. TFA – Traço de Fissão em Apatita. Extraído e modificado de Cuglieri, 2010.**

Atualmente, esta metodologia é aplicada em estudos dentro de áreas da geologia e da geomorfologia, como por exemplo: proveniência sedimentar, modelagem de histórias térmicas de bacias sedimentares, evolução crustal de cinturões orogênicos e episódios de denudação/exumação intracontinentais (GALLAGHER & BROWN, 1999; REINERS & EHLERS, 2005).

### **6.1.1. Equação fundamental da idade**

O método de datação por traços de fissão a princípio, é igual a qualquer outro método de datação isotópica, onde sua ação é baseada no decaimento dos átomos pai instáveis de um elemento naturalmente radioativo para átomos filhos estáveis. A diferença entre o traço de fissão e os outros métodos ocorre no tipo de decaimento, onde o primeiro leva em conta o decaimento por fissão, enquanto os outros levam em conta o decaimento por emissão  $\alpha$  (HALLIDAY *et al.*, 2002). Sendo o decaimento uma reação de primeira ordem, ele ocorrerá sob uma taxa proporcional ao número de átomos pais restante em cada intervalo de tempo; entretanto, não se pode assegurar se um nuclídeo decairá ou não, e sim afirmar que em uma amostra com N nuclídeos, terá sua reação a uma taxa proporcional a esse N (HALLIDAY *et al.*, 2002):

$$-\frac{dN}{dt} = \lambda N \quad \text{onde } \lambda \text{ representa uma constante de decaimento que é expressa em } s^{-1} \text{ e } N \text{ é o número de átomos pais presentes no tempo } t = 0.$$

Integrando esta equação no tempo  $t_0=0$  até um tempo qualquer  $t$ , tem-se a seguinte expressão:

$$N = N_0 e^{-\lambda t} \quad \text{ou} \quad N_0 = \frac{N}{e^{-\lambda t}}$$

Esta é a lei do decaimento radioativo onde  $N_0$  é a quantidade de núclídeos pais no instante  $t_0=0$  e  $N$  é o número de núclídeos pais em qualquer tempo subsequente, ou seja, esta expressão descreve a variação do número de núclídeos pais ao longo do tempo.

Para a datação de uma amostra, é necessário saber quantos decaimentos ocorreram a partir de  $t_0$ , ou seja:

$$D = N_0 - N$$

Mas o que é medido geralmente é a quantidade de núclídeos pais restantes e de núclídeos filhos, então a equação acima pode ser reescrita da seguinte maneira:

$$D = \frac{N}{e^{-\lambda t}} - N \rightarrow D = N(e^{\lambda t} - 1)$$

Onde  $D$  é o número de decaimentos total que é igual ao número de núclídeos filhos. Finalmente, isolando-se  $t$  desta equação tem-se:

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left[ \left( \frac{D}{N} \right) + 1 \right]$$



### 6.1.2. Equação da idade de traços de fissão

No método de traços de fissão, os traços espontâneos são na verdade um dos produtos do decaimento total do  $^{238}\text{U}$ . Este isótopo não somente decai por fissão, como também por emissão  $\alpha$  para  $^{234}\text{Th}$ , que é o início da sequência de decaimento do U até o elemento estável  $^{206}\text{U}$ . Portanto, a constante de decaimento total  $\lambda$  é a soma das constantes de decaimento por fissão espontânea ( $\lambda_f$ ), e por decaimento por emissão  $\alpha$  ( $\lambda_\alpha$ ). Pode-se considerar também que o decaimento por fissão ocorre segundo uma proporção fixa, em relação ao decaimento por emissão de partícula  $\alpha$ . Portanto, pode-se relacionar estas constantes segundo a razão  $\lambda_f/\lambda_\alpha$  (WAGNER & VAN DEN HAUTE, 1992). Assim, através da equação do decaimento total é possível obter a equação de decaimento por fissão abaixo:

$$D_f = N^{238} (e^{\lambda t} - 1) \frac{\lambda_f}{\lambda_\alpha}$$

onde  $^{238}N = ^{238}CN$  ( $^{238}C$  é a abundância de isótopos de  $^{238}\text{U}$  presentes na natureza em relação ao U total);  $D_f$  pode ser obtido pela densidade de traços espontâneos (fósseis), ou seja,

$$\rho_s = D_f \varepsilon_s g_s$$

onde  $\rho_s$  representa a densidade de traços fósseis,  $\varepsilon_s$  representa o fator de eficiência de observação dos traços espontâneos e  $g_s$  representa o fator de geometria.

Como a relação entre os isótopos de U presentes na natureza é conhecida, é possível obter o valor de  $N$  a partir do valor de  $^{235}N$  que por sua vez é obtido através da densidade dos traços induzidos, como mostra a seguinte equação:

$$\rho_i = ^{235}CN \varepsilon_i g_s R_u \quad \text{ou} \quad N = \frac{\rho_i}{C^{235} R_u \varepsilon_i g_i}$$

onde  $\rho_i$  representa a densidade de traços induzidos,  $^{235}C$  representa a proporção de  $^{235}\text{U}$  na natureza em relação ao U total,  $\varepsilon_i$  representa o fator de eficiência de observação dos traços induzidos,  $g_i$  representa o fator de geometria para o detector dos traços induzidos e  $R_u$  a probabilidade de fissão por nuclídeo de  $\text{U}^{235}$ .

A probabilidade de fissão do  $^{235}\text{U}$  ( $R$ ) é calculada através da seguinte expressão:

$$Ru = \sigma_0 \Phi$$

onde  $\Phi$  é a fluência de nêutrons, calculada através da densidade de traços induzidos formados nas micas acopladas aos vidros dopados com U (serão discutidos mais adiante); e  $\sigma_0$  é o valor da seção de choque do  $^{235}\text{U}$  para os nêutrons térmicos.

Logo, substituindo os valores na equação do decaimento por fissão tem-se:

$$\rho_s = \frac{C^{238}}{C^{235}} \frac{\varepsilon_s}{\varepsilon_l} \frac{\rho_i}{R_u} \frac{\lambda_f}{\lambda} \frac{g_i}{g_s} (e^{\lambda t} - 1)$$

que isolando-se  $t$  tem-se:

$$t = \frac{1}{\lambda} \text{Ln} \left( \frac{\rho_s}{\rho_i} \frac{\varepsilon_i}{\varepsilon_s} \frac{C^{235}}{C^{238}} \frac{R_u}{\lambda_f} \frac{g_i}{g_s} (\lambda + 1) \right)$$

Enfim, esta é a equação da idade por traços de fissão, em outras palavras, é a idade em que determinada amostra atingiu a temperatura de retenção parcial dos traços de fissão.

### 6.1.3. Métodos de Calibração da Idade

Para a calibração do cálculo de idades de traços de fissão em apatitas, existem dois métodos mais utilizados: a *calibração  $\zeta$*  (zeta) e a *calibração absoluta*. Neste trabalho utilizamos a *calibração  $\zeta$*  (zeta) para o cálculo das idades (GREEN *et al.*, 1986) - **Calibração  $\zeta$  (zeta)**: esse método tem como base a calibração das idades através de um fator calculado pela utilização de uma amostra padrão, ou seja, uma amostra cujo resfriamento fosse rápido o bastante para que a idade não apresentasse incertezas em relação à diminuição da densidade de traços fósseis, provocado pelo período em que a rocha esteve submetida a temperaturas da zona parcial de *annealing* (GREEN *et al.*,

1986). Para os trabalhos atuais, os pesquisadores utilizam como padrão as amostras Durango (localizada na região de Cerro de Mercado, no México), com idade no valor de 31.4+/- 0.6 Ma, confirmadas pela paridade entre as idades de outros métodos, como Ar/Ar e Rb/Sr; e a amostra Fish Canyon Tuff (localizada nos Estados Unidos), com idade de 27.8+/- 0.7 Ma (GREEN *et al.*, 1986).

O fator  $\zeta$  é determinado quando se irradia uma amostra padrão ao lado de um vidro dopado de  $^{235}\text{U}$  acoplados a um detector externo. Green *et al.*, (1986) determinaram que os valores de densidade de traços fósseis e induzidos da apatita Durango e do detector do vidro e a idade obtida pelos outros métodos geocronológicos são aplicados na seguinte equação:

$$\zeta = \frac{[\exp(\lambda t_{std}) - 1]}{\lambda(\rho_s/\rho_i)_{std} \rho_d}$$

onde  $t_{std}$  é a idade padrão da apatita Durango;  $(\rho_s/\rho_i)_{std}$  é a razão entre a densidade fóssil e induzida da apatita Durango, e  $\rho_d$  é a densidade de traços induzidos contados no detector externo do vidro dosímetro.

E por último, o cálculo da idade utilizando-se a calibração  $\zeta$  pode ser feito através da seguinte equação, aplicando o fator de calibração calculado:

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

Obtendo-se assim, o valor da idade pelo método de calibração  $\zeta$  (*zeta*).

Lembrando que, cada reator nuclear utilizado no ataque das amostras, possui características diferentes, o que poderá influenciar no valor da constante de calibração  $\zeta$ . O indicado então é cada pesquisador obter seu próprio valor de constante  $\zeta$  calculado, para que não aconteçam erros de idades no final do processo.

**Calibração Absoluta:** este método tem como base determinar o valor da fluência de nêutrons térmicos, iniciando-se o processo através de uma radiação conjunta de vidros dopados de U com uma concentração conhecida, acoplados a um detector de mica, que

será analisada para determinar a densidade dos traços. Essa densidade é descrita na seguinte equação (IUNES *et al.*, 2002):

$$\rho_u^v = N_u^v \varepsilon^v R_u$$

onde  $\rho_u^v$  representa a densidade de traços formados no detector de mica,  $N_u^v$  é o número de átomos de urânio por unidade de volume do vidro,  $\varepsilon^v$  é a razão entre a densidade de traços por área observado na superfície da mica e  $R_u$  é a fração de eventos de fissão por núcleo alvo de urânio, ou a probabilidade de um átomo alvo de urânio tem de fissionar-se. Neste caso, cada tipo de vidro possuem valores de calibrados segundo Iunes *et al.*, (2002):

$$R_u = \frac{\rho_u^v}{N_u^v \varepsilon^v}$$

Desta maneira pode-se obter o valor deste fator, e conseqüentemente a aplicação do mesmo na equação de idade de traços de fissão.

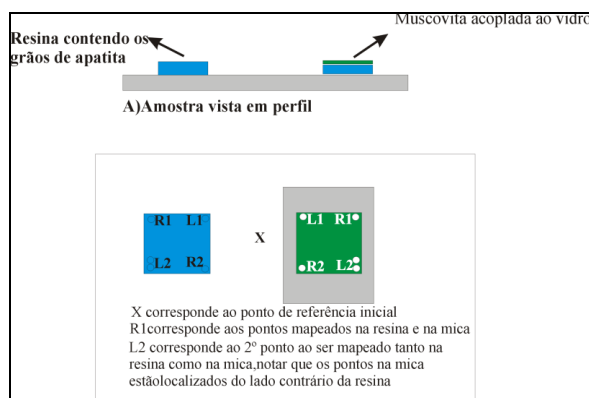
#### **6.1.4. Método do Detector Externo (MDE)**

No método de traços de fissão, os traços espontâneos são provenientes do decaimento por fissão espontânea do  $^{238}\text{U}$ . Neste trabalho, foi utilizado o método do detector externo que se baseia na datação de grãos individuais de apatita, permitindo medir a densidade de traços fósseis ( $^{238}\text{U}$ ) e induzidos ( $^{235}\text{U}$ ) em cada grão, onde é possível calcular a idade para cada grão analisado. Usualmente o detector externo utilizado é uma lamínula de muscovita, juntamente com a montagem dos grãos de apatita para posteriormente serem irradiados com nêutrons térmicos.

Neste método, os traços induzidos são analisados em um detector externo acoplado à amostra a ser irradiada. 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 *et al.*, 1965).

O procedimento de análise dos grãos é efetuado no microscópio Zeiss Axioplan com aumento de 100x, ligado a um microcomputador que possui o *software* específico para a determinação dos quatro eixos de direção. Primeiramente a amostra é calibrada,

ou seja, são selecionados 3 pontos na resina que contêm os grãos de apatitas, e posteriormente são calibrados os 3 pontos correspondentes na mica (figura 27). Tal procedimento é realizado por um *software* que permite definir pontos de referência entre a resina e a mica, possibilitando o mapeamento dos grãos. Posteriormente, para cada grão mapeado é possível focalizar o seu “espelho” contendo os traços de fissão induzidos na mica.



**Figura 27: Esquema de montagem das amostras para ser analisada no microscópio (Método do detector). Retirado de Siqueira-Ribeiro, 2007.**

## 6.2. Procedimentos Metodológicos

### Procedimentos de preparação de amostras para Traços de Fissão em apatitas

Após a coleta de amostras estas foram tratadas no laboratório de preparação de amostras pedológicas e geológicas (LAPEGE) no Departamento de Petrologia e Metalogenia, IGCE, Unesp, Rio Claro-SP.

Primeiramente as amostras passam por um processo de redução de granulometria, em dois britadores de mandíbula, e posteriormente em um moinho de rolo. Após serem britadas, as amostras são peneiradas automaticamente em peneiras com fração de 80 mesh, para que se possa separar a fração mais fina do material rochoso recém-britado.

Com o peneiramento das amostras, o próximo passo é o bateamento manual das amostras onde são descartadas as frações mais leves dos minerais, restando apenas a fração mais pesada. Com a separação desta fração mais pesada, os mesmos serão separados em um separador magnético do tipo *Frantz* para separar as frações magnéticas e paramagnéticas. Este procedimento é repetido para correntes desde 0,1 até 1,4 A°, quando finalmente, temos a fração não-magnética que contém minerais como a apatita, o zircão e uma fração residual de minerais leves como quartzo e/ou feldspato.

Posteriormente, segue-se para separação por densidade, onde é utilizado o Bromofórmio. Neste tipo de separação; minerais como a apatita e zircão decantam (concentram) na solução, enquanto que os demais minerais mais leves flutuam.

Após a separação química, o concentrado segue para a separação manual realizada com o auxílio de uma lupa com aumento máximo de 40x, nos quais são separados os melhores grãos de apatita. Estes grãos de apatita posteriormente são montados em moldes de silicones com tamanho aproximado de 1cm<sup>2</sup>. Com a montagem finalizada, coloca-se resina epóxi nestes moldes. Após a secagem das resinas, as amostras são encaminhadas para o processo de polimento em uma politriz mecânica. Neste processo de polimento são utilizadas lixas com grana 800 a 1200 mesh; posteriormente, as resinas são polidas em três seções com pano para polimento (Dp-Mol marca Struers), juntamente com pastas diamantadas de 0-1, 1-2 e 2-4 microns respectivamente; utilizando como lubrificante vaselina líquida.

Com a finalização do processo de polimento, as amostras são encaminhadas para o ataque químico para revelação dos traços fósseis. Este ataque é feito em uma solução aquosa de ácido nítrico, com 10% de ácido a 60%, sob temperatura de 20° C em um banho termostático. Cada amostra é deixada sob ataque durante 60 segundos, e em seguida é colocada em uma solução de bicarbonato de sódio para a interrupção do ataque. Finalizado o ataque químico das amostras de apatitas, estas são montadas com auxílio de filme de PVC, utilizando uma placa de mica previamente atacada com ácido fluorídrico a 40% durante o período de uma hora, para que possam ser atacados os possíveis traços presentes neste mineral. Depois de montadas, as amostras estão prontas para a montagem com os vidros dosímetros para serem enviadas ao reator nuclear a fim de se induzir a fissão do <sup>235</sup>U. Ao retornar do reator as montagens são desfeitas e as micas são submetidas a um ataque químico para revelação dos traços induzidos. As

micas são colocadas em HF 40% sob temperatura de 15°C durante 2 horas e meia e neutralizadas em solução de bicarbonato de sódio. Finalizado este processo, as amostras estão prontas para serem contadas e medidas (traços confinados) através da utilização do microscópio óptico com aumento de 1000x.

## **7. TERMOCRONOLOGIA POR TRAÇOS DE FISSÃO EM ESTUDOS DA MARGEM PASSIVA DO OCEANO ATLÂNTICO SUL.**

As semelhanças das linhas de costa dos continentes sul-americano e africano há muito tempo chamam a atenção dos pesquisadores, a ponto de ter sido uma das principais observações para a formulação da Teoria da Deriva Continental em 1912 por Alfred Wegner, que supôs que os continentes migram uns em relação a outros.

Além da semelhança geométrica da África e América do Sul, Wegner ainda se baseou na correspondência estratigráfica existente em ambos os continentes e na reconstrução de antigas zonas climáticas paleontológicas, passando a chamar de Pangea o supercontinente que existia antes do início da deriva continental, que era dividido em Laurásia (hemisfério Norte) e Gondwana (hemisfério Sul) (LEINZ & AMARAL 1980).

Apesar dos argumentos lógicos, Wegner foi muito criticado pela comunidade científica internacional que aceitava apenas as idéias da Teoria Geosinclinal, e só através da publicação do artigo “A história das bacias oceânicas” de Harry Hess em 1962 é que a Teoria de Wegner começou a ser revista. A Teoria de Hess foi embasada nos estudos batimétricos realizados no oceano Atlântico, onde se verificou que as rochas oceânicas mais antigas nunca foram anteriores ao Mesozóico e que os sedimentos oceânicos não são muito espessos (LOCZY & LADEIRA, 1976).

As ideias de Hess impulsionaram outros estudos e em 1965, John Tuzo Wilson comprovou a hipótese da expansão do assoalho oceânico e com isso a movimentação lateral dos continentes. Através deste estudo, Wilson propôs um ciclo de surgimento e destruição dos continentes contendo seis estágios: Estágio embrionário (exemplo: Rifte Valey do Leste africano); Estágio juvenil (ex. Mar Vermelho); Estágio de maturidade (exemplo Oceano Atlântico); Estágio Senil (ex. Oceano Pacífico); Estágio Terminal (ex. Mar Mediterrâneo); Estágio de Geossutura (Ex. cadeia do Himalaia) (LOCZY & LADEIRA, 1976).

A quebra do Gondwana com a posterior evolução do Oceano Atlântico já é um objeto de estudo clássico na Geologia, onde já foram empregados diversos métodos geocronológicos resultando em grandes contribuições para a história geológica e a dinâmica de nosso planeta. Neste capítulo, pretende-se realizar uma revisão

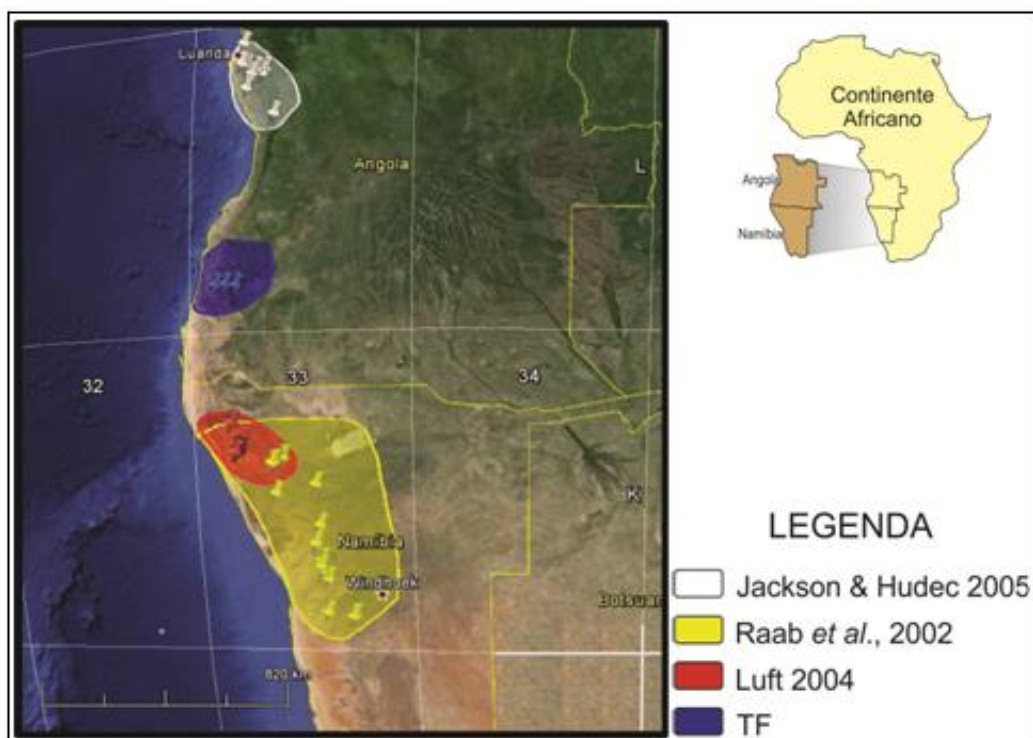


bibliográfica sobre estudos envolvendo o Traço de Fissão em Apatitas em ambas as margens continentais do Oceano Atlântico Sul, abrangendo a região Sul/ Sudeste do Brasil e o Sudoeste africano.

### 7.1 Trabalhos prévios por TFA na Margem africana

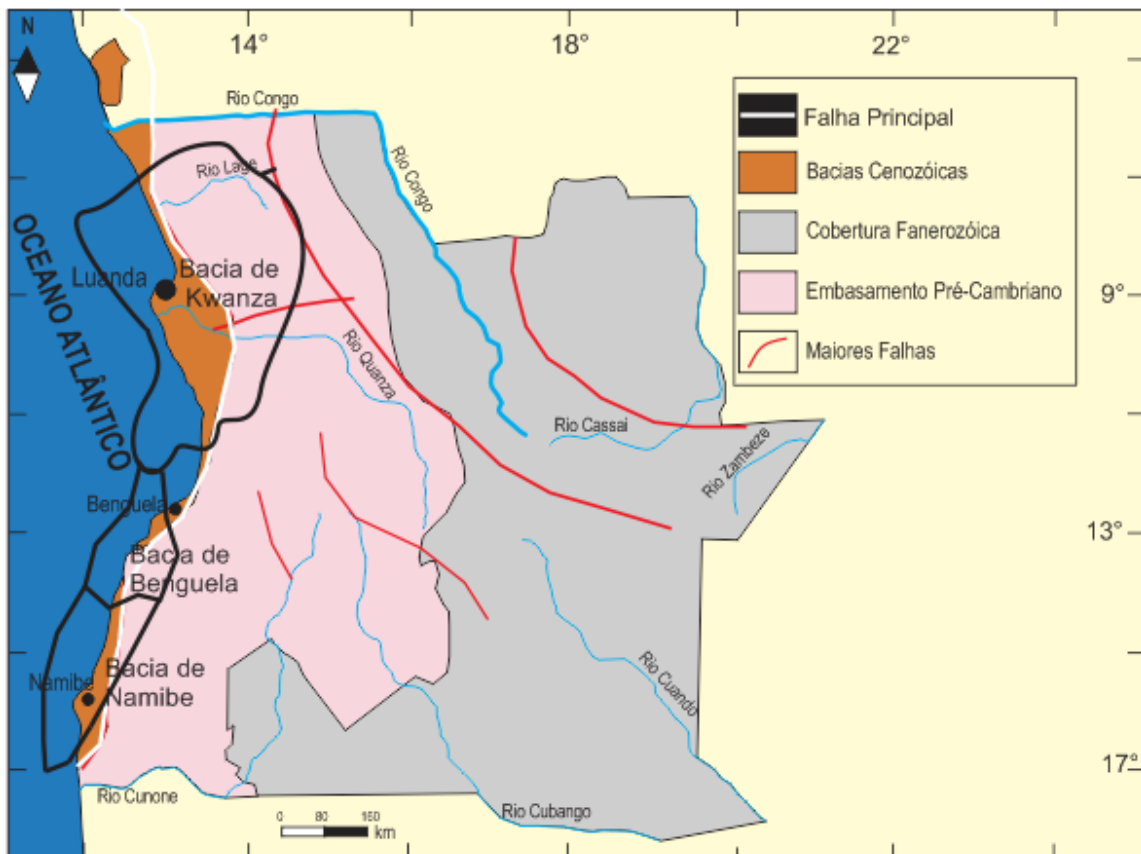
A região Sudoeste de Angola apresenta dados escassos de TFA. Por este motivo, serão apresentados aqui dados de regiões adjacentes à área de estudo e que de certa maneira possa contribuir para o entendimento da área.

