



Philippe Alvarenga Costa de Vasconcelos

**Análise de Perfis Geomorfológicos entre a Porção
Oriental da Bahia e Pernambuco (Nordeste do
Brasil) com Base na Geologia Regional e Dados de
Traço de Fissão em Apatitas**

**Trabalho Final de Curso
(Geologia)**

UFRJ
Rio de Janeiro
2012



UFRJ

Philippe Alvarenga Costa de Vasconcelos

Análise de Perfis Geomorfológicos entre a Porção Oriental da Bahia e Pernambuco (Nordeste do Brasil) com Base na Geologia Regional e Dados de Traço de Fissão em Apatitas

Trabalho Final de Curso de Graduação em Geologia do Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ, apresentado como requisito necessário para obtenção do grau de Geólogo.

Orientador(es):

Dr. Claudio Limeira Mello
(Departamento de Geologia, UFRJ)

Dra. Isabela de Oliveira Carmo
(GEOTEC/PDGEO/CENPES/PETROBRAS)

Rio de Janeiro

Junho de 2012

VASCONCELOS, Philippe Alvarenga Costa

Análise de Perfis Geomorfológicos entre a Porção Oriental da Bahia e Pernambuco (Nordeste do Brasil) com Base na Geologia Regional e Dados de Traço de Fissão em Apatitas / Philippe Alvarenga Costa de Vasconcelos -- Rio de Janeiro: UFRJ / IGEO, 2012.

ix, 37 p.: il.; 30cm

Trabalho Final de Curso (Geologia) – Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Departamento de Geologia, 2012.

Orientador(es): Claudio Limeira Mello, Isabela de Oliveira Carmo

1. Geologia. 2. Geomorfologia – Trabalho de Conclusão de Curso. I. Claudio Limeira Mello. II. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Departamento de Geologia. III. Título.

Philippe Alvarenga Costa de Vasconcelos

Análise de Perfis Geomorfológicos entre a Porção Oriental da Bahia e Pernambuco (Nordeste do Brasil) com Base na Geologia Regional e Dados de Traço de Fissão em Apatitas

Trabalho Final de Curso de Graduação em Geologia do Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ, apresentado como requisito necessário para obtenção do grau de Geólogo.

Orientador(es):

Claudio Limeira Mello
Isabela de Oliveira Carmo

Aprovada em: 28/06/2012

Por:

Orientador: Claudio Limeira Mello (UFRJ)

Isabela de Oliveira Carmo (CENPES/PETROBRAS)

Cícera Neysi de Almeida (UFRJ)

Renato Rodriguez Cabral Ramos (MUSEU NACIONAL/UFRJ)

Dedicada aos meus pais

Agradecimentos

Agradeço aos meus orientadores, Isabela de Oliveira Carmo e Claudio Limeira Mello, pela dedicação com que orientaram este trabalho, pela paciência e por todos os ensinamentos.

Aos meus amigos de classe, Bruno Castro, Daniel Dubois, Fernando Aragão, Marcelo Bossan, Pedro Henrique Abreu e William Corrêa, pela amizade e incentivo desde o início da minha graduação.

Ao meu amigo geógrafo e geomensor José Luís Leal, por sanar dúvidas e esclarecer conceitos geográficos relacionados à geomorfologia.

Ao geólogo Gilmar Bueno, pelos ensinamentos e conversas durante meu período de estágio no CENPES/PETROBRAS.

Agradeço ainda aos professores do corpo docente do Departamento de Geologia de Universidade Federal do Rio de Janeiro, pela dedicação e empenho em transmitir o conteúdo do curso de geologia.

Resumo

VASCONCELOS, Philippe Alvarenga Costa **Análise de Perfis Geomorfológicos entre a Porção Oriental da Bahia e Pernambuco (Nordeste do Brasil) com Base na Geologia Regional e Dados de Traço de Fissão em Apatitas**. 2012. xi, 44 p. Trabalho Final de Curso (Geologia) – Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

O presente estudo teve como objetivos realizar uma síntese dos principais aspectos geológicos e geomorfológicos em uma parte da região oriental da Bahia e Pernambuco, relacionar a geomorfologia da área de estudo aos principais aspectos litológicos e eventos evolutivos regionais, para um entendimento regional sobre os possíveis controles geológicos da paisagem atual. A fim de contribuir para essa relação, além das informações geológicas e geomorfológicas regionais disponíveis, dados de termocronologia de baixa temperatura por traços de fissão em apatitas (TFA) obtidos na literatura e perfis topográficos regionais foram utilizados. As análises sugerem que os registros litológicos possuem relação com a morfologia da paisagem, onde regiões desenvolvidas sobre litologias menos resistentes ao intemperismo químico apresentam relevo mais arrasados, como por exemplo as depressões, desenvolvidas sobre rochas sedimentares. Além disso, eventos estruturais e tectônicos atuam como modeladores topográficos, através de soerguimentos locais associados a falhamentos relacionados ao processo de rifteamento e soerguimentos locais causados por isostasia. Os dados de TFA indicam que eventos de denudação foram de significativa importância para modelar o relevo da área.

Palavras-chave: geomorfologia; traço de fissão em apatitas; Nordeste do Brasil.

Abstract

VASCONCELOS, Philippe Alvarenga Costa **Analysis of Geomorphological Profiles between the eastern portion of Bahia and Pernambuco (Northeast Brazil) Based on Regional Geology and Apatite Fission Track Data**. 2012. xi, 44 p. Trabalho Final de Curso (Geologia) – Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

This study aimed to carry out a summary of the main geological and geomorphological features in a part of eastern Bahia and Pernambuco, connect the geomorphology of the study area to the main geological aspects and evolutionary regional events, for a regional understanding on the possible geological controls of the current landscape. In order to contribute to this relationship, besides the regional information available of geology and geomorphology, data from low temperatures thermochronology of apatite fission track (AFT) from the literature and regional topographic profiles were used. The analyzes suggest that the lithological records are related to the morphology of the landscape, regions where developed on lithologies less resistant to chemical weathering have a devastated relief, for example, depressions developed on sedimentary rocks. Furthermore, structural and tectonic events act as topographical modeler by local uplift associated with faults related to the process of rifting and uplift caused by local isostasy. The TFA data indicates that denudation events were very important to model the topography of the area.

Key-Words: geomorphology; apatite fission track; Northeast Brazil

Lista de Figuras

Figura 1: Localização da área de estudo (modificado de Bizzi <i>et al.</i> , 2003)	4
Figura 2: Mapa geológico regional com base na idade das rochas (modificado de Bizzi <i>et al.</i> , 2003)	5
Figura 3: Depressão Afro-Brasileira (CPRM, 2010 – modificado de Mabesoone, 1994)	7
Figura 4: Quadro síntese das principais discordâncias e eventos termo-tectônicos das bacias marginais (compilado de Boletim de Geociências da <i>PETROBRAS</i> , v.15, 2007)	10
Figura 5: Mapa das feições geomorfológicas presentes na área de estudo (modificado de RADAMBRASIL, 1983)	12
Figura 6: Grande Escarpamento – feição geomorfológica mapeada por Valadão (1996 e 199b), que separa as regiões menos elevadas próximas ao litoral (entre 300 e 900m) das áreas com maiores altitudes (900 a 1100m) localizadas no interior (modificado de Valadão, 2009).....	13
Figura 7: Localização dos perfis topográficos regionais analisados, sobre o modelo digital de elevação regional (SRTM-3”).....	16
Figura 8: Mapa geológico regional (modificado de Bizzi <i>et al.</i> , 2003).....	17
Figura 9: Perfil topográfico regional 1 e trecho do mapa geológico correspondente (modificado de Bizzi <i>et al.</i> , 2003)	20
Figura 10: Perfil topográfico regional 2 e trecho do mapa geológico correspondente (modificado de Bizzi <i>et al.</i> , 2003)	21
Figura 11: Perfil topográfico regional 3 e trecho do mapa geológico correspondente (modificado de Bizzi <i>et al.</i> , 2003)	22
Figura 12: Perfil topográfico regional 4 e trecho do mapa geológico correspondente (modificado de Bizzi <i>et al.</i> , 2003)	23
Figura 13: Perfil topográfico regional 5 e trecho do mapa geológico correspondente (modificado de Bizzi <i>et al.</i> , 2003)	24
Figura 14: Perfil topográfico regional 6 e trecho do mapa geológico correspondente (modificado de Bizzi <i>et al.</i> , 2003)	25