Os primeiros trabalhos em traços de fissão na margem passiva atlântica ao sudoeste da África foram desenvolvidos por Haack na década de 1980, na Namíbia. Haack (1983) apresentou apenas as idades TF aparentes, mais jovens que 130 Ma, tendo em vista que nesta época, os modelamentos térmicos ainda não eram conhecidos (LUFT, 2004). Após o trabalho pioneiro de Haack (1983) outros autores realizaram estudos mais detalhados da margem africana continental do Atlântico sul, tais como Gallagher & Brown (1999), Raab *et al.*, (2002), Luft (2004) e Jackson & Hudec (2005).



**Figura 28:** Mapa com a localização das amostras coletadas nas Bacias de Kwanza, Benguela e Namíbe, pelos autores referidos.

O Arcabouço geológico estrutural complexo existente na margem continental da Namíbia (figura 29) é uma herança da colisão entre as placas do Congo e Rio de La Plata durante o Ciclo Pan-Africano-Brasiliano, que deu origem às estruturas do Cinturão Kaoko e que foram mais tarde reativadas durante o Fanerozóico, tendo uma participação fundamental na evolução morfotectônica da margem da Bacia de Namibe (LUFT, 2004).



**Figura 29:** Mapa apresentando a localização das Bacias pertencentes a margem passiva angolana.

As idades mais jovens de TFA na Namíbia e norte da África do Sul (60-70 Ma) ocorrem na região da costa, enquanto as idades mais antigas (sendo inclusive anteriores à quebra do Gondwana) ocorrem no interior do continente e estão associadas a altitudes elevadas dos planaltos e escarpas, como afirmam Gallagher & Brown (1999) em seus estudos.

O mesmo comportamento de idade foi demonstrado por Raab *et al.*, (2002) (tabela 2) no Cinturão Damara, na porção central da Namíbia (figura 30). Estes autores

demonstraram que as amostras coletadas a altitudes superiores a 2000 m ao NW da Namíbia, possuíam as idades mais avançadas (pré *break-up* – que variam de 267 a 129 Ma), enquanto as amostras coletadas em locais com altitudes menores (abaixo dos 600 metros) possuíam idades mais jovens do que o *break up* (~130 Ma) (Figura 31).

Nº da amostra no mapa	Amostra	Latitude	Longitude	Altitude (m)	Idade
1	1-5-96-1A	14°18	20°25	590	108±7
2	30-4-96-2A	14°59	20°52	760	116±9
3	30-4-96-3A	14°50	20°44	970	93±8
4	8732-76B	14°50	21°04	790	81±3
5	28-4-96-5A	15°13	21°16	990	94±4
6	30-4-96-1A	14°54	21°01	1400	117± 9
7	3-10-97-1A	15°32	19°56	1200	70±10
8	3-4-96-5A	14°57	19°26	1300	200±15
9	4-10-97-5A	15°10	19°44	850	68±4
10	6-10-97-6A	15°40	20°13	879	65±3

**Tabela 2: Tabela 2: Amostras coletadas ao NW da Namíbia dentro do Cinturão Damara. Modificado de Raab et al., 2002.**

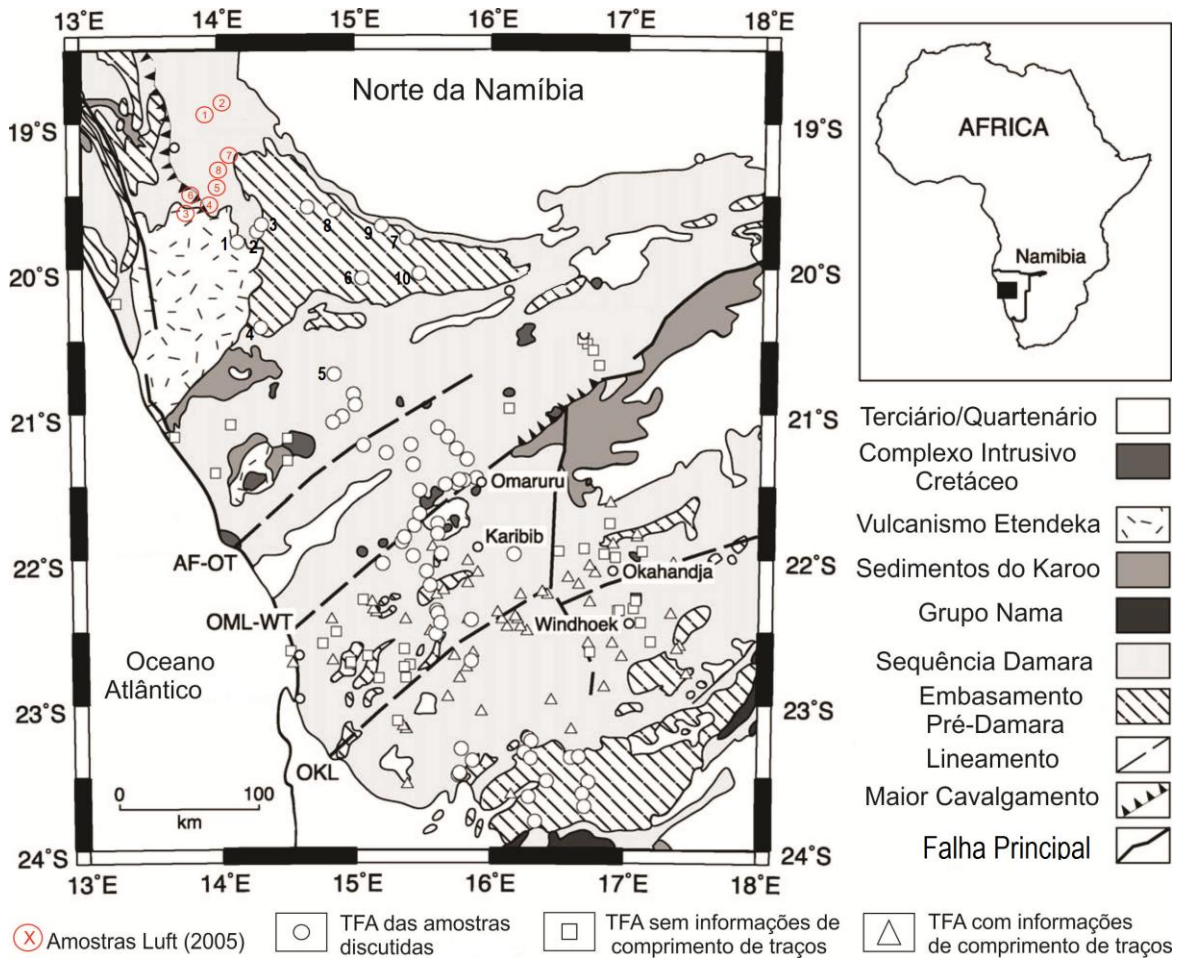


Figura 30: Mapa com a localização das amostras coletadas ao Norte da Bacia de Namibe. Modificado de Raab et al., 2002.

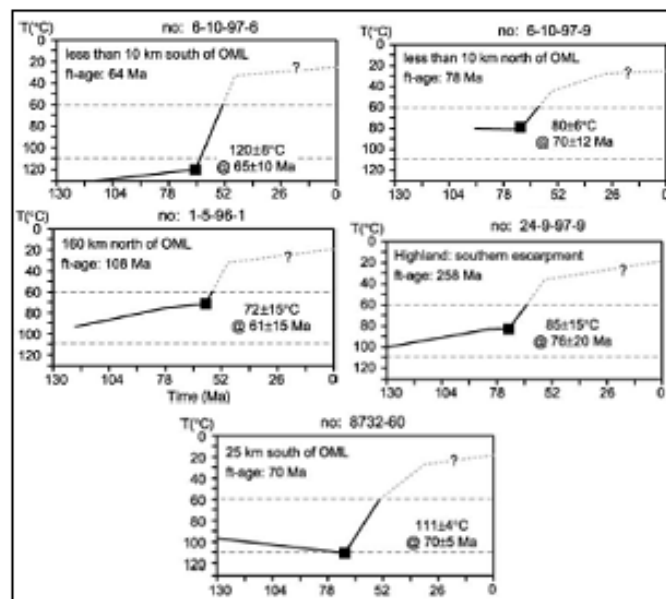


Figura 31: Histórias Térmicas referentes as amostras coletadas na porção central da Namíbia, próximo ao Lineamento Omaruru (OML). Retirado de Raab et al., 2002.

Outro trabalho com importantes dados termocronológicos no Sudoeste da África é de autoria de Luft (2004) (figura 30 e tabela 3), que tem como estudos a parte central do Cinturão Kaoko, que é uma zona de cisalhamento que sofreu importantes reativações tectônicas no Mesozóico e Cenozóico e está localizado ao norte da margem continental da Namíbia. Essa área é de fundamental importância, pois é a transição entre o litoral da Namíbia e o Grande Escarpamento no SW da África, que é caracterizado pelo seu relevo elevado, podendo chegar a 1200 metros de altitude, e que foi dissecado pela incisão fluvial e tectônica controlada por capturas fluviais por meio do recuo paralelo de vertentes (LUFT, 2004).

Ocorreu no Cinturão Kaoko uma longa história de resfriamento desde o Cretáceo Inferior, com uma elevação acelerada e/ou de soerguimento da crosta local em aproximadamente 130 Ma, seguidos por uma história de arrefecimento gradual e contínua (visto nas modelagens térmicas (figura 30) feitas pela autora em oito amostras) (LUFT, 2004).

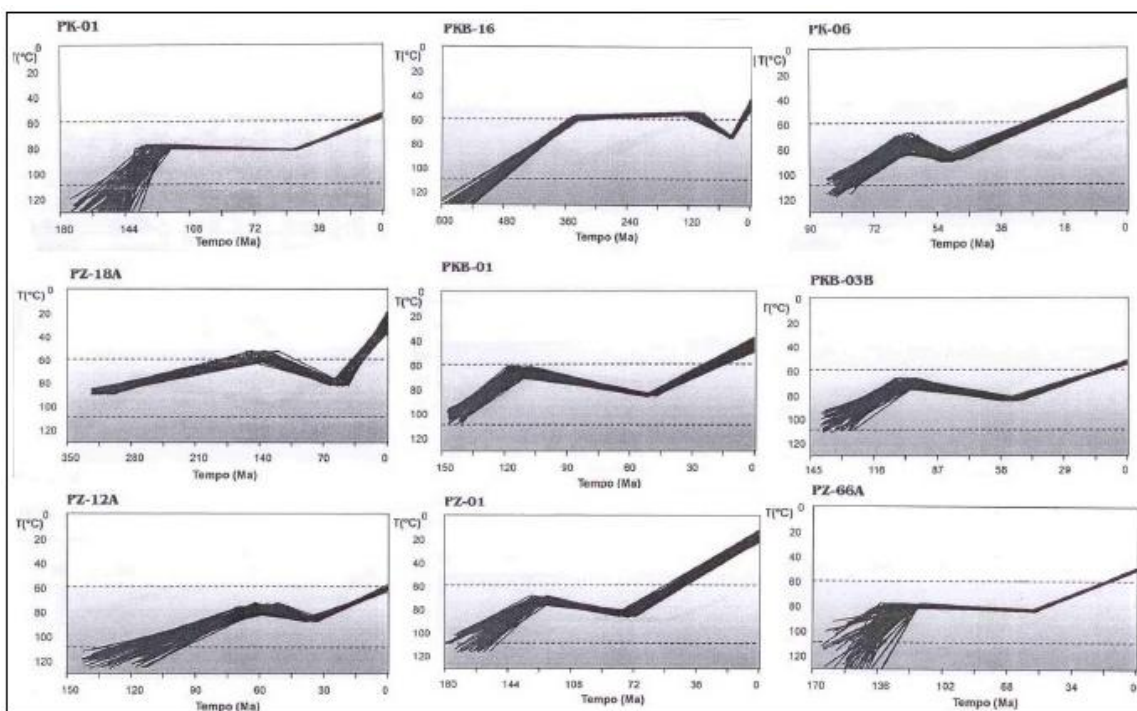
Os dados de TFA obtidos nesses trabalhos associados ao trabalho de Gallagher & Brown (1999), podem indicar que ocorreu um processo de denudação bastante extenso após a quebra do Gondwana, e que a taxa de denudação variou temporal e espacialmente com períodos de substancial acréscimo durante o Cretáceo superior/Paleoceno (60-70 Ma). Este evento pode estar ocasionalmente vinculado a reativações tectônicas de estruturas Pan-Africanas posteriores a abertura do Oceano Atlântico (LUFT, 2004).

Nº da amostra no mapa	Amostra	Latitude	Longitude	Altitude (m)	Idade
1	PKB - 01	18°46'34''	12°51'10''	524	79.7±6.1
2	PKB - 03	18°47'25''	13°00'39''	356	74.4±6.4
3	PZ - 01	19°21'37''	13°08'06''	281	99.4±8.6
4	PZ - 12	19°19'10''	13°13'27''	325	46.9±3.8
5	PZ - 18A	19°17'36''	13°16'42''	349	170.6±12.2
6	PZ - 66A	19°19'19''	13°11'33''	353	74±5.5
7	PK - 01	19°09'04''	13°24'02''	465	71.4±5.3
8	PK - 06	19°15'05''	13°15'43''	633	55.5±5.1

**Tabela 3: Tabela com os dados das amostras coletadas ao Norte da Bacia de Namibe. Modificado de Luft 2004.**

De acordo com as modelagens de histórias térmicas feitas pela autora (figura 32), a partir do Jurássico (+/-140 Ma) até o Cretáceo inferior (120 – 135 Ma), a Bacia de Namibe sofreu um abrupto evento tectônico regional. Alguns desses eventos estão diretamente relacionados com distúrbios tectono-magmáticos, registrados no embasamento continental do Cinturão Kaoko. O evento ocorrido a 130 Ma (resfriamento abrupto visto nas histórias térmicas) foi responsável pelo desenvolvimento de elevações consideráveis na região do escarpamento, gerando discordâncias na base da sequência *syn-rifte* e nas bacias passivas adjacentes (ligada à abertura do Atlântico Sul, da mesma maneira ocorrida na América do Sul) (HASUI 2010; ZALÁN & OLIVEIRA, 2005).

É possível constatar através das histórias térmicas modeladas por Luft (2004), que após o evento tectônico que ocasionou uma elevação acelerada, ocorre em seguida um período de longa duração de aquecimento sem erosão significativa.



**Figura 32: Histórias Térmicas das amostras coletadas ao Norte da Bacia de Namibe. Modificado de Luft, 2004.**

Deixando a Bacia de Namibe, chega-se aos estudos na Bacia de Kwanza (figura 22) que é aqui apresentado por Harris *et al.*, (2002) e Jackson & Hudec (2005), onde os mesmos realizaram uma pesquisa com TFA próximo a área de estudos.

Através de 11 amostras de poços analisadas em sua obra (figura 33 e tabela 4), Jackson & Hudec (2005) conseguiram arrecadar dados confiáveis de idades de traço de fissão. Entretanto, é válido lembrar que os estudos são dificultados pela complexidade estrutural e estratigráfica da bacia do Kwanza, impedindo que melhores informações fossem trazidas. As amostras coletadas neste trabalho, estão localizadas dentro da figura relacionada abaixo (figura 33), e a tabela 5 contém as informações relacionadas as amostras.

Histórias mais complexas de evolução são também aceitas, pois é admitido que na passagem do Jurássico para o Cretáceo, ocorreu um aquecimento de 100°C para 135°C no embasamento leste da Bacia de Kwanza, evento que acabou zerando os traços que suportariam uma idade termal pré-Jurássica (JACKSON & HUDEC 2005). A idade aproximada de aquecimento máximo obtida por Jackson & Hudec (2005) em suas amostras de poços na Bacia de Kwanza, coincidiu com o rompimento do Pangea e culminou na extrusão de basaltos na crosta em 144 Ma, basaltos estes que são encontrados hoje na Bacia. Além desse, ocorreu no Cretáceo superior (~91 Ma) outro evento térmico que coincidiu com o vulcanismo dentro da mesma Bacia, segundo Jackson & Hudec (2005).

Durante o Paleógeno, o interior da Bacia do Kwanza resfriou apenas 20°C, deixando as bordas da Bacia com um resfriamento maior, chegando a 85° C ao final desse período (JACKSON & HUDEC, 2005). Para estes mesmos autores, suas amostras de poços sugeriram que entre 20 – 10 Ma (Mioceno) outro evento térmico refrigerou o leste da Bacia de Kwanza entre 30 – 45°C, dados estes que são corroborados por Guiraud *et al.*, (2010) na Bacia de Benguela, que afirma ocorrer um grande soerguimento nessa idade.

Devido a sua proximidade, acredita-se com base nos estudos de autores como Jackson & Hudec (2005); Buta-Neto (2006) e Guiraud *et al.*, (2010), que as Bacias de Kwanza e Benguela (figura 9) possuíram uma evolução muito próxima, como será descrito no capítulo 9.

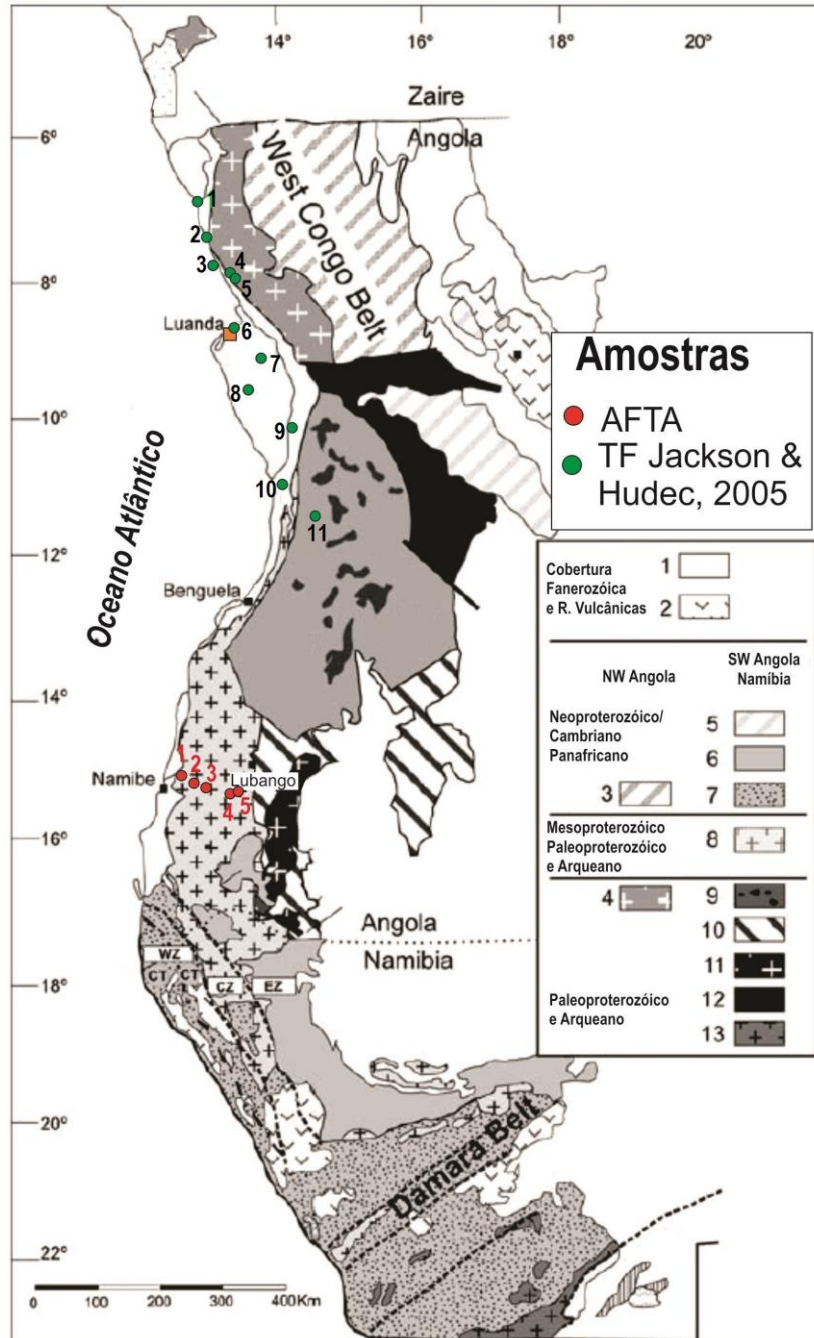


Figura 33: Mapa tectônico simplificado do oeste de Angola e noroeste da Namíbia, contendo as amostras de TFA de Jackson & Hudec, 2005 e do autor. Modificado de Jackson & Hudec, 2005. 1. Cobertura Fanerozoica; 2. Sequências Karroo e Etendeka; (3-4) Unidades do Norte de Angola; 3, rifte e sag deformados do Neoproterozóico nas sucessões do Cinturão Congo Oeste; 4, Granitos Paleoproterozóico retrabalhadas dos eventos do Pan-Africano; (5-13) Unidades tectônicas do sudoeste de Angola e norte da Namíbia; 5, Sucessões cratônicas Neoproterozóico; 6-7, margens passivas e *foreland* Neoproterozóicos do Cinturão Kaoko; 8, Zonas de rochas graníticas do Mesoproterozóico, Paleoproterozóico e Arqueano (Unidade Poliorogênica de Angola); 9, Zona Central Eburneana; 10, Zonas Eburneanas de Cassinga e Lubango com formações rochosas Arqueanas; 11, Complexo gabro-anortosito do sul de Angola; 12, Campo Central Arqueano de Angola; 13, Embasamento do Cráton Kalahari.



176 <b>11</b>	175 <b>10</b>	174 <b>9</b>	173 <b>8</b>	78 <b>7</b>	76 <b>6</b>	75 <b>5</b>	op=westnortg	98 <b>4</b>	Longa 1 97 <b>3</b>	Lagostas 1 100 <b>2</b>	Galinda 99 <b>1</b>	Amostra
-8,77	-9,61	-9,48	-10,69	-9,32	-9,49	-9,38		-9,98	-9,98	-8,77	-9,61	Latitude (graus)
13,17	13,86	13,69	14,22	13,29	13,95	13,44		13,44	13,44	13,33	13,57	Longitude (graus)
30	50	40	290	120	40	50		-2881	-1885	-1620	-2175	Elevação/ profundidade do afloramento (metros)
2040	2520	2520	2000	20-4.	55-35	112-100		~112	110-105	110-94	115 - 110	Idade Estratigráfica (Ma)
Eburniano (Paleoproterozóico)	Limpopo (Neo arqueano)	Limpopo (Neo arqueano)	Eburniano (Paleoproterozóico)	Formação Cuaco Luanda	Formação Cunga(Eoceno)	Grupo Pinda (Albiano)		Formação Binga (Aptiano)	Formação Tuenza (baixo Aptiano)	Grupo Pinda (Albiano) ou base do labe (Cenomaniano)	Formação Binga (Aptiano)	Unidade Estratigráfica
Norte da bacia	contíguo à ponta nordeste da bacia	contíguo à ponta nordeste da bacia	contíguo à ponta sul da bacia	metade leste da bacia em Quenguela	ponta nordeste da bacia	ponta nordeste da bacia		Metade oeste da bacia. Sul da Provincia de Benguela	Metade oeste da bacia. Sul da Provincia de Benguela	Centro da bacia, margem norte da Provincia de Quenguela	Metade oeste da bacia. Sul da Provincia de Benguela	Localização dentro da bacia de Kwanza
Arco de Ambriz, separando as bacias de kwanza e baixo Congo	embasamento ao logo do leste, margem da bacia	embasamento ao logo do leste, margem da bacia	embasamento ao logo do leste, margem da bacia	Vala de Quenguela	homoclinal marginal	homoclinal marginal		Leste do alto de Cabo Ledo	Leste do alto de Cabo Ledo	Margem leste do pequeno graben de Zango no Bloco Mulervos	Crista esterna da charneia de anticlinal	Cenário estrutural
Toda cobertura pós proterozóica erodida	Toda cobertura pós proterozóica erodida	Toda cobertura pós proterozóica erodida	Toda cobertura pós proterozóica erodida	abaixo da elevação regional	todo pós albian erodido	todo pós albian erodido		Formação Gratição (Eoceno) aflorando	Formação Gratição (Eoceno) aflorando	Formação Cacucaco e Luanda (Burgadigaliano - Plioceno) aflorando no local	~800 m de sedimento erodido; Formação Teba (Campaniano) aflorando	Estrutura de soerguimento local
Ponta de Musserra	Sul do rio Dande	Norte do rio Dande	Região de Porto Amboim	Rio Kwanza	Ponta do Dande	Nordeste da ponta do Dande		Cabo de São Braz	Cabo de São Braz	Ponta das Lagostas	Rio Merjueje	Localidade mais próxima
116+-12.3	135.6+-7.7	138.4+-8.8	58.1+-20	249.4+-27.8	154.1+-20.9	116.3+-11.7	74.4+-9.1	71.1+-8.6	36.1+-7.8	27.9+-5.5	Idade do traço Ma	

**Tabela 4: Tabela contendo informações sobre o local de coleta, situação geotectônica e idade de traço das amostras de Jackson & Hudec. Modificado de Jackson & Hudec, 2005.**

## 7.2. Trabalhos prévios por TFA ao SE da Margem Sul-Americana

O desenvolvimento da margem sudeste brasileira possui uma evolução tectônica complexa, da mesma maneira que ocorreu na África, demonstrando uma diversidade de eventos que culminaram na configuração da região atual.

De acordo com os dados de traços de fissão em apatitas apresentados por Gallagher *et al.*, (1994); Guedes *et al.*, (2003); Tello *et al.*, (2003); Siqueira-Ribeiro (2003, 2007); Hackspacher *et al.*, (2004, 2007); Franco (2006); Hiruma, (2007) e Genaro (2008), é possível identificar que a evolução do SE da margem sul-americana (figura 34), remete-se a idades ligadas principalmente a eventos atribuídos aos sistemas de *riftes* ocasionados pela abertura do Oceano Atlântico, que provocou intensos processos tectônicos em toda a região sudeste (HACKSPACHER *et al.*, 2007).



Figura 34: Mapa geológico apresentando as províncias constituintes da margem atlântica sul-americana.

Na área de interesse, ocorre entre o Jurássico e o Cretáceo inferior, a formação inicial da Serra da Mantiqueira ao norte da Bacia de Taubaté (figura 34), que é tida como um soerguimento marginal de *rifte* iniciado durante a abertura do Oceano Atlântico (início do processo de separação da América do Sul e África), o que é

comprovado pelos estudos das amostras de Tello *et al.*, (2003), em eventos datados por traços de fissão em apatitas (HACKSPACHER *et al.*, 2007).

Os trabalhos realizados por Gallagher *et al.*, (1994) apresentam idades muito acima de 200 Ma, que mais tarde são corroboradas por Hiruma (2007), através de amostras localizadas em terrenos muito antigos e estáveis (Serra da Mantiqueira). No Jurássico superior (~150 – 115 Ma), ocorreu o registro do primeiro grande evento termal responsável pelo *reset* dos traços de fissão da região Sudeste do Brasil, sendo este processo vinculado ao rompimento do Gondwana, como as manifestações magmáticas no Arco de Ponta Grossa, localizado ao SW da área discutida no texto (FRANCO, 2006) e derrame basáltico do Serra Geral (ERNESTO *et al.*, 1999).

No Cretáceo Inferior, ~130 Ma, sobreveio a Reativação Sul-Atlântica, com processos distensivos ligados à ruptura do Pangea, separação da América do Sul da África e abertura do Atlântico. Durante esse processo, ocorreu uma junção tríplice ligadas aos enxames de diques e falhamentos, do qual dois evoluíram para a ruptura continental e abertura do Oceano Atlântico e o terceiro, abortou na etapa de soerguimento, sendo este conhecido como Arco de Ponta Grossa. Essa abertura de origem complexa, acarretou em margens passivas, as quais foram constituídas inicialmente por riftes, e mais tarde, acolheram pacotes de sedimentos (ASLANIAN *et al.*, 2009; HASUI, 2010).

Durante esse mesmo período, ocorre na margem passiva do SE brasileiro, períodos de acelerado resfriamento que podem ser observados nas histórias térmicas (figura 35) aplicadas no trabalho realizado de Tello *et al.*, (2003), como por exemplo o resfriamento relativo à separação continental, associado ao início do magmatismo alcalino do Cretáceo.

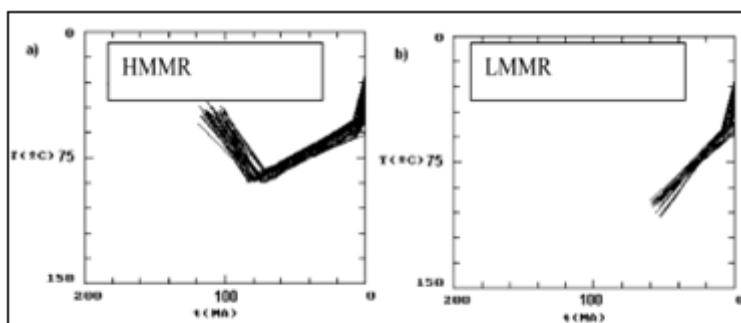
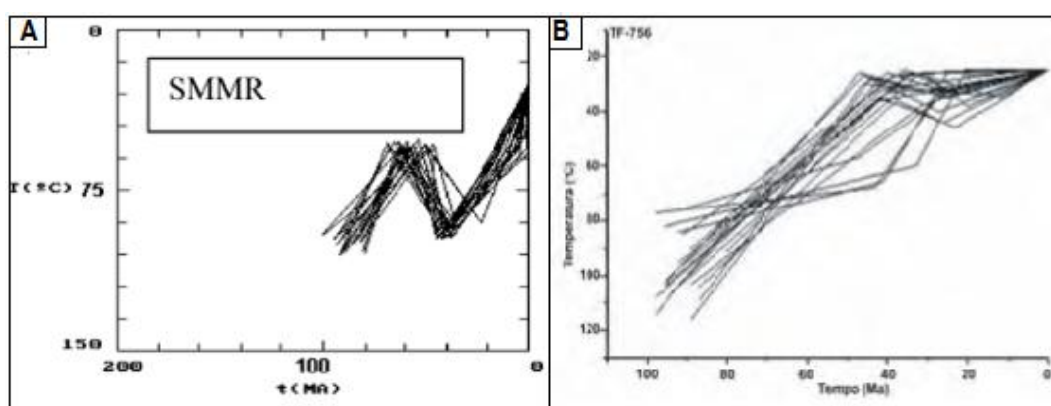


Figura 35: Histórias térmicas da Serra do Mar, Mantiqueira e Bacia de Santos. Retiradas de Tello *et al.*, 2003.

No Cretáceo superior, as idades de 90-65 Ma estão correlacionadas com o início das manifestações alcalinas iniciadas em aproximadamente 82 Ma e que podem ser um novo pulso da Serra da Mantiqueira, caracterizando um período de tectonismo abrangendo toda a região, como apresentadas nos estudos realizadas por Guedes *et al.*, (2003), Hackspacher *et al.*, (2004, 2007) e Genaro (2008), através da modelagem das histórias térmicas por TFA. Esse período também está relacionado a origem da Serra do Mar (figura 36) em ~80 Ma (figura 29), soerguimento este que fragmentou e desnivelou os relevos (GALLAGHER & BROWN, (1999); TELLO *et al.*, (2003), SIQUEIRA-RIBEIRO, 2007).



**Figura 36: Histórias térmicas referente ao soerguimento da Serra do Mar, sendo a figura A apresentada por Tello et al., 2003 e figura B, apresentada por Siqueira-Ribeiro, 2007.**

Entre os períodos Cretáceo e Paleógeno, nivelou-se após este soerguimento uma superfície de aplainamento com 2000 metros em relação ao nível do mar atual, que foi denominada como Superfície Sul-Americana ou Japi (respectivamente denominadas por King e Almeida) (ZALAN & OLIVEIRA, 2005); onde sua borda oriental interligou-se as áreas subsidentes das bacias de Santos e Campos, devido ao soerguimento da massa rochosa de grande proporção.

Este soerguimento interrompeu a pediplanização incidida na Superfície Sul-Americana, da mesma maneira que ocorreu na África, com a elevação e preservação da superfície africana (KING, 1956; HACKSPACHER *et al.*, 2007). Diferente dessa afirmação, Tello *et al.*, (2003) sugerem que ocorreram dois resfriamentos lineares nas Serras do Mar e Mantiqueira, sendo um anterior ao verificado por Hackspacher *et al.*, (2004), no Cretáceo superior e outro no Neógeno. Dados de paleotemperaturas apresentados por Hackspacher *et al* (2007) (figura 37), comprovam que ocorreu um

resfriamento no início do Cretáceo, processo este que foi associado a movimentos internos da crosta e soerguimentos ao final do ciclo erosivo Sul-Americano.

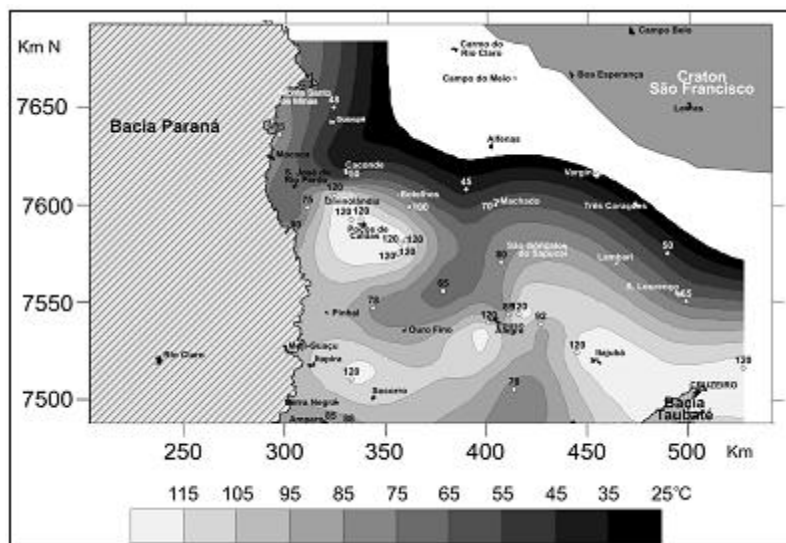
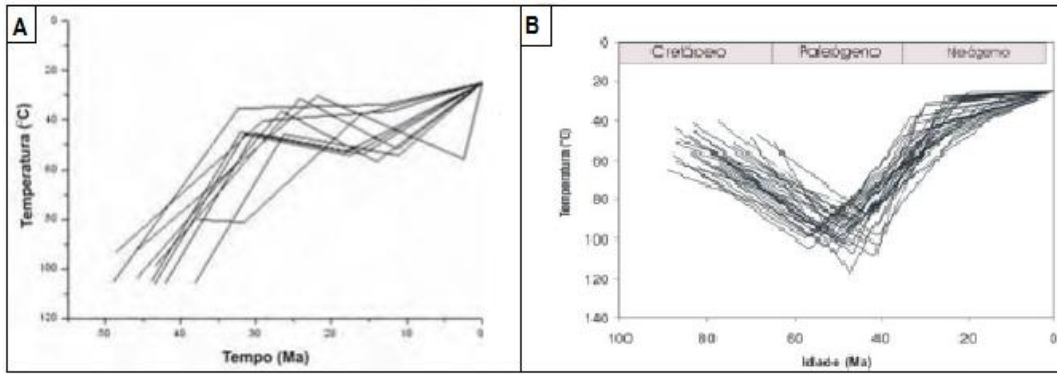


Figura 37: Dados de Paleotemperatura em 90 Ma, apresentado por Hackspacher et al., 2007.

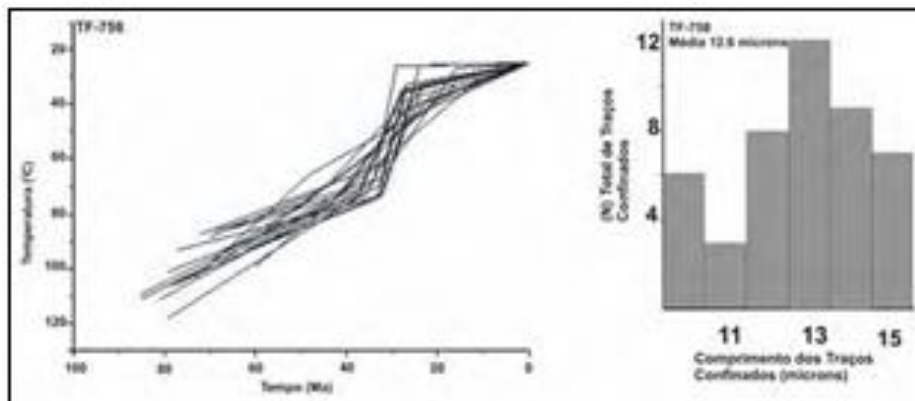
A porção central da Serra do Mar sofreu um soerguimento tectônico durante esse período, o que ocasionou em uma mudança brusca em seu nível de base (TELLO *et al.*, (2003); HACKPACHER *et al.*, (2004); e SIQUEIRA-RIBEIRO (2007). Este comportamento evolutivo foi muito semelhante com o verificado na África, como o caso do litoral da Namíbia e seu planalto interior como sugerem Gallagher & Brown (1999), assim como no caso da bacia de Kwanza em Angola nos estudos de Jackson & Hudec (2005).

De 80 a 40 Ma, admite-se através das histórias térmicas de alguns autores (TELLO *et al.*, 2003 e GENARO, 2005), que ocorreu um aquecimento ao norte da Bacia de Taubaté, na Serra da Mantiqueira, com a abertura do Rifte Continental do Sudeste do Brasil (RCSB) e também com a intrusão das rochas alcalinas do Maciço Alcalino de Poços de Caldas (MAPC). No mesmo momento, Siqueira-Ribeiro (2007) sugere através de suas histórias térmicas que ocorreu na Serra do Mar um episódio de resfriamento acentuado, que também estava associado a implantação do RCSB e ocasionou o rejuvenescimento da paisagem durante o período.



**Figura 38: Histórias térmicas representando o resfriamento na Serra do Mar (A) e o aquecimento na Serra da Mantiqueira (B), respectivamente de Siqueira-Ribeiro (2007) e Genaro (2005).**

A região da Serra da Mantiqueira paulista sofreu episódios de resfriamento acelerado decorrentes de processos tectônicos atribuídos ao Sistema de Riftes do Cenozóico do Sudeste do Brasil (SRCSB), como é demonstrado pelos estudos de TFA realizados por Siqueira-Ribeiro (2007) (tabela 6 e figura 39).

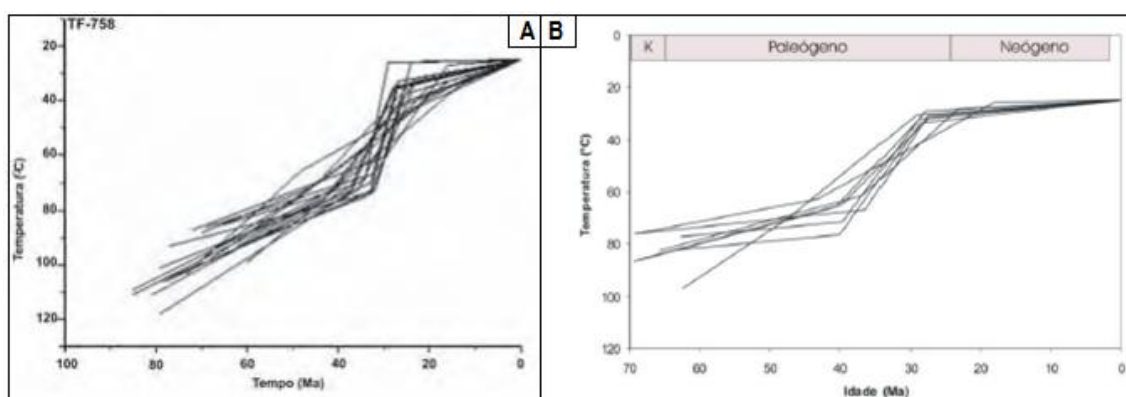


**Figura 39: História térmica e histograma de distribuição do comprimento dos traços confinados obtidos na amostra TF-758 coletada no Domínio Morfoestrutural das Depressões Tectônicas Cenozóicas. Retirado de Siqueira-Ribeiro, 2007.**

Os relevos referentes a Serra do Mar de interesse deste trabalho, também passaram por processos que modificaram seu nível de base, e que obtiveram após esse evento, a inicialização da superfície erosiva correlacionada a superfície Sul-Americana, da mesma maneira que ocorreu na Serra da Mantiqueira (SIQUEIRA-RIBEIRO, 2007).

No Paleógeno (60 – 40 Ma), destaca-se a origem das bacias de Rifting Continental do Sudeste do Brasil (RCSB), como pode ser mostrado pelas idades das amostras de Genaro (2008), sendo também marcado por registros de reativações de falhas e novos

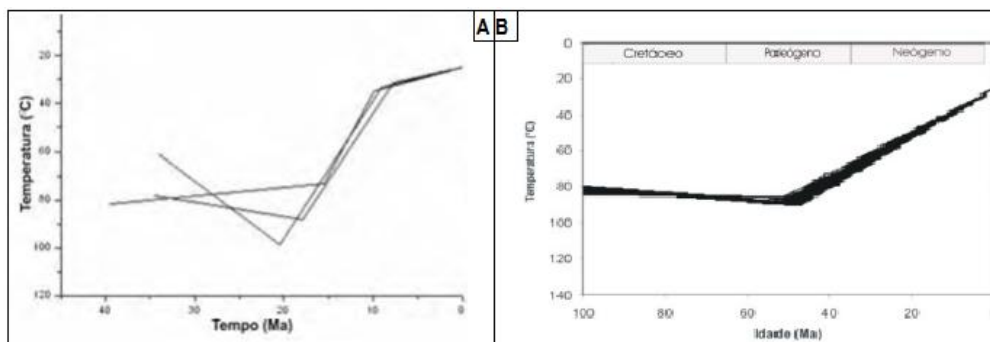
pulsos na Serra da Mantiqueira (GUEDES, *et al.*, 2003; SIQUEIRA-RIBEIRO, 2003). Corroborando com esses dados, Siqueira-Ribeiro (2007) afirma através de suas histórias térmicas (figura 40) que a origem do RCSB influenciou na região da Serra do Mar paulista com processos tectônicos ocorridos durante o Paleógeno. Essa fase de soerguimento ainda registrada durante o Paleoceno foi a responsável pelo re-trabalhamento e a migração das drenagens ao longo do planalto a qual é situada a Serra do Mar (SIQUEIRA-RIBEIRO, 2007). Entre ~58 – 20 Ma, formou-se corredores de *riftes* paralelos a costa, fato que foi atribuído as rachaduras e afundamentos sofridos em diversas áreas lineares da margem atlântica sul-americana.



**Figura 40: Histórias térmicas A e B mostrando o resfriamento ocorrido no Paleógeno. Respectivamente de Siqueira-Ribeiro (2007) e Genaro, 2008).**

Comparações entre as histórias térmicas correlacionadas acima, com referência a área de interesse na margem passiva SE sul-americana, mostram que inicia-se entre 40 e 20 Ma, uma heterogeneidade entre as Serras; esses dados mostram que nesse período, a Serra da Mantiqueira passava por um processo de resfriamento, e consequentemente, a um período erosivo, enquanto a Serra do Mar, se encontrava em um processo de aquecimento (GENARO, 2008).

O trabalho realizado por Hackspacher *et al.*, (2007) na área de maior importância a esse trabalho, associado a outros trabalhos com traços de fissão em apatitas, como Godoy (2003), Siqueira-Ribeiro (2007) e Genaro (2008), comprova que no Mioceno, ocorreu na Serra da Mantiqueira a reativação de falhas que iniciaram uma sequência de soerguimentos na região (figura 41). No Holoceno, é registrado por Hackspacher *et al* (2007) em seus estudos, uma série de falhamentos inversos e transcorrentes, que afetaram depósitos terciários.



**Figura 41: Histórias térmicas (A e B) representando o resfriamento ocorrido a partir do Mioceno, respectivamente de Siqueira-Ribeiro (2007) e Genaro (2005).**

As estruturas topográficas remanescentes do antigo limite oriental da Serra do Mar, coincidem com a atual zona convergente das camadas das vertentes das dobras pertencentes as bacias de Santos e Campos, e constituem hoje as partes mais altas das Serras da Mantiqueira e do Mar, que foram deformadas por basculamento de blocos e rebate elástico (ZALAN & CARNEIRO, 2005).



Amostra	Localização	Altitude (m)	Longitude	Latitude	Nº de grãos	Idade Aparente	Idade Corrigida	I (µm)	Referência
G1	Serra da Mantiqueira	793	325691	7461613	20	224±11	-	11	Gallagher <i>et al.</i> , (1994)
G2	Serra da Mantiqueira	914	343266	7448271	12	243±19	-	11,25	Gallagher <i>et al.</i> , (1994)
G3	Serra da Mantiqueira	914	338424	7422379	20	189±14	-	12,57	Gallagher <i>et al.</i> , (1994)
G4	Serra da Mantiqueira	793	336983	7419041	20	180±11	-	13,21	Gallagher <i>et al.</i> , (1994)
G5	Serra da Mantiqueira	960	407239	7542906	20	225±12	-	11,77	Gallagher <i>et al.</i> , (1994)
G6	Serra do Mar	366	556584	7515405	09	125±12	-	13,10	Gallagher <i>et al.</i> , (1994)
G7	Serra do Mar	396	580848	7499061	19	67±3	-	13,87	Gallagher <i>et al.</i> , (1994)
G8	Serra do Mar	190	554699	7468057	20	78±3	-	12,94	Gallagher <i>et al.</i> , (1994)
G9	Serra do Mar	30	546669	7450863	20	64±3	-	12,75	Gallagher <i>et al.</i> , (1994)
G10	Serra do Mar	30	544370	7443490	20	66±3	-	13,30	Gallagher <i>et al.</i> , (1994)
G11	Serra do Mar	61	519080	7417713	17	92±4	-	12,63	Gallagher <i>et al.</i> , (1994)
G12	Serra do Mar	30	494887	7421783	03	81±14	-	13,23	Gallagher <i>et al.</i> , (1994)
G13	Serra do Mar	61	468032	7390013	16	86±6	-	12,78	Gallagher <i>et al.</i> , (1994)
G14	Serra do Mar	731	435620	7407129	20	99±3	-	12,29	Gallagher <i>et al.</i> , (1994)
G15	Serra da Mantiqueira	1000	431371	7524581	100	80±9	107±13	-	Tello <i>et al.</i> , (2003)
T16	Serra da Mantiqueira	1000	365024	7459556	100	80±6	115±14	-	Tello <i>et al.</i> , (2003)
T17	Serra da Mantiqueira	1000	348911	7442801	100	80±7	126±11	-	Tello <i>et al.</i> , (2003)
T18	Serra da Mantiqueira	1000	358398	7437748	100	107±11	159±17	-	Tello <i>et al.</i> , (2003)
T19	Serra da Mantiqueira	1000	373754	7437486	100	45±4	59±6	-	Tello <i>et al.</i> , (2003)
T20	Serra da Mantiqueira	1000	389178	7428382	100	71±10	68±10	-	Tello <i>et al.</i> , (2003)
T21	Serra do Mar	800	455656	7434265	100	57±6	100±16	-	Tello <i>et al.</i> , (2003)
T22	Serra do Mar	800	450675	7393655	100	40±4	79±9	-	Tello <i>et al.</i> , (2003)
T23	Serra do Mar	200	457495	7388141	100	7±0,6	57±6	-	Tello <i>et al.</i> , (2003)
T24	Serra do Mar	200	493187	7408498	100	7±0,6	10±1	-	Tello <i>et al.</i> , (2003)
H25	Serra da Mantiqueira	890	318730	7455000	-	77±9	142±18	-	Hackspacher <i>et al.</i> , (2004)
H26	Serra da Mantiqueira	990	317170	7453600	-	100±12	142±18	-	Hackspacher <i>et al.</i> , (2004)
H27	Serra da Mantiqueira	1124	414020	7544000	-	62±7	126±11	-	Hackspacher <i>et al.</i> , (2004)
H28	Serra da Mantiqueira	1080	343380	7547200	-	79±9	126±11	-	Hackspacher <i>et al.</i> , (2004)
H29	Serra da Mantiqueira	965	304920	7430400	-	88±7	126±11	-	Hackspacher <i>et al.</i> , (2004)
H30	Serra da Mantiqueira	900	421020	7475800	-	42±9	83±4	-	Hackspacher <i>et al.</i> , (2004)
R31	Serra do Mar	854	498547	7452336	100	68±4	92±5	-	Ribeiro (2007)
R32	Serra do Mar	1132	506572	7442076	125	52±5	68±6	-	Ribeiro (2007)
R33	Serra do Mar	1268	513233	7439581	100	31±5	36±6	-	Ribeiro (2007)
R34	Serra do Mar	1088	516837	7434514	87	42±4	54±5	-	Ribeiro (2007)
R35	Serra do Mar	747	474735	7439789	54	45±4,5	61±6	-	Ribeiro (2007)
R36	Serra do Mar	655	454692	7414106	24	42±5	64±8	-	Ribeiro (2007)
G37	Serra da Mantiqueira	784	481275	7469802	85	52±6	65±7	12,6	Genaro (2005)
G38	Serra da Mantiqueira	622	438699	7463733	80	61±7	86±9	11,4	Genaro (2005)
G39	Serra da Mantiqueira	1314	384377	7472091	87	56±5	73±7	12,2	Genaro (2005)
G40	Serra da Mantiqueira	1002	420296	7421283	119	51±5	65±6	12,6	Genaro (2005)
G41	Serra do Mar	609	409915	7460844	65	81±8	114±12	11,4	Genaro (2005)
G42	Bacia de Taubaté	506	471647	7569637	80	29±2,7	40±3,7	11,8	Genaro (2005)
H43	Serra do Mar	1892	523000	7484000	13	268±58	-	-	Hiruma (2007)
H44	Serra do Mar	1058	540000	7492500	63	239±31	326±30	12,1	Hiruma (2007)
H45	Serra do Mar	593	542000	7492000	58	122±16	213±15	11,1	Hiruma (2007)
H46	Serra do Mar	1885	579500	7580000	59	174±22	249±21	11,8	Hiruma (2007)
H47	Serra do Mar	1192	524000	7484500	38	72±10	-	-	Hiruma (2007)

**Tabela 5: Tabela mostrando as idades referentes a margem Sul-Americana do Atlântico. Modificado de Genaro, 2008.**

## **8. RESULTADOS**

### **8.1. Dados de TFA no sudoeste de Angola**

Visando aprofundar a comprovação sobre a evolução nas duas bordas do Atlântico Sul, foram analisadas feições geológicas/geomorfológicas associadas a idades de traços de fissão em apatitas e modelagem térmica.