Figura 15: Perfil topográfico regional 7 e trecho do mapa geológico correspondente (modificado de Bizzi <i>et al.</i> , 2003)	26
Figura 16: Perfil topográfico regional 8 e trecho do mapa geológico correspondente (modificado de Bizzi <i>et al.</i> , 2003)	27
Figura 17: Modelo digital de elevação (MDE) associado às estruturas geológicas regionais e mapa dos <i>trends</i> estruturais regionais (modificado de Bizzi <i>et al.</i> , 2003).....	28
Figura 18: Mapa de distribuição das idades centrais (Ma) obtidas pelo método traço de fissão em apatitas na região estudada com destaque para as zonas de tendências. Método de interpolação: <i>IDW</i>	32
Figura 19: Mapa de distribuição dos comprimentos médios dos traços de fissão em apatitas obtidos para cada amostra (Harman <i>et al.</i> , 1998; Turner <i>et al.</i> , 2008; Japsen <i>et al.</i> , 2012). Método de interpolação: <i>IDW</i>	34

Sumário

Agradecimentos	iv
Resumo	v
<i>Abstract</i>	vi
Lista de figuras	vii
1. Introdução.....	1
2. Objetivos.....	2
3. Área de estudo.....	3
3.1 Contexto geológico regional.....	6
3.2 Contexto geomorfológico regional.....	11
4. Métodos e Técnicas.....	14
5. Resultados.....	15
5.1 Integração entre geologia e geomorfologia regionais.....	15
5.2 As grandes feições geomorfológicas regionais e seu significado na evolução da margem continental.....	29
6. Conclusões.....	35
Referências Bibliográficas.....	36

Anexo I – Dados de traços de fissão em apatitas disponíveis na literatura para uma parte do Nordeste do Brasil (Bahia, Sergipe, Alagoas e Pernambuco).

1. Introdução

A margem nordeste do Brasil iniciou sua formação no Neojurássico, quando começaram os processos de fragmentação do supercontinente Gondwana, sendo que os processos de evolução da topografia da região não são totalmente compreendidos. Vale ressaltar que as margens passivas (ou margens continentais rifteadas) exibem, como feição morfológica característica grandes escarpamentos (Brown *et al.*, 2000), como pode ser observado no SE do Brasil (Serra do Mar) e no SW da África. No entanto, o nordeste do Brasil não possui este grande escarpamento característico de margens passivas.

O método dos traços de fissão em apatitas (TFA) é uma importante ferramenta no auxílio do entendimento de diversos processos geológicos relacionados à evolução de bacias sedimentares, ao tempo de geração de hidrocarbonetos, à determinação da idade absoluta de depósitos vulcânicos, à estimativa das taxas de ocorrências de eventos tectônicos e à evolução da paisagem a longo prazo (Donelick *et al.*, 2005). Estudos termocronológicos de baixa temperatura, tais como – traços de fissão em apatitas – têm sido aplicados para o conhecimento da evolução de margens rifteadas (Gleadow *et al.*, 1996; Gallagher *et al.*, 1994; Gunnell *et al.*, 2000, entre outros). Estes estudos permitem estimar a quantidade de denudação de uma determinada área, a partir da modelagem da história térmica dos dados termocronológicos, associados ao gradiente geotérmico da região. Ainda no contexto de evolução de margens passivas, a maior denudação associada às áreas situadas próximas às linhas de costa é relacionada ao fato de que o rifteamento causa um alívio estrutural local (Gallagher *et al.*, 1994). Outro fator que irá contribuir para a evolução morfológica é a dinâmica erosiva, condicionada pelo clima, relevo, sistemas de drenagens, litologias e a variação do nível base local. Os sedimentos gerados pela erosão alimentam as bacias marginais e, com isso, provocam o recuo das escarpas em direção ao interior do continente.