Seguindo os procedimentos descritos no capítulo 6 (6.2. Procedimentos de preparação de amostras para Traços de Fissão em apatitas), calculou-se as idades referentes as cinco amostras (TF – 1166; TF – 1167; TF – 1169; TF – 1170; TF – 1171) coletadas no embasamento ao SW de Angola através do perfil entre as cidades de Namibe e Lubango, onde atravessou-se as cinco unidades de relevo descritas na geomorfologia desse trabalho (capítulo 4): 1. Planície costeira; 2. Superfície Intermediária; 3. Escarpa de Chela; 4. Planalto Bimbe e 5. Planalto Humpata (figura 42).

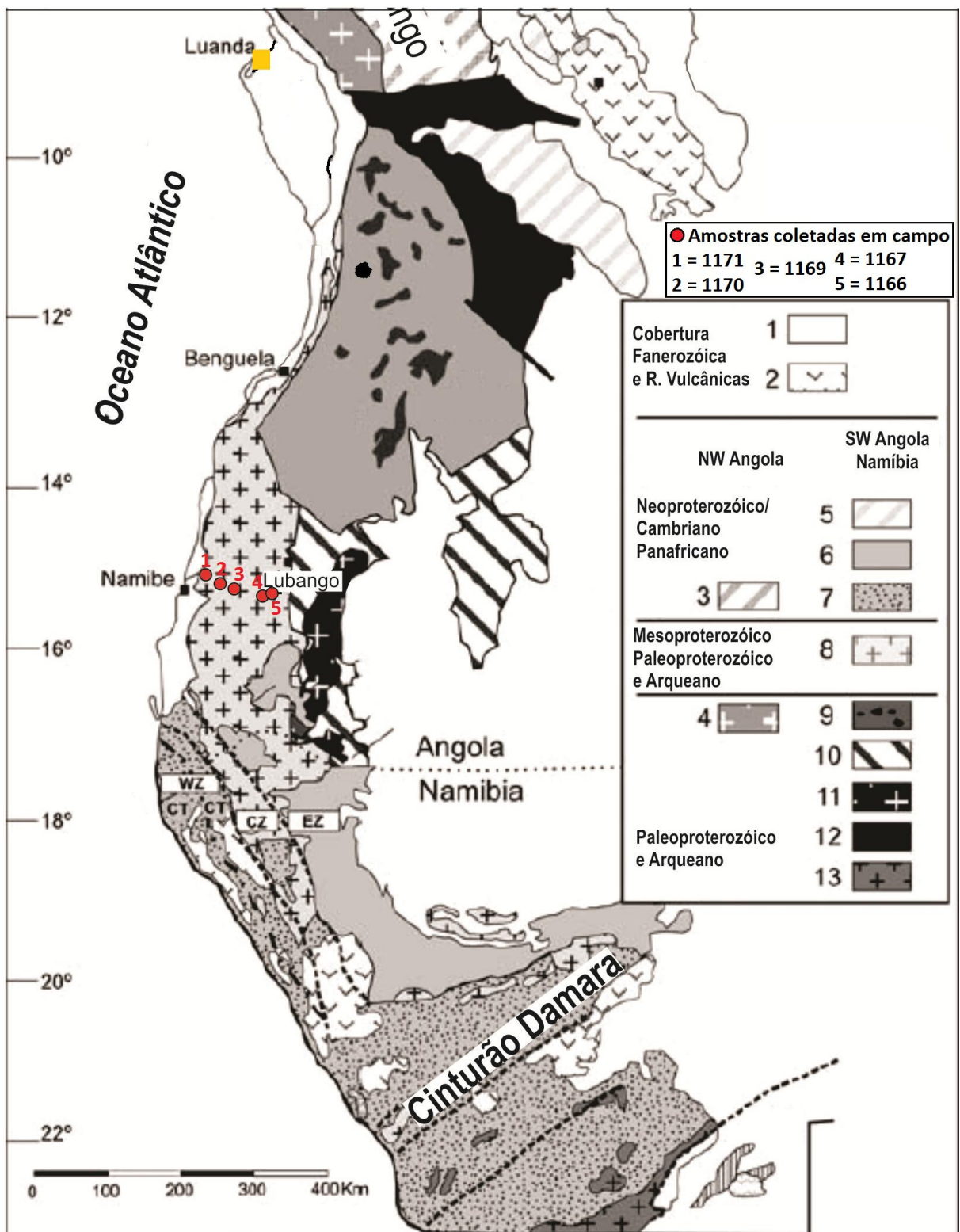


Figura 42: Mapa geológico com a localização das amostras coletadas (TFA) na região SW de Angola, entre as cidades de Namibe e Lubango.

As cinco amostras coletadas neste trabalho, tiveram suas idades por traços de fissão em apatita calculadas a partir do programa Trackkey (DUNKL, 2001) e foram irradiadas no reator nuclear (*Thetis Reactor Gent*) de pesquisa da Universidade de Munique, Alemanha, e calibrada segundo o fator Zeta a partir de uma amostra padrão (Durango), utilizando os dosímetros CN5 iii, irradiado no mesmo lote, onde o valor obtido foi 286,7. A tabela 7 exhibe os parâmetros físicos do cálculo do fator Zeta, e a tabela 8, apresenta os valores das idades obtidas segundo esta calibração. Dessas amostras, apenas em duas (TF-1167 e TF-1169) foi possível obter histórias térmicas, como representado nas figuras 39 e 40.

Os resultados foram inseridos no contexto de outras dezoito amostras, retiradas dos trabalhos de Raab *et al.*, (2002) e Luft (2004). Destes trabalhos, foram retiradas as amostras que se mostraram mais próximas as amostras coletadas ao SW de Angola, para que se desenvolvesse uma melhor complementação de dados para a interpretação da evolução tectônica da área. Essas amostras retiradas da literatura, estão contidas na tabela 9.

A localização das amostras e a distribuição espacial das idades de todas as amostras citadas estão contidas no mapa referente a figura 43. Este mapa foi dividido em três regiões, para que seja facilitada a visualização das amostras, devido ao fato de não estarem localizadas na mesma área. As idades por traços de fissão em apatita obtidas nas amostras coletadas ao SW de Angola, são representadas no gráfico idade x elevação (figura 44), da mesma maneira que é colocado para as amostras referentes a outros autores, como Raab *et al.*, (2002) e Luft (2004).

Padrão	Ns	Ni	RhoD	Nd	Densidade	Zeta	1 sigma
Durango	543	3207	4,710	21044	0.128	286,7	± 12.35

**Tabela 6: Parâmetros físicos do cálculo do fator Zeta para apatita utilizando-se dosímetro CN5: somatória de traços fosseis contados (Ns) somatória de traços induzidos contados (Ni), densidade de traços no dosímetro CN5 (RhoD) ( $.10^5$  traços/cm<sup>2</sup>), somatória de traços contados no dosímetro CN5 (Nd) ( $.10^5$  traços/ cm<sup>2</sup>) e densidade média na amostra padrão utilizada (Ns/Ni).**

Amostra	Localização	Elevação (em metros)	Tipo de rocha	Coord.	Número de cristais	$\rho_{\sigma}$	$\rho_i$	Fator Zeta	$N_s$	$N_i$	Idade Zeta (Ma)	M.T.L. ( $\mu$ m) (n)
TF-1166	Leba Mountain	1580	Metassedimento	8332927 310042	4	13,142	7,421	286	85	48	96.4±14.5	-
TF-1167	Leba-Macota	1156	Granito	8336146 308716	59	8,054	3,77	286	1064	498	117.3±8,2	13,65 (32)
TF-1169	Macota-Ompupa	871	Granito	8336146 308716	39	12,85	7,67	286	563	336	90.8±7.3	10,36 (32)
TF-1170	Ompupa-Tchamalinde	489	Granito	8338728 220581	34	13,167	8,771	286	680	453	90,1±9,8	9,7 (4)
TF-1171	Tchamalinde - Tchipa	487	Granito	8338925 246188	15	11,33	9,01	286	220	175	69,1±6,0	9,6 (5)

**Tabela 7: Descrição dos dados de traços de fissão em apatitas. N° da Amostra (N), n: número de grãos de apatita contados, rs = densidade de traços espontâneos (x105/cm2), ri = densidade traços induzidos (x105/cm2), Ns = número de traços espontâneos, Ni = número de traços induzidos.**

<b>Amostra</b>	<b>Altitude</b>	<b>Idade</b>	<b>Autor</b>
PKB - 01	524	79.7±6.1	Luft (2004)
PKB - 03	356	74.4±6.4	Luft (2004)
PZ - 01	281	99.4±8.6	Luft (2004)
PZ - 12	325	46.9±3.8	Luft (2004)
PZ - 18A	349	170.6±12.2	Luft (2004)
PZ - 66A	353	74±5.5	Luft (2004)
PK - 01	465	71.4±5.3	Luft (2004)
PK - 06	633	55.5±5.1	Luft (2004)
1-5-96-1A	590	108±7	Raab <i>et al.</i> , (2002)
30-4-96-2A	760	116±9	Raab <i>et al.</i> , (2002)
30-4-96-3A	970	93±8	Raab <i>et al.</i> , (2002)
8732-76B	790	81±3	Raab <i>et al.</i> , (2002)
28-4-96-5A	990	94±4	Raab <i>et al.</i> , (2002)
30-4-96-1A	1400	117±9	Raab <i>et al.</i> , (2002)
3-10-97-1A	1200	70±10	Raab <i>et al.</i> , (2002)
3-4-96-5 <sup>a</sup>	1300	200±15	Raab <i>et al.</i> , (2002)
4-10-97-5 <sup>a</sup>	850	68±4	Raab <i>et al.</i> , (2002)
6-10-97-6 <sup>a</sup>	879	65±3	Raab <i>et al.</i> , (2002)

**Tabela 8: Tabela contendo as amostras de TFA retiradas da literatura de Raab et al., (2002) e Luft (2004).**

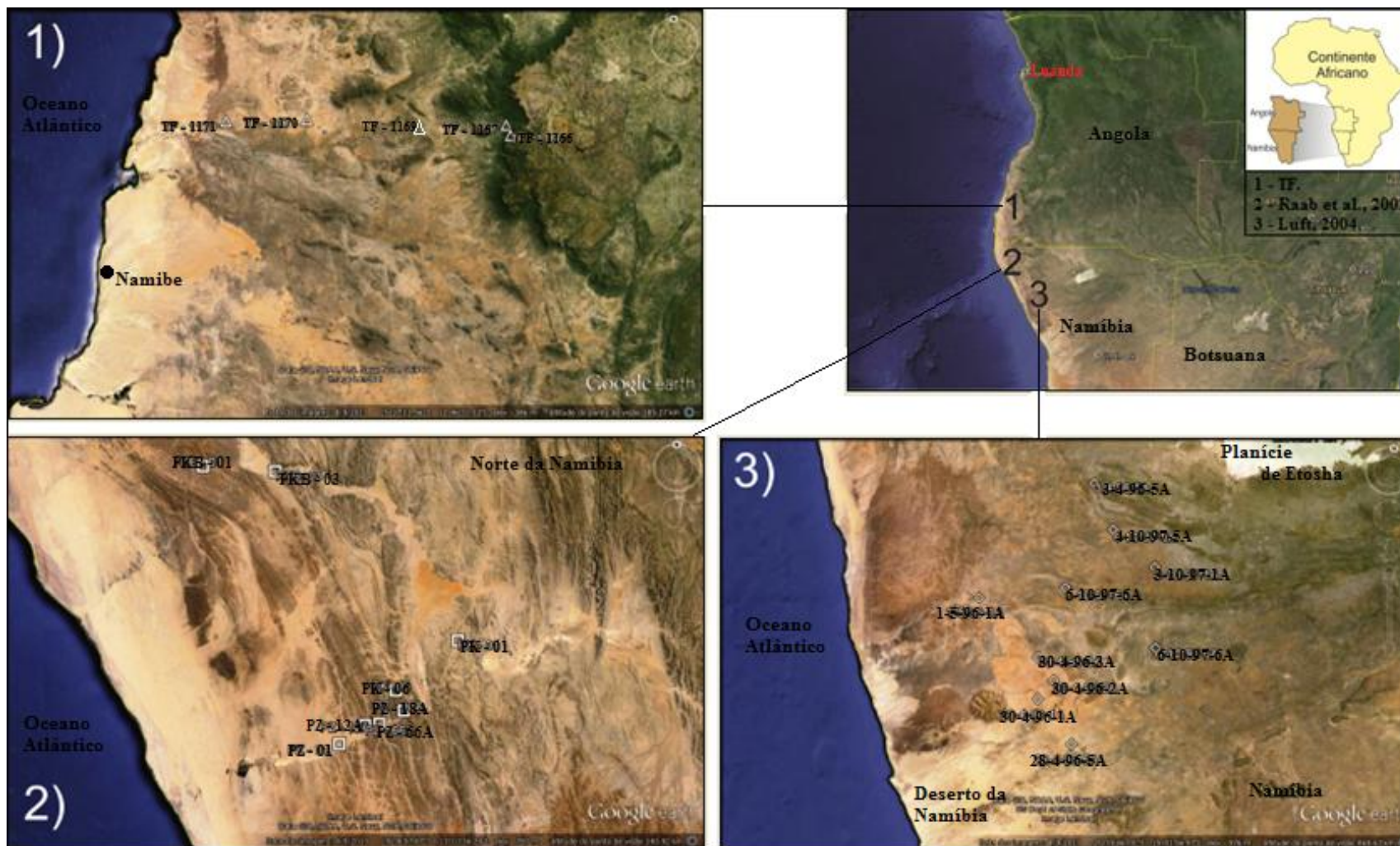


Figura 43: Mapa com a localização das amostras. Mapa 1 - SW de Angola; Mapa 2 e 3 - Norte da Namíbia.

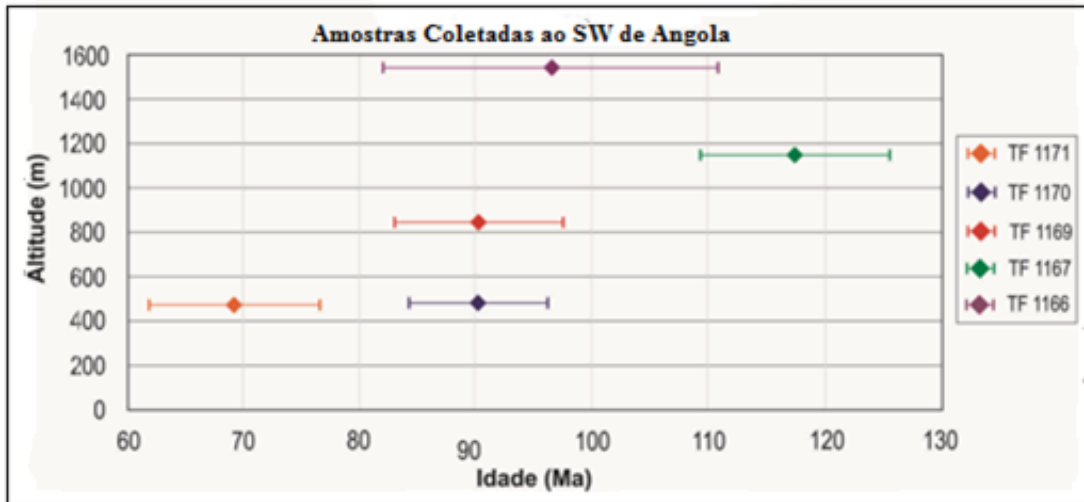


Figura 44: Gráfico de Idade x Altitude referente as amostras ao SW de Angola.

### 8.1.1. Idades

Nota-se através do mapa contendo o perfil das amostras coletadas (figura 42), a tabela de dados (tabela 8) e do gráfico altitude vs idade (figura 44), que as amostras recolhidas a SW de Angola são mais antigas a medida em que se afasta do litoral. Esta observação corrobora com os trabalhos de Gallagher & Brown (1999) e Raab *et al.*, (2002) na margem africana, os quais discutem esta mesma tendência para as idades de TFA ao norte da Bacia de Namibe e África do Sul. Segundo estes autores, esta tendência pode estar associada ao relevo típico da área, que é constituído de patamares e escarpas.

Esta tendência de valores de idades crescente a medida em que se avança para o interior é observada ainda em margens passivas de outros continentes, como a margem Atlântica da América do Sul, conforme discutido por Gallagher & Brown (1999) e Genaro (2008). Estes mesmos autores ainda sugerem que este fato ocorre pois as margens estão ativas tectonicamente, enquanto o interior do continente estava estável nos últimos milhões de anos.

Ao analisar o gráfico altitude vs idade (figura 44), nota-se que as amostras 1166, 1169 e 1170, passaram pela isoterma de 120°C simultaneamente, pois a diferença altimétrica existente (aproximadamente 1200 metros da primeira amostra até a última) em um curto período de tempo (10 Ma) representa um soerguimento ocorrido na região entre 100 e 90 Ma (Cretáceo superior), que



ocasionou um resfriamento rápido nesse processo evolutivo. Esse soerguimento ocorrido é discutido por alguns autores (GUIRAUD *et al.*, (2010) e MACGREGOR, 2012) como sendo fruto de elevações moderadas ocorridas na região durante o Cretáceo superior, como topografias altas presentes no relevo.

Analisando as amostras coletadas a SW de Angola, percebe-se que a amostra 1167 pertencente a Formação Leba (Grupo Chela) sofreu um resfriamento no Cretáceo superior ( $117,3 \pm 8,2$  Ma). Por outro lado, as amostras TFA 1169, 1170 e 1171 (de idades 90,8; 90,1 e 69,9, respectivamente) encontradas nas altitudes inferiores a Escarpa de Chela, apresentam idades mais novas (figura 42). Sugere-se então, que este padrão se deve a reativações da Falha Principal N-S (como sugerido por Guiraud *et al* (2010) há ~23 Ma) existente na compartimentação do relevo (Superfície Intermediária e Escarpa de Chela) em Angola (figura 42). Maior erosão dos blocos mais altos durante estabilidade tectônica, contribuiu para o “trend” de idades observado.

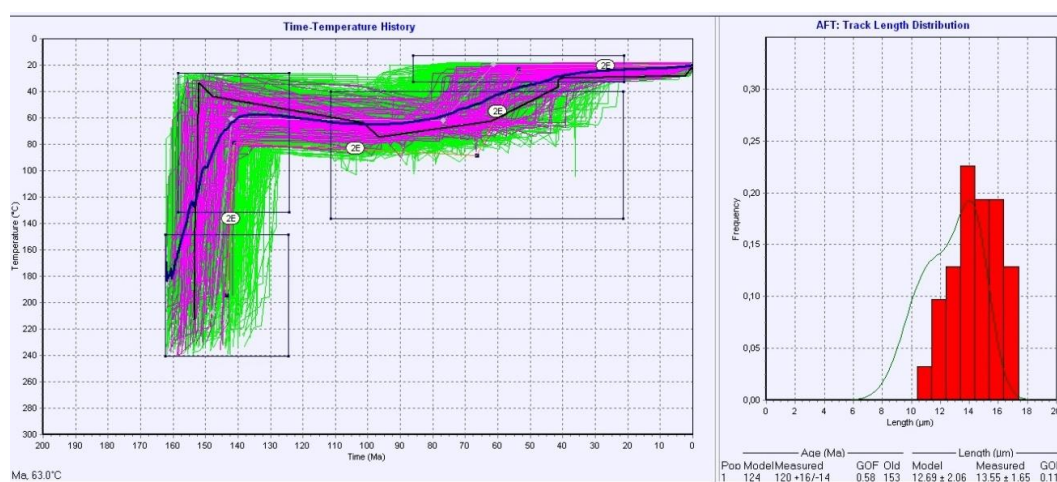
### **8.1.2. Histórias térmicas**

As amostras as quais foram obtidas as histórias térmicas, localizam-se na Escarpa de Chela e em seu sopé, a 1156 e 871 metros de altitude, respectivamente.

Com base nos resultados obtidos pela história térmica da amostra TF 1167 (figura 45), localizada na Escarpa de Chela (Formação Leba), verifica-se um brusco resfriamento iniciado no Jurássico (~160 Ma) que durou até princípios do Cretáceo inferior (145 Ma). Após este resfriamento, seguiu-se ainda no Cretáceo inferior, um período de aquecimento até aproximadamente o início do Cretáceo superior (~100 Ma), quando a amostra foi submetida a um resfriamento, oriundo provavelmente dos impactos causados pelo rifteamento da abertura do Oceano Atlântico Sul. Este rifteamento provocou uma tectônica em toda a margem passiva, que elevou a topografia em determinadas áreas, fazendo com que houvesse um resfriamento abrupto em toda a superfície atingida.

Esse resfriamento se estendeu até o Paleógeno, quando a região, de acordo com estudos de Jackson & Hudec (2005) e Macgregor (2012) sofreu outro soerguimento, fazendo com que o resfriamento se tornasse mais abrupto até

meados do Eoceno (~40 Ma), período em que a região Ocidental do Grupo Chela sofreu soerguimento e desestabilizou o nível de base regional (JACKSON & HUDEC, 2005). O soerguimento foi corroborado com o resfriamento da amostra neste período. Após esse período, a região provavelmente se estabiliza, não sofrendo mais nenhuma evolução tectônica ou geomorfológica que possa deformar seu relevo até o Plioceno, quando sofre um soerguimento em ~5 Ma, atribuído para alguns autores como o relevo mais jovem, a Escarpa de Chela (JACKSON & HUDEC, 2005, GUIRAUD *et al.*, 2010).

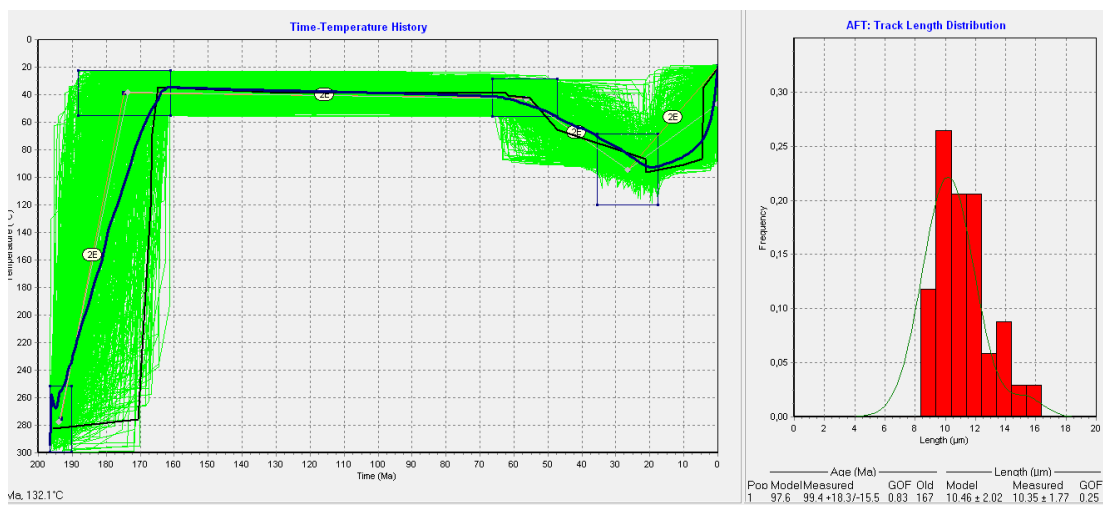


**Figura 45: Modelagem inversa e respectivo histograma de comprimento da amostra TF1167, coletada no embasamento da região de Leba- Macota, SW de Angola.**

Na amostra TF1169 localizada no sopé da escarpa de Chela a aproximadamente 871m (figura 42), dentro da Formação Macota- Ompupa, verificou-se em sua história térmica (figura 46) um resfriamento abrupto no Jurássico, que iniciou e terminou no mesmo período. Esse evento, foi seguido de uma estabilidade iniciada entre o Jurássico-Cretáceo inferior e terminada ao final do Cretáceo superior. Esse aquecimento é tido para autores como Burke & Gunnell (2008) como sendo um evento gradual de aumento de temperaturas que evidencia um período de deposição de material sedimentar sobre os granitos do Super Grupo Congo Ocidental em uma porção *onshore* das Bacias angolanas.

A partir do Paleógeno, observa-se na região através dessa história térmica, que ocorreu um período de aquecimento mais abrupto, que teve seu término no Neógeno, em ~20 Ma. A partir do Mioceno, verifica-se um rápido resfriamento, que foi supostamente provocado pela erosão da cobertura sedimentar que encobria

a região da baixada litorânea. Tal reversão foi possível por um basculamento que permitiu a saída do material sedimentar depositado anteriormente (a partir do Eoceno) em direção à jusante da pequena escarpa de Guiraul de Cima, nas proximidades da cidade de Namibe, onde afloram formações sedimentares cenozoicas. Esse resfriamento gradual permaneceu até o Plioceno, quando a região, assim como vista pela amostra 1167, é submetidas a eventos tectônicos muito intensos, que ocasionaram no soerguimento da própria Escarpa de Chela (JACKSON & HUDEC, 2005, GUIRAUD *et al.*, 2010).



**Figura 46: Modelagem inversa e respectivo histograma de comprimento da amostra TF 1169, coletada no embasamento da região de Macota - Ompupa, SW de Angola.**

## 9. DISCUSSÃO

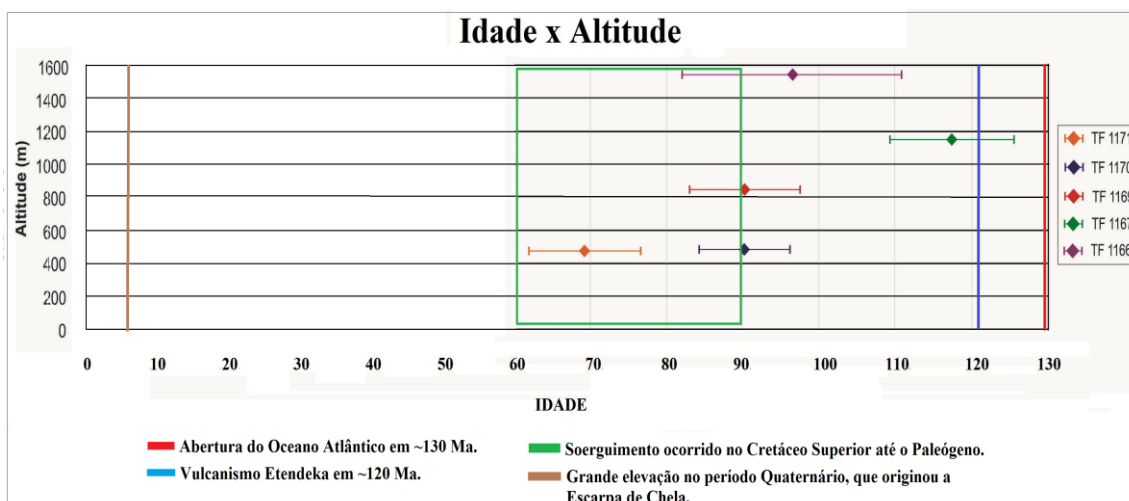
### 9.1. Margem angolana

Margens continentais passivas são importantes arquivos relacionadas à dinâmica do manto, o desmembramento dos continentes, a dinâmica da litosfera, e outros processos (KARL, *et al.*, 2013). Devido a isso, a transição entre as margens onshore - offshore de Angola representam uma área fundamental para a evolução da margem passiva sul atlântica ao sudoeste do país, com a sua história complexa que envolve levantamento de rocha e erosão do embasamento pré-Cambriano, e recobrem unidades sedimentares do Paleozóico e Mesozóico, uma vez que o break-up das duas placas litosféricas da América do Sul e África ocasionou uma evolução complexa das margens.

Através dos dados obtidos nas amostras coletadas, discute-se inicialmente a evolução da região SW de Angola a partir do período posterior a abertura do Oceano Atlântico Sul (Cretáceo superior). Para muitos autores (RAAB *et al.*, 2002; LUFT (2004); JACKSON *et al.*, (2005); CHABOUREAU *et al.*, 2012) esse rifteamento ocorrido no Cretáceo, foi o responsável por uma longa atividade tectônica em toda a margem angolana e contribuiu para a evolução/modificação do relevo até hoje, como é o caso da Escarpa de Chela, reativada a partir da Grande Falha N-S (figura 47). Esses eventos permaneceram até certo período diferente em cada Bacia da margem angolana e ocorreram também na margem brasileira do Oceano Atlântico (GUIRAUD, *et al.*, 2010).



**Figura 47: Mapa topográfico com a localização das amostras coletadas (TFA) na região SW de Angola, entre as cidades de Namibe e Lubango. Com destaque em branco para a Falha Principal.**



**Figura 48: Gráfico mostrando as idades x temperaturas das amostras coletadas na região SW de Angola, que foram relacionadas com os eventos geológicos.**

Ao analisar o gráfico correlacionando as idades de TFA referentes a área ao SW de Angola com os eventos ocorridos na margem passiva africana (figura 48), nota-se que a amostra 1167, apresenta-se em uma altitude muito elevada, o que vai contra os estudos de autores como Burke & Gunnell (2008) e Macgregor (2012), que afirmam que durante toda a história evolutiva, o continente africano possuía um relevo baixo e plano até o Paleógeno. Entretanto, esses autores também sugerem que o continente tenha sofrido até o Cretáceo superior, influências dos rifteamentos causados pela abertura do Oceano Atlântico. Sugere-se então, que a localização altimétrica dessa amostra, foi influenciada por motivos tectônicos causados por esse evento; outra possível explicação para essa altitude, seria a influência do vulcanismo Karroo, que ocorreu em ~140 e terminou em ~120 Ma em todo o sul do continente africano, e poderia ter soerguido partes da região SW de Angola nesse período.

Os soerguimentos ocorridos no Cretáceo superior são os eventos que mais afetaram a região, como pode ser observado nas amostras 1166, 1167, 1169 e 1170, que apresentam uma verticalidade no gráfico, sugerindo que foram afetadas por uma tectônica muito forte. Esses soerguimentos são defendidos por diversos autores, como já descrito acima.

Apesar das idades do gráfico não corresponderem ao evento ocorrido no Quaternário, esse evento é de grande importância, pois influenciou de forma muito intensa no relevo atual da região, como por exemplo a Escarpa de Chela, que foi o local

onde coletou-se duas das amostras deste estudo (TF 1167 e TF 1169), a qual a diferença altimétrica pode chegar a ~850 metros.

## 9.2. Histórias Térmicas

Através dos dados de TFA obtidos em campo no Sudoeste de Angola, no perfil entre as cidades de Namibe e Lubango (figura 42 e tabela 8), foi possível estabelecer comparações com os dados obtidos em outros estudos prévios realizados no Sudoeste da África (DUVAL, *et al.*, 1991; BROWN, 1992; HUDEC & JACKSON (2002, 2004); RAAB *et al.*, 2002; LUFT 2004; JACKSON *et al.*, 2005; GUIRAUD *et al.*, (2010); MACGREGOR, 2012).

De acordo com os dados fornecidos na unidade correspondente a Formação Leba (TF 1167), pertencente ao Grupo Chela, é possível observar em sua história térmica (figura 45) que ocorreu um resfriamento rápido entre 160 e 140 Ma (Jurássico superior – Cretáceo inferior), sugerindo um evento tectônico nesse período, da mesma maneira que é colocado por Duval, *et al.*, (1992), que afirmam ter ocorrido um resfriamento na Bacia de Kwanza (localizada no centro da margem angolana), decorrente do processo de rifteamento que culminou com a formação da mesma. Enquanto Brown (1992), sugere que nesse período ocorreu uma denudação acelerada na parte norte da Namíbia, em decorrência de uma mudança nas placas tectônicas Sul-Americana e Africana.

Esses eventos ocorridos a partir de 130 Ma (incididos ao norte da Namíbia) são responsáveis pelo desenvolvimento de soerguimentos na região do escarpamento, gerando discordâncias que poderiam afetar as bacias adjacentes (como a de Kwanza, por exemplo) (LUFT, 2004), estando diretamente ligado à abertura do Atlântico Sul, da mesma maneira que coloca Haack (1983) e Raab *et al.*, (2002) e Menges *et al.*, (2013) através de seus estudos em traços de fissão em apatita, que afirmam ter ocorrido um resfriamento ao norte da mesma região, atribuindo esse fato a um período de maior reativação na área (figura 49). Enquanto Hudec & Jackson (2004), através de suas amostras coletadas em poços, atribuem para essa época eventos vulcânicos causados pelo rifteamento ocorrido na Bacia de Kwanza e corroborando com essas afirmações,

Macgregor (2012) sugere que tenham ocorrido soerguimentos nas bordas e ao SW de Angola (e SE do Brasil).

Dados por traços de fissão em apatita mostram que houve um aquecimento (cerca de 100° – 135°C) desde o Jurássico superior ao início do Cretáceo superior (~140 – 99 Ma) na parte situada ao leste da Bacia de Kwanza (JACKSON & HUDEC, 2005); esses dados podem ser comparados aos obtidos pelas histórias térmicas na parte SW de Angola (figura 45 e 46), que corroboram com os dados obtidos por Hudec & Jackson (2004), onde estes apresentam um aquecimento menor do que o apresentado na parte leste da Bacia de Kwanza, mas que pode de alguma forma ter sido influenciado por tal evento; este fato também é visto nas histórias térmicas na região ao norte da Namíbia feitas por Luft (2004), que apresenta um pequeno aquecimento na região iniciado em ~120 Ma.

Observa-se nas histórias térmicas do sudoeste angolano um novo resfriamento em ~100Ma, porém, relativamente mais lento que o evento ocorrido entre 160 e 140 Ma, sugerindo dessa maneira períodos com altas taxas de sedimentação na mesma região, pois não houve uma tectônica que influenciasse no resfriamento, do mesmo modo que ocorre na Bacia de Kwanza e ao norte da Namíbia, como sugerido por Macgregor (2012) e pelas histórias térmicas de Raab *et al.*, (2002) e Menges *et al.*, (2013) que apontam um pequeno resfriamento nesse período, iniciado em ~123 Ma e acabado até ~60 Ma ao norte da Namíbia.

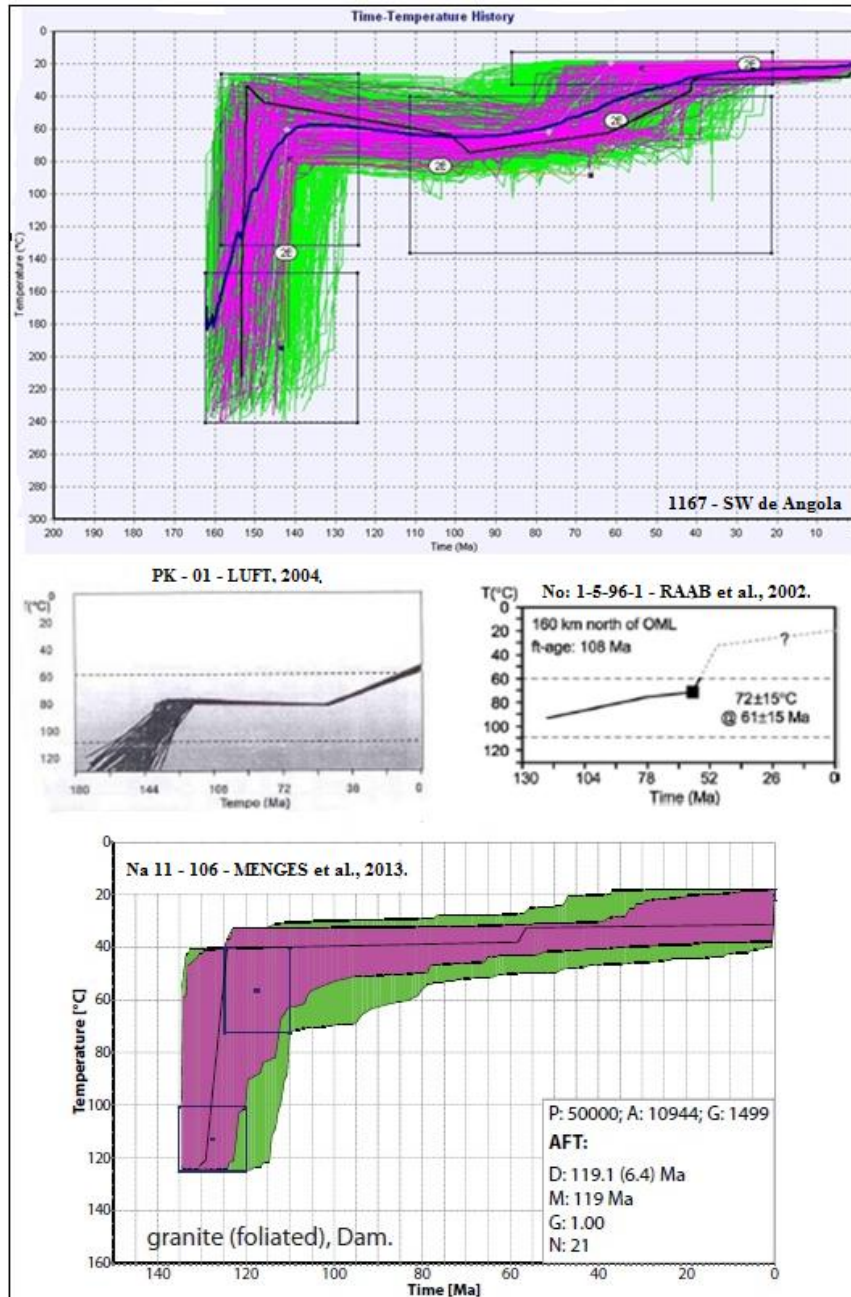
De acordo com os dados obtidos por Raab *et al.*, (2002) e Menges *et al.*, (2013), através de traços de fissão em apatita, o norte da Namíbia sofreu um período discreto de arrefecimento em torno de 70 Ma, informações que são obtidas também nas histórias térmicas retiradas da porção SW de Angola, que apresentam um resfriamento rápido e contínuo desde o Maastrichiano até o Eoceno (70 – 40 Ma), que foi quando o resfriamento começou a ser mais lento na região, ao contrário do aquecimento proposto por Hudec & Jackson (2004) na área da Bacia de Kwanza.

As histórias térmicas apresentadas por Raab *et al.*, (2002), Luft (2004) e Menges *et al.*, (2013) na porção norte da Namíbia, sugerem um resfriamento a partir do Paleógeno, ocasionado provavelmente por uma tectônica, divergindo das histórias térmicas apresentadas na porção SW de Angola. Da mesma maneira que é visto nas histórias térmicas ai SW de Angola (figura 49) no Cenozóico (~65 Ma), que sugere um

resfriamento muito mais lento do que o apresentado em outros períodos, contribuindo para uma época de poucos eventos que pudessem modificar a topografia, como sugere Macgregor (2012). O mesmo autor (além de BURKE & GUNNELL, 2008) atribui a quase todo o continente uma topografia baixa e plana, motivo pelo qual se facilitou as transgressões marinhas na África (exceto no sul). Para autores como Hudec & Jackson (2004) e Guiraud *et al.*, (2010), ocorreram no Cenozóico inúmeros soerguimentos de menor representatividade, que devido a sua dimensão, não foram capazes de interferir de uma maneira significativa em aspectos como a topografia e clima.

Ocorreu no Mioceno (20 – 10 Ma) uma elevação e resfriamento ao leste da Bacia de Kwanza, sugerido por Hudec & Jackson (2004) e corroborado por Groger *et al.*, (2013) (~11 Ma) e pelos estudos direcionados ao SW de Angola. Essas afirmações, também são vistas nos trabalhos ao norte da Namíbia (Raab *et al.*, (2002); Luft, (2004) e Menges *et al.*, (2013). Para Hudec & Jackson (2004) e Guiraud *et al.*, (2010), ocorreram soerguimentos e elevações recentes no Pleistoceno, da mesma maneira que é colocada pelas histórias térmicas obtidas ao SW de Angola, corroborando ainda com o resfriamento sugerido por Groger *et al.*, (2013).





**Figura 49: Comparação das histórias térmicas do SW de Angola (TFA 1167) e Norte da Namíbia, 1-5-96-1, PK -01 e NA11 -106, respectivamente amostras de RAAB et al., (2002), LUFT (2004) e Menges *et al.*, (2013).**

A região de Chibia (pertencente ao Grupo Chela, amostra 1169, figura 46) apresenta uma história térmica relativamente parecida com a mostrada pela Formação Leba (mesmo com uma altitude muito diferente, de aproximadamente 850 metros).

A partir de 160 Ma (Jurássico superior), ocorre um resfriamento abrupto até cerca de 140 Ma, que provavelmente foi motivado por uma tectônica (JACKSON & HUDEC, 2005). Da mesma maneira que é visto nas histórias térmicas da região ao SW

de Angola, onde é mostrado um resfriamento muito forte entre 170 e 160 Ma e através dos dados obtidos por Luft (2004).

Após esse abrupto resfriamento, inicia-se no Cretáceo inferior um período de aquecimento na região ao SW de Angola, e que também é visto por Luft (2004) em suas histórias ao norte da Namíbia. Entretanto, esses dados são totalmente divergentes das afirmações de Guiraud *et al.*, (2010), que afirmam ter ocorrido soerguimentos nas bacias de Angola (Kwanza e Benguela) logo após esse período, decorrentes do rifteamento que romperam instantaneamente ao longo da margem após a abertura do Atlântico Sul. Essa fase de resfriamento também é colocada pelos dados obtidos ao norte da Namíbia por Raab *et al.*, (2002) e Menges *et al.*, (2013), que apresentam no Cretáceo inferior, resfriamentos na área, decorridos por tectonismos que afetaram a região.

Segundo Hudec e Jackson (2002) e Jackson & Hudec (2005), ocorreu no Cenozóico na Bacia de Kwanza um levantamento tectônico da margem interna; nesse mesmo período na região ao SW de Angola, a história térmica apresenta um forte aquecimento, que iniciou-se em 60 Ma (Paleoceno) e perdurou até cerca de 20 Ma (Neógeno). Já para Menges *et al.*, (2013), na região ao Norte da Namíbia, prevalece nesse período uma estabilidade na região, que teve seu término em meados do Oligoceno (~30 Ma). Completamente contrário a essas duas evoluções sugeridas acima, Raab, *et al.*, (2002) e Luft, (2004) sugerem em seus estudos um resfriamento abrupto nesse período, ocasionados por tectonismo (LUFT, 2004).

No Neógeno (a partir de 20 Ma), a história térmica apresenta um resfriamento muito rápido, provavelmente motivado por um soerguimento (HUDEC & JACKSON, 2004), fato que é corroborado por Macgregor (2012), que afirma ter ocorrido um soerguimento em ambas as margens atlânticas. Essa afirmativas também são colocadas por Guiraud *et al.*, (2010) como levantamentos tectônicos recentes da margem sul de Angola, correspondendo a Escarpa de Chela nas Bacias de Kwanza e Benguela. Essas afirmações também são vistas nas histórias térmicas apresentadas ao SW de Angola (figura 50), e ao norte da Namíbia (RAAB, *et al.*, (2002); LUFT, (2004) e MENGES *et al.*, (2013), que corroboram com essas afirmações.

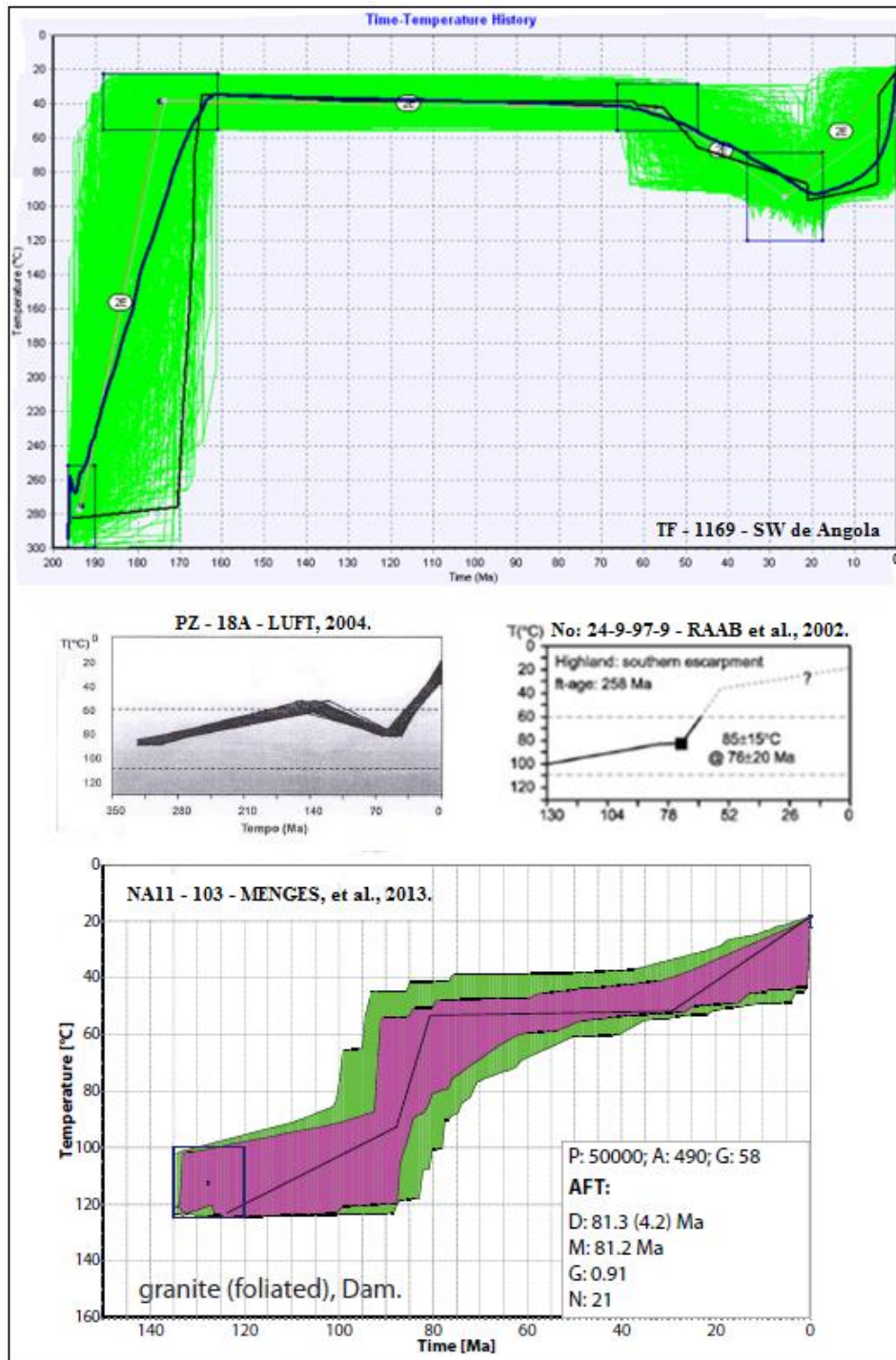


Figura 50: Comparação das histórias térmicas do SW de Angola (TFA 1169) e Norte da Namíbia, 24-9-97-9, PKB 16 e NA11 – 103, respectivamente amostras de RAAB et al., (2002), LUFT (2004) e Menges et al., (2013).