Na porção nordeste do Brasil, entre a porção oriental da Bahia até Pernambuco, são observadas feições diversificadas de relevo, como, por exemplo, escarpas, chapadas e depressões, associadas a distintos eventos geológicos relacionados à evolução regional, seja de natureza erosiva e/ou tectônica. Entre os mecanismos

que contribuíram para a morfologia regional podem ser destacados os eventos tectônicos colisionais durante o Ciclo Brasileiro-Panafricano (~600 Ma) associados à formação do Gondwana, os eventos associados à evolução de margem continental (~160 Ma) e também eventos neotectônicos.

Além de importante para a formação da margem continental, o processo de rifteamento do supercontinente Gondwana, e consequente abertura do Atlântico Sul, foi o principal responsável pela formação das bacias sedimentares da margem leste do Brasil, na qual a área de estudo está inserida, na porção oriental do NE do Brasil englobando a fração oriental da Bahia até Pernambuco.

2. Objetivos

O presente trabalho possui como objetivo relacionar a geomorfologia da região investigada, entre a porção oriental da Bahia e Pernambuco, aos principais aspectos litoestruturais e eventos evolutivos regionais, para um entendimento preliminar, porém regional, dos possíveis controles geológicos sobre a paisagem atual. Dados de TFA disponíveis na literatura (Harman *et al.*, 1998, Turner *et al.*, 2008 e Japsen *et al.*, 2012) são utilizados como ferramenta de auxílio para a interpretação dos resultados e conclusões.

3. Área de estudo

A área de estudo encontra-se localizada na região nordeste do Brasil, estendendo-se da porção oriental dos estados da Bahia e Pernambuco (Figura 1). Nesta região predominam rochas cristalinas do embasamento pré-cambriano, compostas por variadas litologias e que ocorrem em diversos domínios geomorfológicos. Sequências sedimentares mesozoicas ocorrem restritas ao rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá e ao longo da costa (porções emersas das bacias de Alamada, Camamu, Jacuípe, Jequitinhonha e Sergipe-Alagoas), enquanto que sedimentos cenozoicos (Grupo/Formação Barreiras) recobrem parte do embasamento e dos sedimentos mesozoicos, mapeados ao longo da faixa costeira (Figura 2).

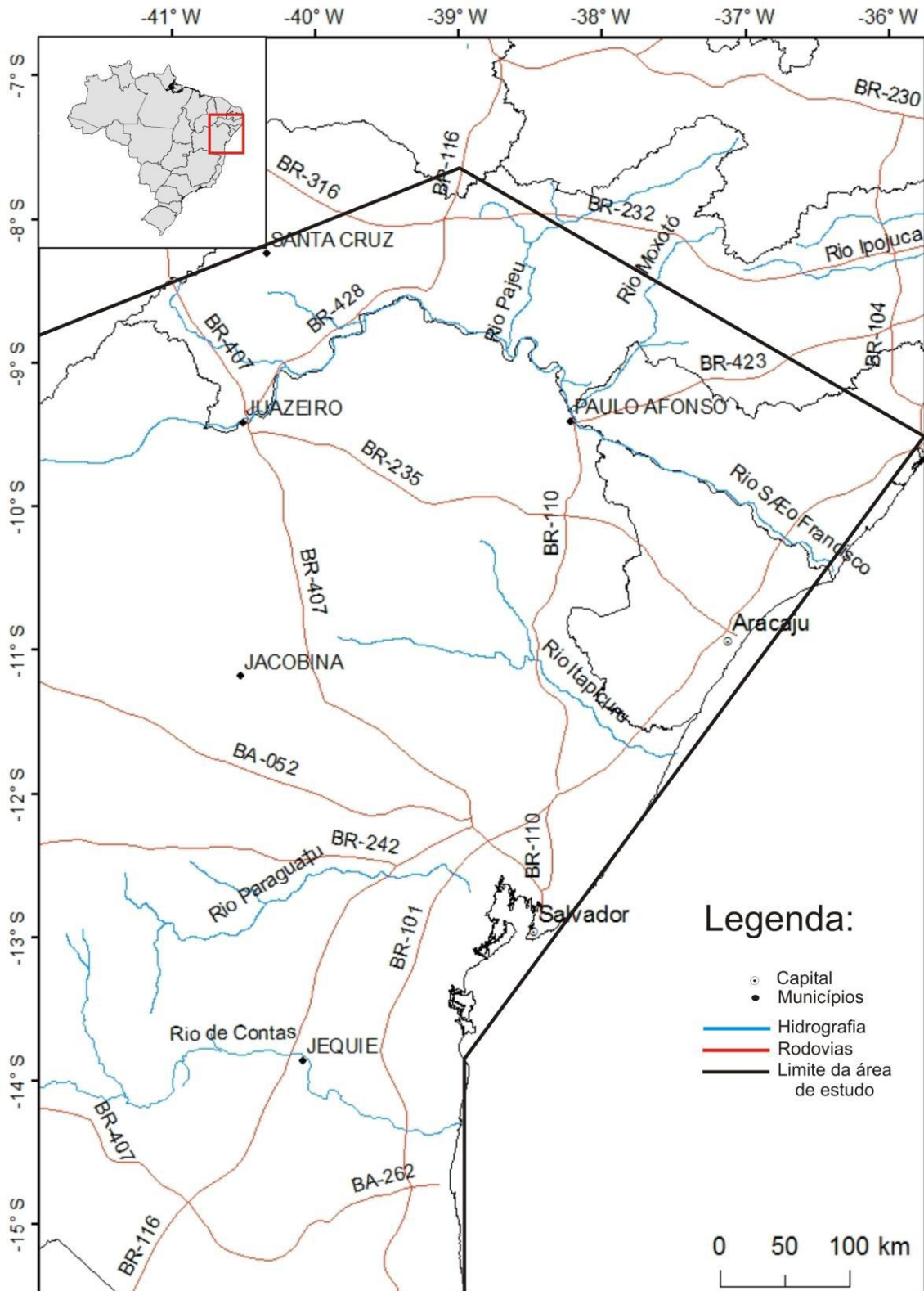


Figura 1 – Localização da área de estudo (modificado de Bizzi *et al.*, 2003)