### 9.3. Discussão geológica (à nível de Angola)

Através das interpretações obtidas por meio da análise das cinco amostras coletadas ao SW de Angola, pode-se descrever uma evolução da área de estudos.

Essa evolução inicia-se no Jurássico, onde é possível determinar através das histórias térmicas, que a região passou por um período de resfriamento influenciado por um soerguimento seguido de rápida erosão, oriundos da abertura do Atlântico. A partir do Cretáceo inferior, inicia-se a deposição das bacias marginais tanto do lado africano (Kwanza, Benguela e Namibe), como do lado sul-americano. No retângulo o detalhe da área estudada que evoluiu para se individualizar como bacia de Namibe no Cenozóico (figura 51 a).

Após o soerguimento verificado no Cretáceo inferior devido a abertura do Atlântico, o período seguinte (Cretáceo Superior) segue relativamente estável, favorecendo a evolução da superfície africana, que nivela as formações rochosas próximas ao nível do mar (figura 51 b).

No Paleógeno, a região sofre soerguimentos que favorecem a erosão associada a retração lateral das vertentes, formando dois patamares, onde à montanha ocorre uma erosão e à jusante deposição. É neste momento, a amostra TF1167 registra aquecimento. (figura 51 c).

No Mioceno, ocorre uma reativação tectônica em cima de antigas falhas e o material sedimentar depositado anteriormente é evacuado para o litoral. As amostras são exumadas e inicia-se o surgimento de uma escarpa, que mais tarde se tornará a Escarpa de Chela. (figura 51 d).

No Neógeno, o perfil morfotectônico expõe os granitos do Supergrupo Congo Ocidental que estão expostos na parte Oeste da área de estudos, mas estão soterrados sob depósitos de talus quaternários, que desenvolveram-se através de soerguimentos observados no Plioceno, que deu as características atuais a Escarpa de Chela (figura 51 e).

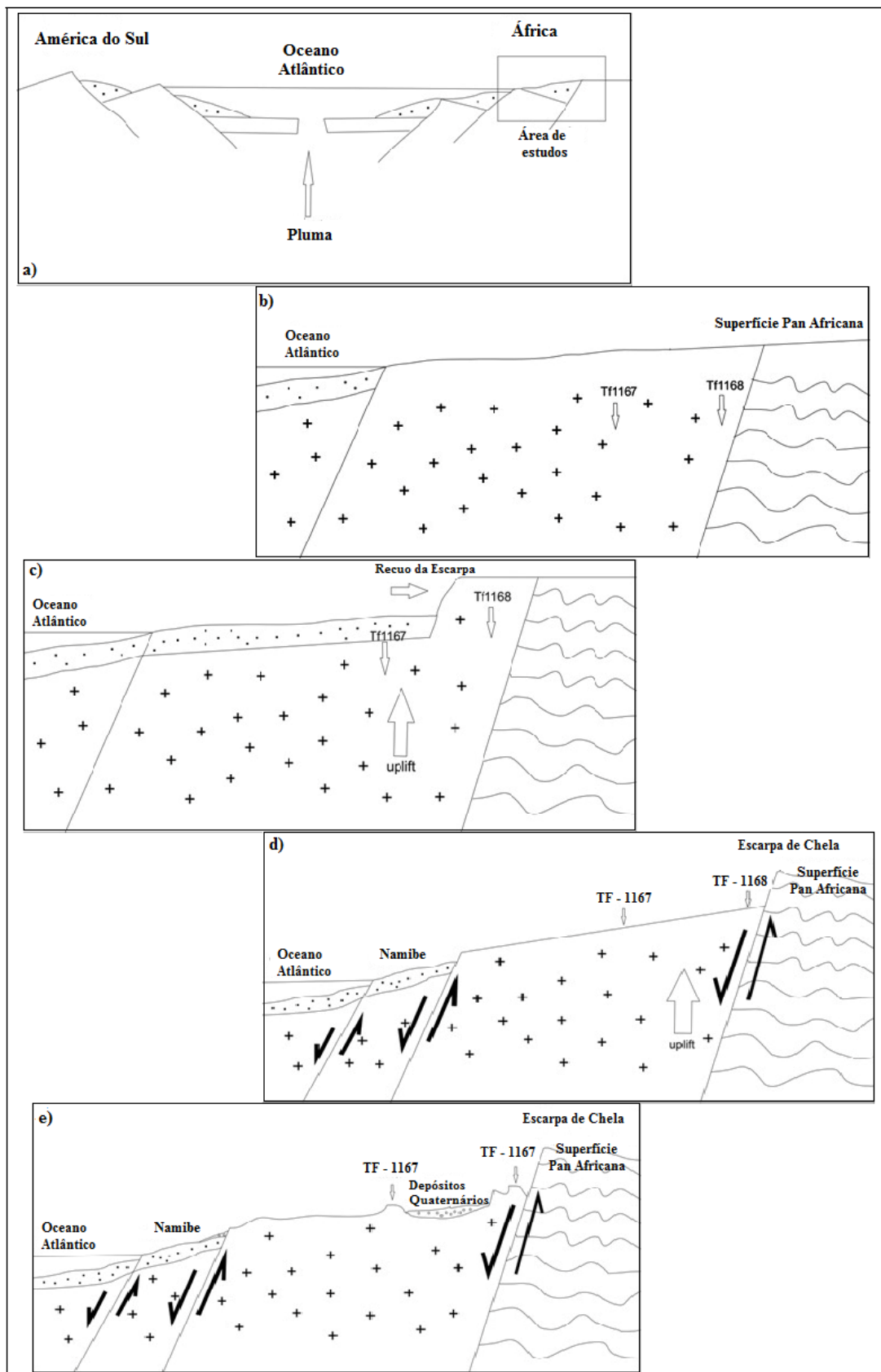


Figura 51: Evolução da margem angolana com referência a área de estudos (SW de Angolana).

#### 9.4. Relação entre os estudos termocronológicos em ambas as margens

O gráfico a seguir (figura 52) apresenta a relação das amostras estudadas em ambas as margens, podendo dessa maneira obter-se uma comparação entre os eventos ocorridos que afetaram as margens angolanas e sul-americanas.

Neste gráfico, estão representados os dados de Tello *et al.*, (2003); Hackspacher *et al.*, (2004) e Genaro, (2005) para a região da Serra da Mantiqueira e Gallagher *et al.*, (1994); Tello, *et al.*, (2003); Ribeiro, (2003) e Hiruma, (2007) para as amostras relacionadas a Serra do Mar. Enquanto a margem angolana, é representada pelos autores Raab *et al.*, (2002); Luft (2005) e pelas amostras datadas neste trabalho.

No gráfico referente a margem passiva brasileira, o período correspondente entre 300 e 150 Ma (Devoniano – Triássico), pode ser dividido em dois grupos: o primeiro grupo destoa-se de todo o resto por representar as maiores altitudes e também as idades mais antigas na Serra do Mar. O segundo agrupamento, posiciona as idades mais antigas da Serra da Mantiqueira próximas a altitudes que variam de 800 a 950 metros. Esses dois grupos assemelham-se pelo fato de terem ocorridos eventos tectônicos que soergueram a região, ocasionando maiores altitudes nas áreas, e que provavelmente estão relacionadas a evolução dos *riftes*, a exemplo de Gallagher *et al.*, (1994) na região da Serra da Mantiqueira e Hiruma (2007) na Serra do Mar. No gráfico apresentando as amostras da margem passiva africana, observa-se apenas duas amostras com altitudes muito distintas, mas que localizam-se ao norte da Namíbia e são atribuídas por alguns autores (RAAB *et al.*, (2002) e LUFT, 2004) como referentes a um vulcanismo (Karoo) que erodiu rapidamente no Jurássico inferior (~200Ma).

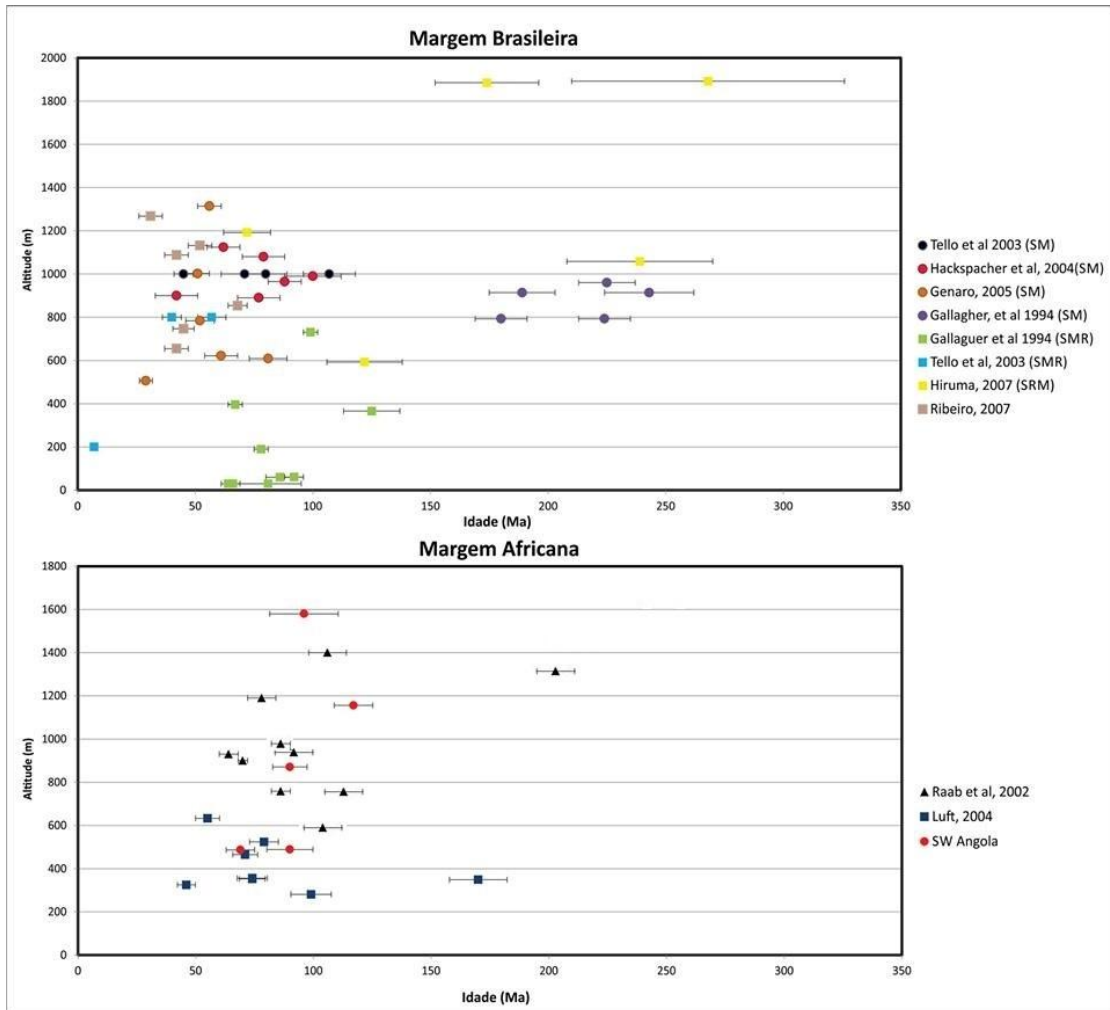
Os soerguimentos ocorridos no Cretáceo inferior decorrentes dos *riftes* que se formaram com a abertura do Oceano Atlântico (HACKSPACHER *et al.*, 2007) e o início do processo de rompimento do supercontinente Gondwana (FRANCO, 2006), são bem definidos na margem brasileira, como é apresentado no gráfico pelas amostras de Tello *et al.*, (2003) para a região da Serra da Mantiqueira e Gallagher *et al.*, (1994) e Hiruma (2007), para as amostras representadas na Serra do Mar. Estes dados são corroborados através das idades obtidas por este trabalho no embasamento da margem angolana, que também apresenta um soerguimento provavelmente oriundo da abertura do Oceano Atlântico.

Observa-se nos gráficos que tanto no lado africano quanto no lado sul-americano há um agrupamento de idades entre 100 e 50 Ma. Contudo, este agrupamento, no lado da margem passiva brasileira, mostra uma inclinação para esquerda dos dados, ou seja, áreas mais elevadas mostram uma tendência de idades mais novas. Esta observação vale para as feições geomorfológicas da área sudeste brasileira (Serra da Mantiqueira e Serra do Mar). Já do lado africano o agrupamento mostra uma tendência mais vertical. De acordo com o modelo de Braun (2002); esta tendência dos dados de idade e elevação são típicos de atividade tectônica de soerguimento rápido, ou seja, uma camada espessa da crosta resfria em um mesmo momento ou relativamente em um curto intervalo. A inclinação para esquerda mostra que atividades de reativação de falhas, durante evento tectônico, e movimentação ascendente de blocos colocam camadas crustais com idades mais novas lateralmente a camadas mais antigas de blocos vizinhos. Processos de erosão contribuem para a disposição final das idades ou zonas de paleo-temperaturas diferentes em superfície.

No período compreendido a partir do Eoceno (~50 Ma), nota-se no gráfico alusivo a margem passiva brasileira, uma sequência vertical em toda a região sudeste, o que pode estar relacionado a erosões ocorridas nessas áreas. A margem brasileira é maior representada pelas amostras de Ribeiro (2003), que destacam a origem das Bacias do Rifte Continental do Sudeste Brasileiro (RCSB) e reativações decorridas dos novos pulsos da Serra da Mantiqueira. Para as amostras referentes a margem angolana (RAAB *et al.*, (2002) e LUFT, 2004), é bem destacado o soerguimento lento que ocorre nessa margem, como é sugerido por Burke & Gunnell (2008) e Macgregor (2012), e que foram corroborados por Guiraud *et al.*, (2010) ao afirmar que o continente africano foi afetado por inúmeros soerguimento de menor expressão, que pouco modificaram o relevo da região.

Após o período Eoceno (~50 Ma), é observado no gráfico (figura 52), que ocorreu um evento na margem sul-americana, devido ao fato de uma grande quantidade de amostra apresentar o mesmo comportamento, que é aqui interpretado como sendo de um soerguimento, que pode ser comprovado através de autores como (GALLAGHER *et al.*, (1994); TELLO *et al.*, (2003); HACKSPACHER *et al.*, (2004); entretanto, essa proposta não pode ser afirmada na margem africana somente através do gráfico, pois a quantidade de amostras referentes a esse período é muito pequena.

A partir do Neógeno, não se pode afirmar quaisquer outras hipóteses apenas baseadas no gráfico, devido ao baixo número de amostras contidas nele. Essas ideias serão melhores abordadas no próximo capítulo, baseadas em dados obtidos em campo e na literatura de ambas as margens.



**Figura 52: Gráfico mostrando as idades x temperaturas das amostras das margens do SE do Brasil e das margens do SW de Angola e Norte da Namíbia.**

### 9.5. Relação entre as duas margens

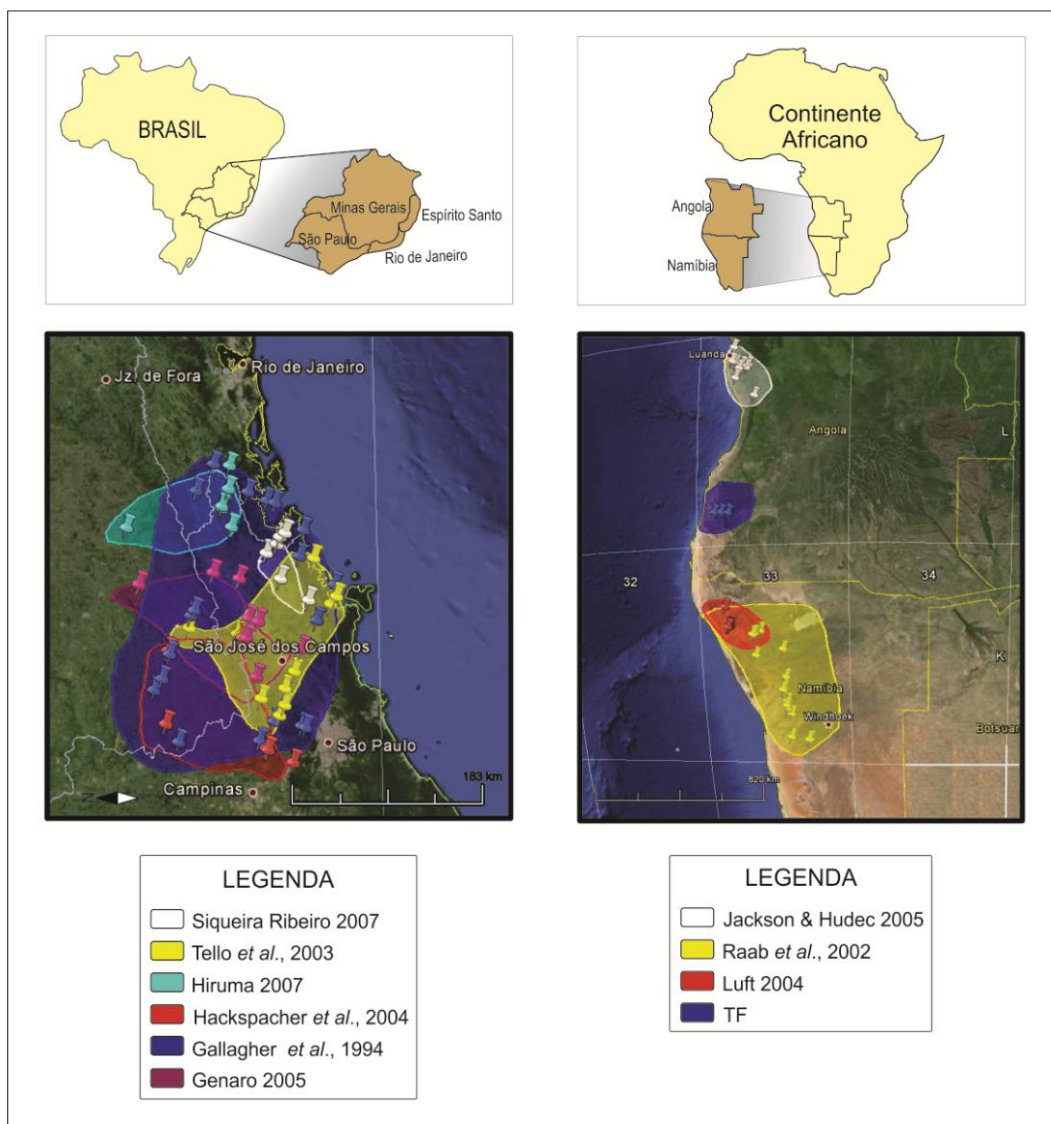
Devido ao fato dos continentes africano e sul-americano terem sido agrupados no passado, pode-se observar através da geologia e geomorfologia inúmeras semelhanças entre as margens, que podem ser exemplificadas através dos estudos feitos



por King (1956, 1962), que admite margens continentais e escarpas limitadas por pediplanações e superfícies soerguidas, onde estes planaltos de superfícies foram fortemente erodidos para fornecer sedimentos e que são vistos até hoje nas bacias marginais de ambos os continentes. Estas superfícies relatadas, são tidas para o autor como superfícies de peneplanação que foram erguidas nos dois continentes e denominadas como superfícies “Africana” e “Sul-americana” (KING, 1956, 1962; BURKE & GUNNEL, 2008).

Tendo como ponto de partida os trabalhos realizados por King (1956, 1962) para indagar as semelhanças geológicas e geomorfológicas entre as margens africanas e brasileiras (figura 53 e 54, que apresentam respectivamente as áreas onde foram coletadas as amostras revisadas neste trabalho e o contexto geológico referente a cada margem passiva do Atlântico Sul.) desde a abertura do Atlântico Sul (130 Ma), pretende-se nesta discussão apresentar e correlacionar a evolução dessas duas margens, de acordo com os dados obtidos nesse trabalho associados a visão de alguns autores como Raab, *et al.*, (2002); Tello *et al.*, (2003), Hackpacher *et al.*, (2004, 2007); Jackson & Hudec (2005); Guiraud *et al.*, (2010), Chaboureaud *et al.*, (2012), Macgregor, (2012), entre outros.

O Oeste do Gondwana (África e América do Sul) formou-se no Neoproterozóico (600 Ma), através da aglutinação de blocos continentais que formaram uma trama de orogênias oriundas do Panafricano e Brasileiro (TROMPETTE, 1996; ALKMIM *et al.*, 2006). A fase final dessa fusão ocorreu com a colisão entre os crátons do Congo/Kalahari (lado africano) com os crátons do Rio de La Plata/São Francisco (lado brasileiro) (GOSCOMBE & GRAY, 2008). No Triássico (~250 Ma), forma-se a superfície de erosão Gondwana, que foi descrita por King (1956) como sendo um período de resfriamento e estabilidade, o que ocasionou um aplainamento de grande parte do continente sul-americano e africano. Nesse período, em ~145 Ma, no Cretáceo inferior, iniciou-se os processos de *break-up* continental do Gondwana, que resultou na abertura do Oceano Atlântico e conseqüentemente na separação entre os dois continentes (BURKE & GUNNEL, 2008; GUIRAUD *et al.*, 2010; MACGREGOR, 2012).



**Figura 53: Mapa de localização das amostras de TFA revisadas nesse trabalho em ambas as margens do Atlântico Sul. Margem brasileira: Serra do Mar e Mantiqueira; Margem africana: Bacias de Kwanza, Benguela e Namibe.**

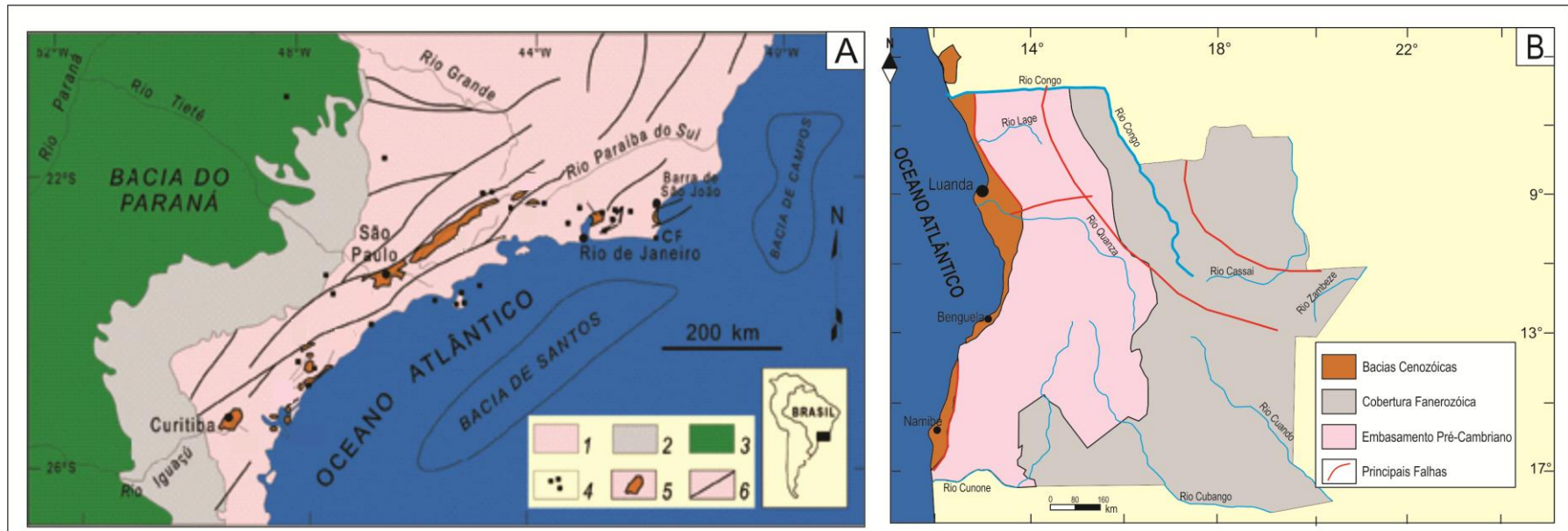


Figura 54: Contexto geológico regional do Rifte Continental do Sudeste do Brasil (RCSB). 1) embasamento pré-cambriano; 2) rochas sedimentares paleozóicas da Bacia do Paraná; 3) rochas vulcânicas toleíticas eocretáceas da Formação Serra Geral; 4) rochas relacionadas ao magmatismo alcalino mesozóico-cenozóico; 5) bacias cenozóicas do rifte. B - Contexto geológico regional da margem continental angolana. Figura A - modificada de Riccomini *et al.*, 1996 e figura B, Modificado de SGA (1993).