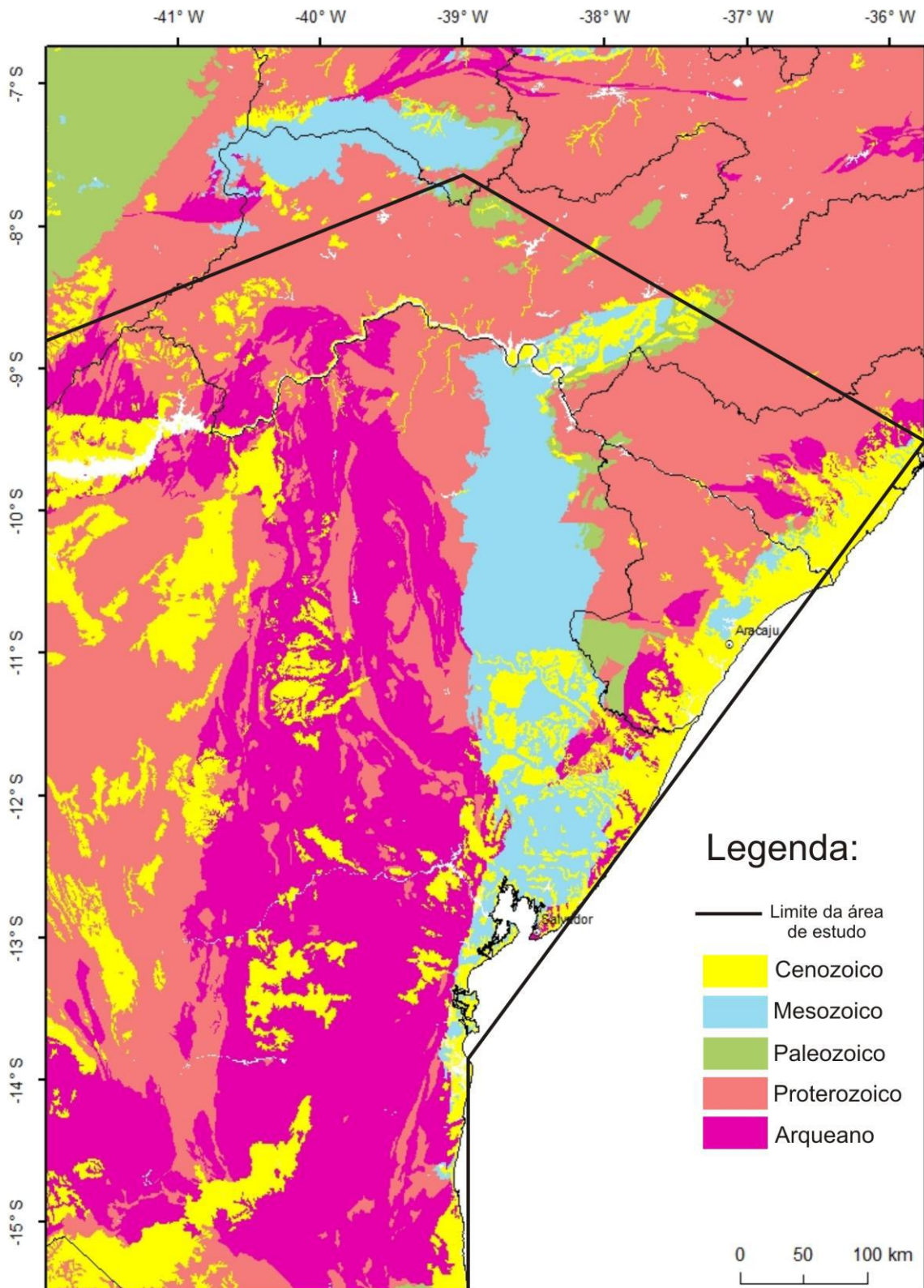


Figura 2 – Mapa Geológico regional com base na idade das rochas (modificado de Bizzi *et al.*, 2003).

3.1 Contexto geológico regional

A área de estudo é composta em grande parte por rochas pré-cambrianas, período durante o qual estas rochas foram formadas e sofreram deformações dúcteis e rúpteis.

O embasamento pré-cambriano é representado por rochas supracrustais constituídas por complexos graníticos-gnáissicos, *greenstone belts* e quartzitos. O Arqueano (~3,5 a 2,5 Ga) na região onde se encontra a área de estudo é constituído por rochas metamórficas de grau alto a médio (CPRM, 2010) divididas em quatro segmentos crustais descritos por Barbosa & Sabaté (2003) como blocos Gavião, Jequié, Serrinha e Itabuna-Salvador-Curuçá, dispostos ao longo de um *trend* N-S. Durante o Paleoproterozoico esses blocos sofreram colisão, foram metamorfizados e deram origem ao que hoje constitui o embasamento (Barbosa & Sabaté, 2003).

A área de estudo é composta na parte sudoeste/oeste por rochas vulcânicas e sedimentares (arenitos, conglomerados) do Supergrupo Espinhaço que teve sua origem durante o Paleoproterozoico (~1,8 a 1,6Ga) a partir de um evento tectônico distensional. A porção nordeste/leste é composta por rochas das bacias sedimentares do Recôncavo, Tucano e Jatobá e pelas partes emersas das bacias de Sergipe-Alagoas. A região central da área é representada por rochas calcáreas, diamictitos, arenitos e pelitos (Grupo Una) do Supergrupo São Francisco.