As margens adjacentes ao segmento central do Atlântico Sul, são compostas por dois domínios, que possuem uma evolução atribuída ao rifteamento ocasionado adjacente a pré-deriva: uma fase *rifte* é reconhecida caracterizada por blocos inclinados e camadas de crescimento, seguido da evolução das bacias (Kwanza, Benguela e Namibe) (CHABOUREAU *et al.*, 2012). Para Karner & Driscoll (1999) e Chaboureau *et al.*, (2012), o segmento central do Atlântico Sul é caracterizado por um afundamento em sua fase de bacia, ocorrido antes da deposição do sal e da acreção oceânica e depois por uma fase de fratura caracterizada por blocos de inclinação na crosta superior continental (ASLANIAN *et al.*, 2009)

A margem sudoeste africana possui uma evolução ligada à processos tectônicos, que se manifestaram primeiramente através de derrames de magmas basálticos Etendeka-Paraná (BURKE & GUNNEL, 2008; DAUTEUIL *et al.*, 2009; MACGREGOR, 2012) e erosivos, ligados a formação da superfície Gondwana, atribuída por King (1956) como sendo uma peneplanície ancestral do continente africano. Já a margem sudeste brasileira, o modelo evolutivo para alguns autores como Tello *et al.*, (2003) e Hackspacher *et al.*, (2004) esta relacionado a dinâmica morfotectônica, como as Serras do Mar e Mantiqueira; entretanto, para outros autores como (Zalán & Oliveira, 2005) o modelo evolutivo da paisagem, desenvolveu-se com total ausência de tectonismo após a abertura do Oceano Atlântico, envolvendo amplas regiões de embasamento e bacia, formando um megaplano, que mais tarde passaria a ser a Superfície Sul-Americana.

A abertura do Oceano Atlântico no Cretáceo inferior resultou no desenvolvimento tectônico pré, sin e pós *rifte*, que foi o responsável pela formação das Bacias marginais angolanas (Kwanza, Benguela e Namibe) (GUIRAUD & MAURIN, 1992) e por elevações decorrentes desse rifteamento; do lado brasileiro, esse rifteamento formou as bacias brasileiras de Santos e Campos (MILLANI *et al.*, 1998), e também deu início ao soerguimento marginal Serra da Mantiqueira, como mostrado pelos resultados de TFA de Tello *et al.*, (2003) e Hackspacher *et al.*, 2007.

No Cretáceo superior, ocorrem os maiores soerguimentos em ambas as margens, devido a alta taxa de fornecimento de sedimentos associado a uma

rápida evolução, como visto nos resultados deste trabalho e também descrito por diversos autores, como Raab *et al.*, (2002); Jackson & Hudec, (2005); Aslanian *et al.*, (2009); Macgregor *et al.*, (2010, 2012); Guiraud *et al.*, (2010); Chantounobue *et al.*, (2012). Essa superfície é chamada por King (1951) como superfície Africana e era composta por vales e planícies que obteve um nivelamento topográfico gradual, sendo considerada ainda como uma superfície desenvolvida em resposta à ruptura do Gondwana (KING, 1951).

Em aproximadamente 90 Ma, dados termocronológicos apresentam no sudeste do Brasil uma exumação tectônica e denudação de áreas de alta elevação, evoluindo durante o Cretáceo Superior em resposta ao desvio da Plataforma Sul Americana sobre uma anomalia térmica (TELLO *et al.*, 2003; HACKSPACHER *et al.*, 2004, 2007; KARL *et al.*, 2013), cuja passagem foi registrada por seqüências de eventos vulcânicos que geraram rochas alcalinas e diques (ZALÁN & OLIVEIRA, (2005); SOUZA, 2013). Após a criação do relevo, tem-se o início de um processo de erosão generalizado, que aplainou e nivelou toda a região sudeste do Brasil, com médias altimétricas de 2000 m, denominado de Superfície Sul-Americana, para King (1956) e Japi para Almeida (1964).

Nesse mesmo período, na região SSE do Brasil, a paisagem é marcada por processos de aquecimento entre 90 e 60 Ma, onde a elevação das isothermas foram registradas pelo método de TFA e estariam indicando um intenso soerguimento da Plataforma Sul Americana, estando associadas principalmente a atuação de alçamento de plumas mantélicas e afinamento crustal que causaram anomalias térmicas devido a entrada de magma em sub-superfície, relacionadas ao magmatismo alcalino (TELLO *et al.*, (2003) e HACKSPACHER *et al.*, (2004). Esse evento também é verificado de forma muito similar em regiões do continente africano, especialmente ao sul (DORANTI, 2013). Corroborando com essas afirmações, Macgregor *et al.*, (2010) sugerem que essa topografia desgastou-se em ambos os continentes até o final do Cretáceo, limitando-se a poucas elevações no planalto Sul-Africano. Ainda nesse período, é possível associar essas elevações a atividades ígneas decorrentes de eventos oriundos da abertura do oceano Atlântico (MACGREGOR *et al.*, 2010).

Amostras de TFA (descritas também neste trabalho) e inconformidades erosivas nas margens onshore, revelam elevações pós-rift nos segmentos de margens angolanas e sul-africanas (GALLAGHER & BROWN, 1999; JACKSON & HUDEC, 2005) e denudações pós-rift com vários quilômetros de amplitude nas margens de Namíbia e Angola (JACKSON & HUDEC, 2005). Na margem brasileira, na região central da Serra do Mar, ocorreu um soerguimento tectônico que ocasionou em uma mudança brusca em seu nível de base, de acordo com Siqueira-Ribeiro (2007). Esses dados foram corroborados por autores como Tello *et al.*, (2003) e Hackpacher *et al.*, (2004) que obtiveram resultados semelhantes. Este comportamento evolutivo foi muito semelhante com o verificado na África, como o caso do litoral da Namíbia e seu planalto interior como sugerem Gallagher & Brown (1999), assim como no caso da bacia de Kwanza em Angola nos estudos de Jackson & Hudec (2005). Associadas a outros dados e interpretações, as amostras de TFA também mostraram que em ~90 Ma e 60 Ma, ocorreu em ambas as margens um rápida denudação, que estava relacionado com a sedimentação das taxas das bacias adjacentes a essas regiões (SCOTESE, 2011).

Nesse momento, a margem angolana (Bacia de Kwanza, Benguela e Namibe) passou por períodos de baixas taxas de sedimentação, o que era favorecido pelo clima árido do mar de Angola (MACGREGOR, 2012). Por outro lado, baixas taxas de erosão ocorreram nas bordas angolanas e brasileiras (SE do Brasil). Para Jackson & Hudec (2005) e Guiraud *et al.*, (2010), a bacia de Kwanza possuía um declínio forte de exumação pós-rifte e elevação no interior e ao longo da margem terrestre em Angola, resultado da abertura do oceano Atlântico Sul no Cretáceo. A abertura do Atlântico causou ainda influências marinhas no domínio do norte do Brasil e na Bacia de Campos, causado por inundações vindas do oceano (CHABOUREAU *et al.*, 2012).

Dentro das Bacias marginais angolanas, a Falha Principal de orientação N-S controla a intensidade da elevação pós-rifte, como demonstrado por meio da análise de um conjunto de marcadores (dados de subsuperfície e anomalias gravimétricas) detectados geomorficamente na sucessão pós-rifte das bacias de Benguela e Kwanza, ocorridos no Cretáceo Superior ao Cenozóico, como

evidencia Guiraud, *et al.*, (2010) em seus estudos (figura 55) e corroborados por dados referentes a este trabalho.

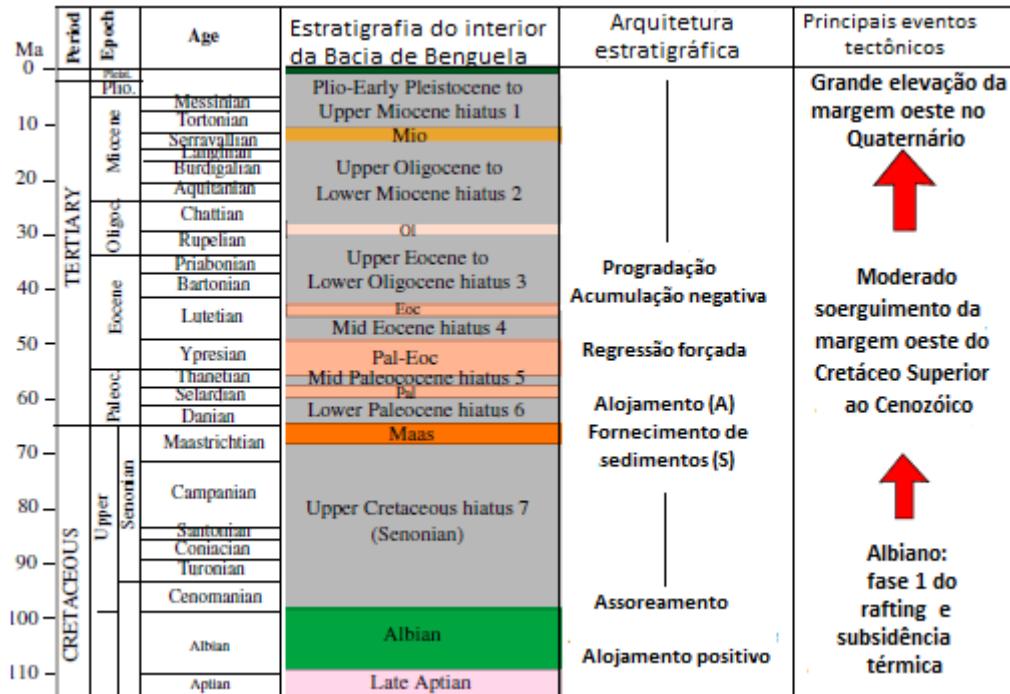


Figura 55: Coluna estratigráfica e resumo dos acontecimentos tectono-estratigráficos detectados na Bacia onshore de Benguela. Modificado de Guiraud *et al.*, 2010.

A evolução da margem atlântica passaria pelas seguintes fases evolutivas no Cenozóico, como descritas abaixo:

No Paleógeno, entre aproximadamente 65 – 55 Ma (Paleoceno) as duas margens obtiveram provavelmente o período de maior distinção (MACGREGOR, 2012). Nesse período, grande parte da região africana possui uma topografia baixa e plana, como é colocado por autores como Burke & Gunnell (2008) e Macgregor *et al.*, (2010, 2012); enquanto isso, na região da margem SE do Brasil, ocorrem topografias altas, com soerguimentos de idade entre 65 e 55 Ma (TELLO *et al.*, 2003). A superfície sul-americana é encontrada ainda em alguns pontos, como em extensos cumes planos e nivelados em torno de 1000 – 1300 m de altitude as Serras do Mar e Mantiqueira. Ainda na margem brasileira, ocorre nesse período reativações de falhas normais paralelas às zonas de cisalhamento anteriores em

um ambiente tectônico, ocasionadas por soerguimentos referentes a intrusões de rochas alcalinas (COGNE *et al.*, 2012; KARL *et al.*, 2013).

Em seguida, no Eoceno (+/- 56 – 33 Ma), as superfícies começam a sofrer mudanças, e as margens atlânticas africanas, da mesma maneira que as margens atlânticas sul-americanas começam a sofrer soerguimentos, porém, com pouca sedimentação (MACGREGOR, 2012). Nesse período, completa-se o ciclo da Superfície Africana, com seu aplainamento final, de acordo com os estudos de King (1951), porém, divergente do que diz Partridge & Maud (1987), que afirmam que essa superfície existiu tanto acima da Escarpa de Chela, como na superfície que se estende do sopé da Escarpa em direção ao litoral.

No Oligoceno (+/- 34 Ma), as glaciações permitem que ocorra uma inversão na taxa de sedimentação nas margens atlânticas africanas, passando a haver também um aumento na taxa de denudação nessas margens, diferente das margens atlânticas sul-americanas, que continuam com taxas baixas de sedimentação. No final desse período, começa a ocorrer um aumento na sazonalidade do clima global, diminuindo as taxas de sedimentação nas margens africanas do Atlântico Sul, e fazendo com que este tipo de clima se tornasse dominante em ambas as margens (MACGREGOR, 2012).

Durante o Mioceno, entre ~23 – 5.2 Ma, ocorre a maior taxa de sedimentação e maior soerguimento em ambas as margens do Atlântico Sul (Bacias de Kwanza e Santos), mudando o cenário nos continentes africano e sul-americano (MACGREGOR, 2012). Karl *et al.*, (2013) confirmam através de suas histórias térmicas um soerguimento lento ocorrido na região sudeste do continente sul-americano, enquanto Hudec & Jackson (2002), sugerem uma forte exumação ocorrida nesse período, sendo justificada por diversas linhas de evidências, como falésias e terraços marinhos no lado africano. Ainda nesse continente, ocorrem nesse período duas fases de tectonismo que elevaram a superfície local muito acima do que era antigamente, sendo a primeira fase de tectonismo ocorrida no início desse período (~22 Ma), com elevações que variaram entre 150 e 300 metros, e a segunda, ocorrendo no final desse período (~5 Ma), elevando ainda mais essa superfície a altitudes superiores a 900 metros, originando dessa maneira, a Escarpa de Chela (PARTRIDGE & MAUD, 1987). Corroborando com essas



ideias, Guiraud *et al.*, (2010) afirmam ter ocorrido uma elevação importante nesse período na planície costeira de Benguela e Kwanza (como apresentado pelas histórias térmicas desse trabalho), com taxas muito elevadas de soerguimento, que chegaram a variar de 776-1775 metros, o que provocou a recente exposição subaérea da região (Escarpa de Chela).

No Plioceno, as unidades estratigráficas expostas na era anterior, permanecem exumadas, ao invés de estarem cobertas por camadas mais jovens. No Pleistoceno, a maior parte do interior da bacia Kwanza manteve-se abaixo do nível do mar (JACKSON & HUDEC, 2005); fato este que é corroborado por Macgregor (2012), que afirma ter ocorrido um maior controle do clima, o que favoreceu as baixas taxas de sedimentação e topografia na Bacia.

Enquanto isso, no sudeste brasileiro, o relevo do Quaternário vem sendo moldado a partir de influências de processos climáticos e erosivos, sem atuação de tectonismos intensos, como afirma Almeida (1964), baseado na formação de novas superfícies através do retrabalhamento da Superfície Sul-Americana desde o seu soerguimento.

Esses eventos podem ser encontrados resumidamente na tabela a seguir (figura 56);

	MARGEM ANGOLANA	MARGEM SUL-AMERICANA
<b>Evolução</b>	Processo tectônico = Paraná-Etendeka (Burke; Macgregor).	Dinâmica morfotectônica = Serra da Mantiqueira e do Mar (Hackspacher, 2007).
<b>Evolução</b>	Processo erosivo = superfície Gondwana (King, 1951).	Evolutivo da paisagem = sem tectonismo = superfície sul-Americana (Zalán e Oli, 2005).
<b>Abertura</b>	Bacias (Guiraud, 1992).	Serra da Mantiqueira (Tello et al., 2003 e Hackspach, 2007) Bacias (Millani et al., 1998)
<b>Cretáceo Superior</b>	Maiores soerguimentos devido a alta taxa de fornecimento de sedimentos associado uma rápida evolução decorrente do ifteamento.	Nossos dados + Raab et al., (2002); Jackson & Hudec, (2005); Aslamian et al., (2009); Macgregor et al., (2010, 2012); Guiraud et al., (2010); Chantounobue et al., (2012).
<b>Cretáceo Superior</b>	Desgaste da topografia e poucas elevações = atividade das igneas de eventos associados a abertura (Macgregor, 2012).	Exumação tectônica e denudação (Tello e Hackspacher) = criação de um relevo e início de uma erosão generalizada (aplainamento) = Superfície Sul-Americana (~90Ma).
<b>Paleógeno (65 – 20 Ma)</b>	Topografia baixa e plana (Burke e Gunnel; Macgregor, 2012). Completa-se o ciclo da sup. Africana = aplainamento final (+/- 56 Ma) (King, 1951);	Topografias altas (Tello et al., 2003); RCSB (65 Ma) (Riccomini et al., 1996) e reativações de falhas (Cogne et al., 2012; Karl et al., 2013); final do ciclo da sup. Sul-Americana – início da sup. Velhas (Hackspacher et al., 2007; Ribeiro, 2007).
<b>Falha Principal</b>	Controla a intensidade da elevação pós-rift nas Bacias (Guiraud et al., 2010 + nossos dados)	
<b>Mioceno (23 – 5 Ma)</b>	Grandes soerguimentos (Escarpa de Chela) em ~20 e 5 Ma (Patridge e Maud; Macgregor, Guiraud e Buta-Neto + nossos dados).	Soerguimento lento (Karl et al., 2013);

Figura 56: Tabela representando as principais evoluções em ambas as margens.

## 10. CONSIDERAÇÕES FINAIS

Através dos estudos referentes as amostras coletadas ao SW de Angola, somada a informações trazidas pela bibliografia, foi possível demonstrar que a evolução de ambas as margens foi policíclica.

Essas duas margens tiveram um desenvolvimento igual até a abertura do Oceano Atlântico, em ~130 Ma, quando houve a separação. A partir desse quebramento, ambas as margens apresentaram evoluções semelhantes até determinado período (Paleógeno), quando a influência do rompimento ocasionado pelos riftes continentais já não era o suficiente para modificar o relevo dessas margens. A partir do momento em que essa dorsal já não influenciava mais na evolução, ambas as margens começaram a ter evoluções tectônicas distintas, como pode ser demonstrado por esse trabalho.

Durante o Cretáceo Superior, ocorrem soerguimentos em ambas as margens, ocasionados por altas taxas de sedimentos associados ao clima e a uma rápida evolução. Pode-ser atribuir esses eventos a atividades ígneas oriundas ainda do rifteamento ocorrido na abertura do Oceano Atlântico. Essa afirmações podem ser observadas nas histórias térmicas apresentadas neste trabalho, como mostra a figuras 42 e 43, que correlacionam as histórias térmicas obtidas ao SW da margem angolana com as de Raab *et al* (2002), Luft (2004) e Menges *et al.*, (2013), ao norte da Namíbia.

A diferença evolutiva encontrada em ambas as margens, ocorre a partir do momento em que a superfície Sul-Americana passa a ser deformada pelas flexuras e falhas que surgem no Paleoceno com o soerguimento da Serra do Mar e do *rifte* continental (ALMEIDA & CARNEIRO, 1998; DORANTI, 2013), diferente do que ocorre na região do oeste africano, que não apresenta nesse período grandes eventos que pudessem deformar a superfície Africana, como descrito por Macgregor (2012) e corroborado pelas histórias térmicas ao SW de Angola, que apresentam um resfriamento mais lento. Esses eventos que passariam a modificar o relevo, só ocorreram em fases de soerguimento que teriam sido posteriores ao período Mioceno (GUIRAUD *et al.*, (2010);

MCGREAGOR, (2012) e DORANTI (2013) e visto também na história térmica da figura 43, que mostra um forte resfriamento nesse período.

A partir do Mioceno, ocorre na margem angolana grandes elevações, que modificaram o relevo, como a Escarpa de Chela, que é bem definida por Guiraud *et al.*, (2010) e pela história térmica da figura 43, como descrito acima. Enquanto no lado do sudeste brasileiro, o relevo (superfície Sul-Americana) também é transformado por processos climáticos erosivos, porém, sem a atuação de tectonismo.

Diante disso, pode-se concluir ao comparar os estudos em ambas as margens, que uma evolução cíclica erosiva e climática não é coerente com os estudos obtidos, sugerindo que esse desenvolvimento do relevo tenha se dado a partir de evoluções policíclicas em ambas as margens do sul do Oceano Atlântico.

## 11. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALKMIM, F.F., MARSHAK, S. PEDROSA-SOARES, A.C., PERES, G.G., CRUZ, S.C.P. & WHITTINGTON, A. Kinematic evolution of the Araçuaí–West Congo orogen in Brazil and Africa: Nutcracker tectonics during the Neoproterozoic assembly of Gondwana. **Precambrian Research**, 149: 43-63. 2006.

ALMEIDA, F.F.M. de. Fundamentos Geológicos do relevo Paulista. **Boletim Instituto de Geografia e Geologia-IGG-USP** - São Paulo: v. 41, 169-263. 1964.

ALMEIDA, F. F. M. Origem e Evolução da plataforma brasileira. Rio de Janeiro, DNPM, 36 p. (**Boletim 241**), 1967.

ALMEIDA, F.F.M.de, HASUY, Y; BRITO NEVES, B.B. de., FUCK, R.A. As Províncias estruturais brasileiras. In: **SBG, Simpósio Geol. NE**, 8, Campina Grande, pag 363-391. 1977.

ALMEIDA F.F.M. de. Relações tectônicas das rochas alcalinas mesozoicas na região meridional da Plataforma Sul-Americana. **Revista Brasileira de Geociências**, 13(3): 139-158. 1983.

ALMEIDA, F.F.M. & CARNEIRO, C. DAL RE. Origem e evolução da Serra do Mar. **Revista Brasileira de Geociências**, v.28, n.2, p.135-150. 1998.

AMADOR, E.S. Estratigrafia e sedimentação da Bacia de Resende. *Na*. **Academia Brasileira de Ciências**, volume 47; p.181-234. 1975.

ASLANIAN, D., MOULIN, M. OLIVET, J.-L, UNTERNEHR, P., MATIAS, L., BACHE, F., RABINEAU, M., NOUZÉ, H., KLINGELHOEFER, F., CONTRUCCI, I. & LABAILS, C. Brazilian and African passive margins of the Central Segment of the South Atlantic Ocean: kinematic constraints, **Tectonophysics** (Special Issue: role of magmatism), 468, 98-112. 2009.

B EGLINGER S. E., DOUST HARRY, CLOETINGH SIERD. Relating petroleum system and play development to basin evolution: West African South Atlantic basins. **Marine and Petroleum Geology**, 1-25, 2012.

BIGAZZI G. Length of fission track and the age of muscovite samples. **Earth and Planetary Science Letters**, 3: 313-318. 1967.

BRAUN, J. Quantifying the effect of recent relief changes on age-elevation relationships. **Earth and Planetary Science Letters** , v. 200, p. 331-343, 2002.

BRICE, S.E., COCHRAN, M.D., PARDO, G., EDWARDS, A.D. Tectonics and sedimentation of the South Atlantic rift sequence: Cabinda, Angola. In: **Studies in Continental Margin Geology**, 5-20. 1982.

BROWN, R.W. **A fission track thermochronology study of the tectonic and geomorphic development of the sub-aerial continental margins of southern Africa.** Bundoora/Australia. Phd Thesis, LA Trobe University. 1992.

BROWN, R.W., GALLAGHER, K., GLEADOW, A.J.W. Morphotectonic evolution of the South Atlantic margins of Africa and South America, in M. A. Summerfield (ed), **Geomorphology and Global Tectonics**, JohnWiley and Sons Ltd., Chichester, p. 255-281. 2000.

BURKE, K. and GUNNEL, Y. The African erosion surface: A continental-scale synthesis of Geomorphology, tectonics, and environmental change over the past 180 million years. **The Geological Society of America**, Memoir, 201, Boulder, Colorado, USA, 65p. 2008.

BUTA-NETO, A. **Analyse des interactions tectonique salifère – sédimentation grés carbonate albienne dans le bassin onshore de Benguela (Marge sud angolaise).** In: Unpublished PhD thesis, Université de Bourgogne, Dijon, France, 180 pp. 2006.

CARTWRIGHT, JOE; STWART, ROGER; CORNER, BRANKO. Regional Geology and Tectonics: Phanerozoic Passive Margins, Cratonic Basins and Global Tectonic

Maps. **Conjugate margins of the South Atlantic: Namibia** - Pelotas. Pages 202–221, 2012.