Durante parte do Fanerozoico esta região pertencia ao supercontinente Gondwana, formado na passagem do Neoproterozoico para o Fanerozoico, como resultado da colagem Brasileira-Panafricana (Bizzi *et al.*, 2003). Este supercontinente permaneceu estável durante o Paleozoico, quando diversas bacias intracontinentais (ex., Bacia do Paraná, Bacia do Parnaíba e Bacia do Amazonas) se estabeleceram. Neste contexto, Netto (1978) define uma bacia a partir de rochas datadas do Siluriano (444 a 416 Ma) e Triássico (251 a 201 Ma) que ocorrem na porção nordeste da área, na divisa entre o estado da Bahia e os estados de Sergipe e Alagoas, na porção leste, próximo ao Recôncavo Baiano e na porção sudeste. Essas ocorrências suportam a interpretação de Mabesoone (1994) sobre a

existência de uma depressão denominada “Depressão Afro-Brasileira” (Figura 3), com forma alongada e orientada no sentido S-N.

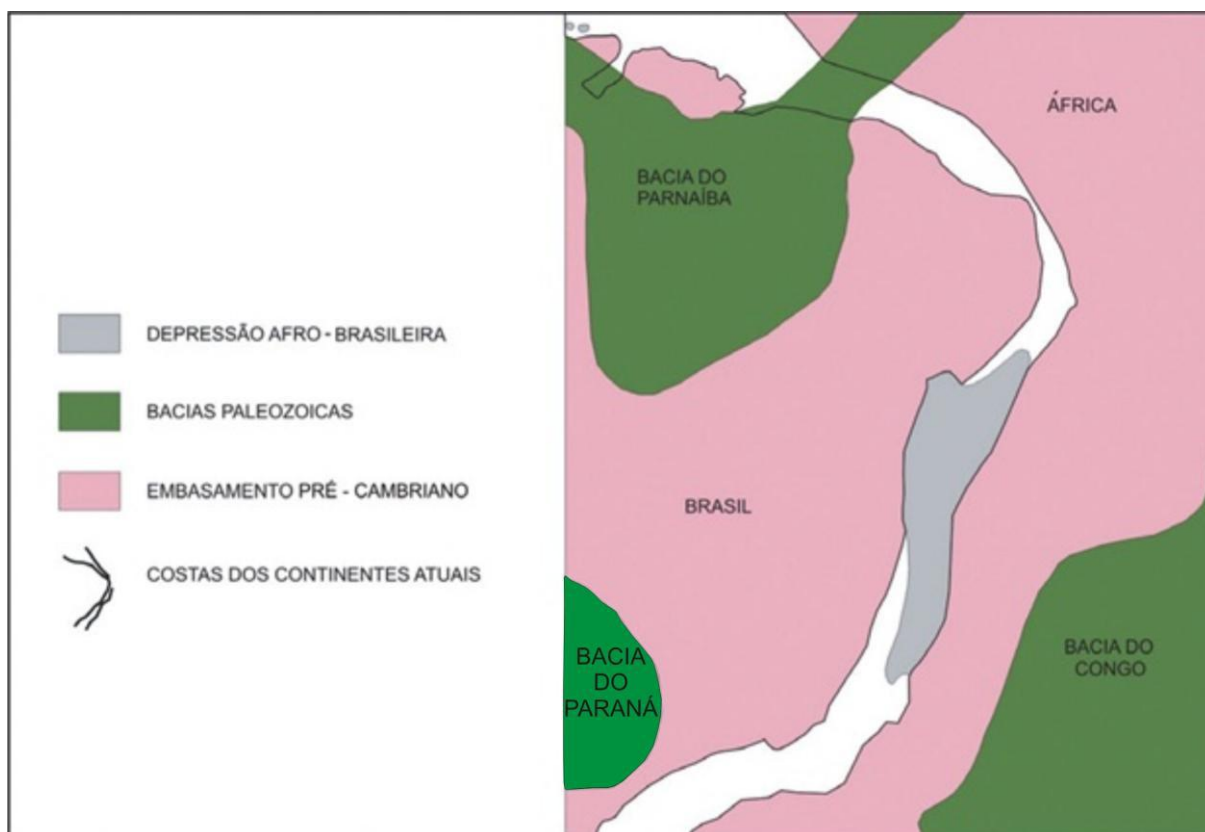


Figura 3 – Depressão Afro-Brasileira (CPRM, 2010 - modificado de Mabesoone, 1994).