CARVALHO, H. Breves considerações de natureza geológica e de cronologia absoluta sobre as rochas do soco antigo (Arqueano) de Angola. **Boletim Geológico de Portugal** 22, 307-314.1983.

CHABOUREAU, A.C; GUILLOCHEAU, F., ROBIN, C., ROHAIS, S., MOULIN, M. and ASLANIAN, D. Palaeogeographic evolution of the central segment of the South Atlantic during Early Cretaceous times: Palaeotopographic and geodynamic implications. **Tectonophysics**, 2012.

COGNÉ, N., GALLAGHER, K., COBBOLD, P.R., RICCOMINI, C., GAUTHERON, C. Post break-up tectonics in southeast Brazil from thermochronological data and combined inverse forward thermal history modeling. **Journal of Geophysical Research** 117, B11413. 2012.

CPRM/SGB – COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS/SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL) /SGM – SUPERINTENDÊNCIA DE GEOLOGIA E MINE166 São Paulo, UNESP, **Geociências**, v. 29, n. 2, p. 141-169, 2010. RAIS DE GOIÁS. **Mapa geológico do Estado de Goiás e Distrito Federal**. 1:500.000. Brasília: CPRM-SGB, 2008.

CUGLIERI, M. A. A. **Modelagem termocronológica das bacias de Taubaté e São Paulo, e adjacências, leste do estado de São Paulo**. Trabalho de conclusão de curso pela Universidade Estadual Paulista, Instituto de Geociências e Ciências Exatas. Rio Claro, 2010.

DAUTEUIL O., BOUFFETTE, J. and TOTEU F. The Changing faces of África: elements of African geology. **Commission for the Geological Map of the World**, France, 2009.

DORANTI, C. **Evolução Geomórfica e Modelagem Termocinemática 3d da Região do Planalto de Poços de Caldas (SP/MG)**. Tese de Doutorado pela Universidade

Estadual Paulista Instituto de Geociências e Ciências Exatas Campus de Rio Claro, 155p, 2013.

DUARTE-MORAIS, M.L., & SGROSSO, I. The Meso-Cenozoic succession of the Benguela Basin exposed in the surroundings of Benguela between Lobito & Dombe Grande. In: **International Congress Geoluanda**, 2000.

DUNKL, ISTVÁN. The additional parameters - a short introduction to the data handling with TRACKKEY 4.1. **On Track**, vol. 11/1, 19-22. 2001.

DUVAL, B., CRAMEZ, C., JACKSON, M.P.A. Raft tectonics in the Kuanza Basin, Angola. **Petrol. Geol.** 9, 389-404. 1992.

ERNESTO, M., RAPOSO, M. I. B., MARQUES, L. S., RENNE, P. R., DIOGO, L. A., DE MIN, A. Paleomagnetism, geochemistry and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating of the North-eastern Paraná magmatic province: tectonic implications. **Journal of Geodynamics**, v. 28, p. 321-340, 1999.

FEIO, MARIANO. **A evolução da escadaria de aplanções do sudoeste de Angola**. Garcia da Orla, volume 12, n 2, 369p, Lisboa. 1964.

FEIO, MARIANO. **O Relevo do sudoeste de Angola**. Junta de Investigação Científica do Ultramar, Lisboa, 356p. 1981.

FERNANDES, A.J. & CHANG, H.K. **Modelagem gravimétrica da Bacia de Taubaté – Vale do Rio Paraíba do Sul, leste do Estado de São Paulo**. Rev. Brás. Geof., 19. p. 131-144. 2001.

FLEISCHER, R.L.; PRICE, P.B.; WALKER, R.M. Effects of temperature, pressure, and ionization on the formation and stability of fission tracks in minerals and glasses. **Journal of Geophysical Research**, v. 70, p. 1497–1502, 1965.

FRANCO, A.O.B. **Termocronologia por traços de fissão em apatitas na região do Arco de Ponta Grossa, entre os Alinhamentos de Guapiara e São Jerônimo-Curiúva**. Tese de Mestrado pela Universidade Estadual Paulista Instituto de Geociências e Ciências Exatas Campus de Rio Claro, 141p, 2006.

FRANCO-MAGALHÃES, A.O.B. **Exumação tectônica e evolução associada do relevo No arco de ponta grossa, sul-sudeste do Brasil.** Tese de Doutorado pela Universidade Estadual Paulista Instituto de Geociências e Ciências Exatas Campus de Rio Claro, 149 p, 2009.

FRANCO, A. O. B et al., 2005. Historia Térmica Do Maciço Alcalino De Poços De Caldas (SP/MG) e Adjacências Através da Análise de Datação por Traços de Fissão em Apatitas. **Revista Brasileira de Geociências** 35(3): 351-358.

FREITAS, M. de S. **Estratigrafia de Alta Resolução e Geoquímica Orgânica da Formação Tremembé, Terciário da Bacia de Taubaté, na região de Taubaté-Tremembé-SP** Dissertação de Mestrado. UERJ. 2007.

GALLAGHER, K., HAWKEWORTH, C.J., MANTOVANI, M.S.M. The denudation history of onshore continental margin of S.E. Brazil inferred from fission track data. **Journal Geophysical Research**, 99, p. 18117-18145. 1994.

GALLAGHER, K. & BROWN, R. The Mesozoic denudation history of the Atlantic margins of Southern Africa and Southeast Brazil and the relationship to offshore sedimentation. In: Cameron, N. R., Bate, R.H. & Clure, V. S. (eds) *The Oil and Gas Habitats of the South Atlantic*. **Geological Society**, London, Special Publications, 153, 41–54. 1999.

GENARO, D.T. – **Soerguimento, exumação e denudação, a partir do fanerozóico, na região do Vale do Paraíba do Sul.** Dissertação de Mestrado apresentada a Universidade Estadual Paulista UNESP- Campus Rio Claro, Rio Claro, 60p. 2005.

GENARO, D.T. **Contribuição ao Conhecimento de Processos Atuantes no Rifteamento Continental, por Traços de Fissão em Zircões e Apatitas, Aplicados no Rife Continental do Sudeste do Brasil, Bacias de Taubaté, Resende, Volta Redonda e Circunvizinhanças.** Tese de Doutorado pela Universidade Estadual Paulista – Júlio de mesquita Filho. 150 p, 2008.



GLEADOW, A.J.W., BROWN, R.W. Fission track thermochronology and the long-term denudational response to tectonics, pp. 57-76. In: **Geomorphology and Global Tectonics** edited by M.A. Summerfield, 361pp. 2000.

GODOY, D. F. DE. **Historia Térmica E Denudação Do Maciço Alcalino De Poços De Caldas E Circunvizinhanças: Área Norte**. Trabalho De Graduação – Igce-Unesp, Rio Claro-Sp. 2003.

GONÇALVES, A.O: **Caracterización mineralogical, geoquímica y petrogénicas de las pegmatitas graníticas de Giraúl, Namibe - Angola**. Tese de Doutorado apresentado a Universidade de Zaragoza, 2009.

GOSCOMBE BEN D. & GRAY DAVID R. Structure and strain variation at mid-crustal levels in a transpressional orogen: A review of Kaoko Belt structure and the character of West Gondwana amalgamation and dispersal. **Gondwana Research** 45–85. 2008.

GREEN, P. F.; DUDDY, I. R.; GLEADOW, A. J. W.; TINGATE, P. R.; LASLETT, G. M. Thermal Annealing of Fission Tracks in Apatite - A Qualitative Description. In: **Chemical Geology (Isotope Geoscience Section)**. 59 p. 237-253, 1986.

GROGER, H.R., MACHADO, V. & DI PINTO, G. Uplift, exhumation and erosion along the Angola continental margin: an integrated approach. **Geophysical Research Abstracts**. Volume 15, EGU, 2013.

GUIRAUD, R., MAURIN, J.C. Le rifting en Afrique au Cré tace´ infe´ rieur: synthe` se structurale, mise en evidence de deux phases dans la gene` se des basins, relations avec les ouvertures oce´ aniques pe´ ri-africaines. **Bull. Soc. Ge´ ol. Fr.** 162 (5), 811–823. 1992.

GUIRAUD, M., BUTA-NETO, A. & QUESNE, D. Segmentation and differential post-rift uplift at the Angola margin as recorded by the transform-rifted Benguela and oblique-to-orthogonal-rifted Kwanza basins. **Marine and Petroleum Geology**, 27, 1040–1068. 2010.

GUEDES S., HADLER N.J.C., SARKIS J.E.S., OLIVEIRA K.M.G., KAKAZU M.H., IUNES P.J., SAIKI M., TELLO SAENZ. C.A. & PAULO S.R. Spontaneous-fission decay constant of  $^{238}\text{U}$  measured by nuclear track techniques without neutron irradiation. **J. Radioanal. Nucl. Chem.** 258:117-122. 2003.

HAACK, U. Reconstruction of the cooling history of the Damara Orogen by correlation of apatite fission track annealing: Experimental measurements of density and length in basal and randomly oriented fenes. **Ninth International Conference on Fission Track Dating and Thermochronology. Lorne, Extended Abstracts.** Australia. Pp. 143-145. 1983.

HACKSPACHER, P.C., RIBEIRO, L.F.B., RIBEIRO, M.C.S., FETTER A.H, HADLER NETO J.C., TELLO C.E.S. AND DANTAS E.L. Consolidation and Break-up of the South American Platform in Southeastern Brazil: **Tectonothermal and Denudation Histories**, 2004.

HACKSPACHER, P.C; RIBEIRO, C.S; CONCEIÇÃO, B. Morphotectonic contrast between the South Atlantic margins: apatite/zircon fission track and (U-Th)\He ages along profiles at southeast Brazil and Angola. **Thermo 2010, 12<sup>th</sup> International Conference on Thermochronology**, Glasgow, 2010.

HALLIDAY, D.; RESNICK, R.; WALKER, J. **Fundamentals of Physics**, John Wiley & Sons Inc (sea) Pte Ltd., 1328 pags, 2002.

HARRIS, N. B., K. A. HEGARTY, P. F. GREEN, AND I. R. DUDDY, Distribution, timing and intensity of major tectonic events on the West African margin from Gabon to Namibia: Results of a regional apatite fission track study, paper presented at **AAPG Annual Convention, Am. Assoc. Pet. Geol.**, Salt Lake City, Utah. 2002.

HASUI, Y. A Grande Colisão Pré-Cambriana do Sudeste Brasileiro e a Estruturação Regional. São Paulo, UNESP, **Geociências**, volume 29, n. 2, p. 141-169. 2010.

HIRUMA, S. T. – **Significado morfotectônico dos planaltos isolados da Bocaina.** Tese de doutoramento, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, 205p., 2007.

HIRUMA, T.S., RICCOMINI, C., MODENESI-GAUTTIERI, M.C., HACKSPACHER, P.C., HADLER-NETO, J.C., FRANCO-MAGALHÃES, A.O.B. Denudation history of the Bocaina Plateau, Serra do Mar, southeastern Brazil: Relationships to Gondwana breakup and passive margin development. **Gondwana Research**, pag, 14. 2010.

HUDEC, M. R., and M. P. A. JACKSON. Structural segmentation, inversion, and salt tectonics on a passive margin: Evolution of the Inner Kwanza Basin, Angola, **Geol. Soc. Am. Bull.**, 114, 1222 – 1244. 2002.

HUDEC, M. R., and M. P. A. JACKSON. Regional restoration across the Kwanza Basin, Angola: Salt tectonics triggered by repeated uplift of a metastable passive margin, **AAPG Bull.**, 88, 971 – 990. 2004.

IUNES, P. J., HADLER NETO, J. C., BIGAZZI, G. TELLO SAENZ, C. A., GUEDES, S. O. PAULO, S. R. 2002. Durango Apatite Fission Track Dating Using Length based Age Corrections and Neutron Fluence Measurements by Natural Thorium thin Films and natural U-doped Glasses Calibrated Through Natural Uranium Thin Films. **Chemical Geology** 187, pp. 201-211. 2002.

JACKSON, M. P. A. & HUDEC, M. R. The great West African Tertiary coastal uplift: fact or fiction? A perspective from the Angolan divergent margin. **Tectonics**, 24. 2005.

KARL MARKUS, GLASMACHER, ULRICH A., SEBASTIAN KOLLENZ, FRANCO-MAGALHAES ANA O.B., STOCKLI DANIEL F., HACKSPACHER. PETER C. Evolution of the South Atlantic passive continental margin in southern Brazil derived from zircon and apatite (U–Th–Sm)/He and fission-track data. **Tectonophysics** 604 224–244. 2013.

KARNER, G.D., DRISCOLL, N.W. Tectonic and stratigraphic development of the West African and eastern Brazilian Margins: insights from quantitative basin modelling. In: Cameron, N.R., Bate, R.H., Clure, V.S. (Eds.), *The Oil and Gas Habitats of the South Atlantic*. **Geol. Soc. Spec. Pub.**, 153, pp. 11–40. 1999.

KING, L. C. South African Scenery, 2nd ed., 379 pp., Oliver and Boyd, **White Plains**, n. Y. 1951.

KING L.C. A geomorfologia do Brasil Oriental. **Rev. Bras. Geoc.**, 18:147-265. 1956.

KING, L.C. The morphology of the Earth. Oliver and Body, Edinburgh, 726p. 1962.

LEINZ, V. & AMARAL, S.E. **Geologia Geral**. 8.ed. São Paulo : Ed. Nacional, 1980.

LOCZY, L. & LADEIRA, E.A. Geologia estrutural e introdução à geotectônica. São Paulo, Edgard Blücher, 528 p. 1976.

LUFT, F.F.. **Evolução termo-tectônica da porção NW da Namíbia e implicações na Bacia de Walvis. Monografia em Geociências**, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 105p, 2004.

LUFT, F. F; LUFT JÚNIOR, J. L; CHEMALE JÚNIOR, F; LELARGE, M. L. M. V; ÁVILA, J. N. Post Gondwana Break-Up Records: Constraints from Apatite Fission Track Thermochronology in the NW Namibia. **Radiation Measurements**, São Francisco, 2005.

MACGREGOR, DUNCAN. Understanding African and Brazilian Margin Climate, Topography and Drainage Systems, Implications for Predicting Deepwater Reservoirs and Source Rock Burial History. **Search and Discovery Article** - 10270, 2010.

MACGREGOR, D.S. Late Cretaceous-Cenozoic sediment and turbidite reservoir supply to South Atlantic margins. 2012, **Geological Society, London, Special Publications** v.369, first published March 19, 2012.

MARZOLI, A., RENNE, P.R., PICCIRILLO, E.M., ERNESTO, M., BELLINI, G., and DE MIM, A. extensive 200 millions-year-old continental flood basalts of the central Atlantic magmatic province. **Science**, v.284, p. 616-618. 1999.

MASLANYJ, M.P., LIGHT, M.P.R., GREENWOOD, R.J., BANKS, N.L. Extension tectonics offshore Namibia and evidence for passive rifting in the South Atlantic. **Marine and Petroleum Geology** 9,590– 601. 1991.

MENGES, D., GLASMACHER, U. A., ZENTNER, H., KARL, M., HACKSPACHER, P., SCHNEIDER, G. Thermal history and evolution of the South Atlantic passive continental margin in northern Namibia. **Thermo Archaeo Competence in Geosciences**. 2013.

MILANI E.J. **Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana sul-ocidental**. Porto Alegre, Instituto de Geociências, UFRGS, Tese Doutorado, 255 p. 1997.

MILANI, E. J.. Comentários sobre a origem e evolução tectônica da Bacia do Paraná. 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**. Editora Beca, São Paulo: 265-279. 2004.

MILANI, E.J. RAMOS, V.A. Orogenias paleozóicas no domínio sul-ocidental do Gondwana e os ciclos de subsidência da Bacia do Paraná. **Revista Brasileira de Geociências**, 28(4): 527-544.1998.

MILANI, E.J.; MELO, J.H.G; SOUZA. P.A.; FERNANDES, L.A.; FRANCA, A.B. Bacia do Paraná. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, v. 15, n. 2, p. 265-287, 2007.

MORAIS, M.L., PUTIGNANO, M.L., SGROSSO, I., VALENTE, A. Stratigraphical and sedimentological features of the Neogene to Quaternary succession around Luanda (Angola, southwestern Africa). **Africa Geosciences Rev.** 7, 19–38. 2000.

MORAIS, M.L., SGROSSO, I., DE CAPOA, P., CASTELLANO, M.C., PUTIGNANO, M.L. Evidence from the área around Benguela (Angola) of a peculiar tectonic activity in the Late Cretaceous. **Africa Geoscience Review.** 8: 57-66. 2001a.

MORAIS, M.L., SGROSSO, I., PUTIGNANO, M.L. The meso-Cenozoic sucession of the Kwanza Basin outcropping in the surroundings of Benguela between Lobito and Dombe Grande.2001b, **Africa Geoscience Review.** 8: 239-255. 2001b.

MOREIRA, J.L.P.; MADEIRA, C.V.; GIL, J.A.; MACHADO, M.A.P.; **Boletim Geociências da Petrobras** – Bacia de Santos. Volume 15, n.2, p.531-549. Rio de Janeiro, 2007.

NYAMBE, I.A., KAWAMYA, V.M. Approaches to sustainable minerals development in Zambia. In MARKER, B.R., PETTERSON, M.G., McEVOY, F., STEPHERSON, M.H.: Sustainable minerals operations in the developing world. **Geologic Society Special**. Published 250: 73-86. 2005.

PARTRIDGE, T. C., & R. R. MAUD. Geomorphic evolution of southern Africa since the Mesozoic, **S. Afr. J. Geol.**, 90, 179 – 208. 1987.

RAAB, M.J; BROWN, R.W; GALLAGHER, K; CARTER, A; WEBER, K. Late Cretaceous reactivation of a major crustal shear zones in northern Namibia: constraints from apatite fission track analysis. **Tectonophysics**, 349: 75-92. 2002.

REINERS, P.W., EHLERS, T.A. (Eds.) Low-Temperature Thermochronology: Techniques, Interpretations, and Applications, Mineralogical Society of America **Reviews in Mineralogy and Geochemistry**, Washington D.C., v. 58, 22 chapters, 622 p, 2005.

RIBEIRO, M.C.S., HACKSPACHER, P.C., RIBEIRO, L.F.B., HADLER NETO, J.C., GUEDES, S. Desequilíbrio dinâmico da paisagem na Serra do Mar suas implicações com o Rift Continental do Sudeste do Brasil. In: **X Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos e IV International Symposium on Tectonics** (junho/ 2005). Páginas 230 – 232. 2005.

RICCOMINI C. **O Rift Continental do Sudeste do Brasil**. São Paulo, IGc-USP, Tese de Doutorado, 256p.1991.

RICCOMINI, C.; COIMBRA, M.A.; SANT'ANNA, G.L.; NETO, B.M. & VALARELLI, V.J. Argilominerais do paleolago Tremembé e sistemas deposicionais relacionados (paleógeno, Rift Continental do Sudeste do Brasil). **Revista Brasileira de Geociências**, 26 (3): 167-180. 1996.

RICCOMINI, C., SANT'ANNA, L.G., FERRARI, A.L. Evolução geológica do Rift Continental do Sudeste do Brasil. In: Mantesso Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R., Neves, B.B.B. (Eds.), **Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. Beca, São Paulo, pp. 383–405. 2004.

SAAD, A. R. **Potencial econômico da Bacia de Taubaté (cenozóico do Estado de São Paulo, Brasil) nas regiões de Jacareí, Taubaté, Tremembé e Pindamonhangaba** (Tese de Doutorado apresentada a Universidade Estadual Paulista UNESP- Rio Claro), Rio Claro/SP. 173p. 1990.

SALAMUNI, E. **Tectônica da Bacia Sedimentar de Curitiba (PR)**. 214 p. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista. Rio Claro/SP. 1998.

SALAMUNI, E.; EBERT, H.D.; BORGES, M.S.; HASUI, Y.; COSTA, J.B.S.; SALAMUNI, R. Tectonics and sedimentation in the Curitiba Basin, south of Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 15, p. 901-910, 2004.

SANSON, M.S.R. **Sistemas Depositionais Aluviais e Tectônica Rúptil Cenozoica na Região de Volta Redonda(RJ) - Rift Continental do Sudeste do Brasil**. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-Graduação em Geologia, Instituto de Geociência, Universidade Federal do Rio de Janeiro, 142p. 2006.

SCOTESE, C. R. 2011. **Palaeomap Project, Climate History**. <http://www.scotese.com/climate.htm> (acessado em fevereiro de 2012).

SGA: **Serviço Geológico de Angola. Notícia Explicativa da Carta Geológica à Escala de 1:100000**. Luanda, 1992.

SGA. Mapa sínteses dos serviços geológicos de Angola. 1993.

SIQUEIRA-RIBEIRO, M.C. **História Tectônica e Exumação das Serras da Bocaina e Mantiqueira, SP/RJ**. Dissertação de Mestrado apresentada no Instituto de Geociências e Ciências Exatas/Unesp, p.124, 2003.

SIQUEIRA RIBEIRO, M.C. – **Termocronologia e História Denudacional da Serra do Mar e Implicações no Controle Depositional da Bacia de Santos**. Tese de doutorado apresentada ao IGCE-UNESP Rio Claro, 2007.

SIQUEIRA RIBEIRO, M.C. and HACKSPACHER, P.C. Constraints about of the Landscape Evolution of the Serra do Mar Mountain Range, southeast Brazil as revealed by apatite fission track and (U-Th)/He ages. **12<sup>th</sup> International Conference on Thermochronology**, Glasgow, 16-20 august, 2010.

SOUZA, D.H. **Modelagem Evolutiva do Planalto Sul de Minas através de Correlações entre Análise Morfométrica da Rede de Drenagem e Termocronologia por Traços de Fissão em Apatitas**. Tese de Doutorado pela Universidade Estadual Paulista Instituto de Geociências e Ciências Exatas Campus de Rio Claro, 171 p, 2013.

TELLO, S. C.A.; HACKSPACHER, P. C.; HADLER NETO, J. C.; IUNES, P. J.; GUEDES, PAULO, S. R.; RIBEIRO, L. F. B. 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, 2003.

THOMAS, M.F. *Geomorphology in the Tropics- a study of weathering and denudation in low latitudes*. John Wiley & Sons, Chichester, 460 pp. 1994.

TORQUATO, J.R. *Geologia do sudoeste de Moçamedes e suas relações com a evolução tectônica de Angola*. Instituto de Geociências-USP, São Paulo, 234p. 1974.

TORQUATO, J. R., SILVA, A. T. S. F., CORDANI, U. G. & KAWASHITA, K. Evolução geológica do Cinturão Móvel do Quipungo no ocidente de Angola. **An. Acad. Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, vol. 51 (1), pp. 133-144. 1979.

TROMPETTE, R. Geology of western Gondwana (2000–500 Ma). In: **Panafrican/Brasiliano Aggregation of South America and Africa**. A.A. Balkema, Rotterdam, 350 pp. 1996.

VIOLA, G., ANDREOLI, M., BEN-AVRAHAM, Z., STENGEL, I., RESHEF, M. Offshore mud volcanoes and onland faulting in southwestern Africa: neotectonic



implications and constrains on the regional stress field. **Earth Planet. Sci. Lett.** 131, 147–160. 2005.

WAGNER, G. A. Fission Track dating of apatites. **Earth Planetary Sciences Letters**, 5: pp. 463-468. 1968.

WAGNER, G. & VAN DEN HAUTE, P. Fission Track Dating. **Kluwer Academic Publishers**, 283 p., 1992.

ZALÁN, P.V.; WOLFF, S.; ASTOLFI, M.A.M.; VIEIRA, I.S.; CONCEIÇÃO, J.C.J.; APPI, V.T.; NETO, E.V.S; CERQUEIRA, J.R.; MARQUES, A. The Paraná Basin, Brazil. In: Interior Cratonic Basins. **Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists**, Memoir 5 1,p.681-707. 1990.

ZALÁN, P. V., & OLIVEIRA, J. B. A. Origem e Evolução Estrutural do Sistema de *Riftes* Cenozóicos do Sudeste do Brasil. **Geociências**. Petrobras, Rio De Janeiro, V. 13, N. 2, P. 269-300, 2005.

WINTER, W.R.; JAHNERT, R.J.; FRANÇA, A.B. **Boletim Geociências da Petrobras** – Bacia de Campos. Volume 15, n.2, p.511-529. Rio de Janeiro, 2007.