Após um longo período de relativa estabilidade, o Gondwana sofreu um intenso evento tectono-magmático durante o Jurássico, que deu início ao rompimento do supercontinente através de um processo de rifteamento. O modelo do processo distensivo tem sido associado a uma anomalia térmica no manto astenosférico, provocada pela subida de uma pluma mantélica que resultou em um afinamento litosférico associado a falhamentos (Bizzi *et al.*, 2003). Esta a região passou pelo processo evolutivo já identificado nas demais áreas da margem continental brasileira, que pode ser sintetizado em quatro etapas: Pré-rifte, Rifte, Pós-Rifte (Marinho Restrito) e Marinho Aberto (Drifte), registradas nas bacias marginais adjacentes à área de estudo (bacias de Almada, Camamu, Cumuruxatiba, Jacuípe, Jequitinhonha, e Sergipe-Alagoas). As bacias do Recôncavo, Tucano e Jatobá, localizadas no continente, foram formadas no braço do rifte abortado (ponto

da margem em que o rifte não prosseguiu a sua propagação) e, por isso, só registram sedimentos de três fases: Pré-rifte, Rifte e Pós-Rifte.

Com o avanço do rifte, no Cretáceo Inicial, foi formado um lago (Fase Rifte). Nesse estágio ocorreu a deposição de grande parte das rochas geradoras de hidrocarbonetos, em sua maioria folhelhos, e a sedimentação foi essencialmente lacustre e flúvio-deltaica. Durante a propagação do rifte foram formadas discordâncias regionais e a discordância pré-Aratu é considerada a principal discordância erosiva observada nas bacias de Cumuruxatiba, Camamu e Sergipe (Figura 4). O caráter angular dessa discordância lhe confere uma natureza tectônica identificada como um evento regional de soerguimento (Bueno, 2004). Ainda segundo este autor, esta seria uma discordância de “propagação” que reflete o diacronismo evolutivo de um sistema de rifte que se propaga em uma determinada direção, ou seja, uma discordância intra-rifte que mostra, em um determinado segmento do sistema de rifte, o simultâneo *break-up* em um extremo e o início do rifte em outro.

Durante o Aptiano, após a Fase Rifte, tem-se a sequência Pós-rifte que é caracterizada por um ambiente marinho restrito, caracterizado pela alta salinidade. Nesse período ocorre uma significativa deposição de evaporitos. Ao fim da sequência Pós-Rifte, no Albiano, prevalece um ambiente marinho aberto, caracterizado por uma extensa plataforma carbonática que se estende desde a bacia de Pelotas até a bacia de Pernambuco-Paraíba. Eventos magmáticos do Cretáceo Final são registrados na bacia de Sergipe-Alagoas (Magmatismo Santoniano-Campaniano, observados na figura 4).

Durante o Cenozoico instalou-se uma megassequência progradacional marinha aberta regressiva. Durante esse processo de deposição, ocorreu um aumento na taxa de subsidência, pois a litosfera foi sobrecarregada devido ao grande volume de sedimentos siliciclásticos provenientes do processo de denudação continental. Os depósitos sedimentares representativos, na área emersa, desse período são incluídos no Grupo/Formação Barreiras, localizados na faixa litorânea. Um evento magmático do Eoceno é reconhecido na porção *offshore* das bacias Sergipe-Alagoas, Jacuípe, Camamu, Jequitinhonha e Cumuruxatiba (Figura 4).

Uma síntese dos eventos evolutivos descritos com base nas informações disponíveis nas cartas estratigráficas destas bacias (Milani *et al.*, 2007), é apresentada na figura 4.

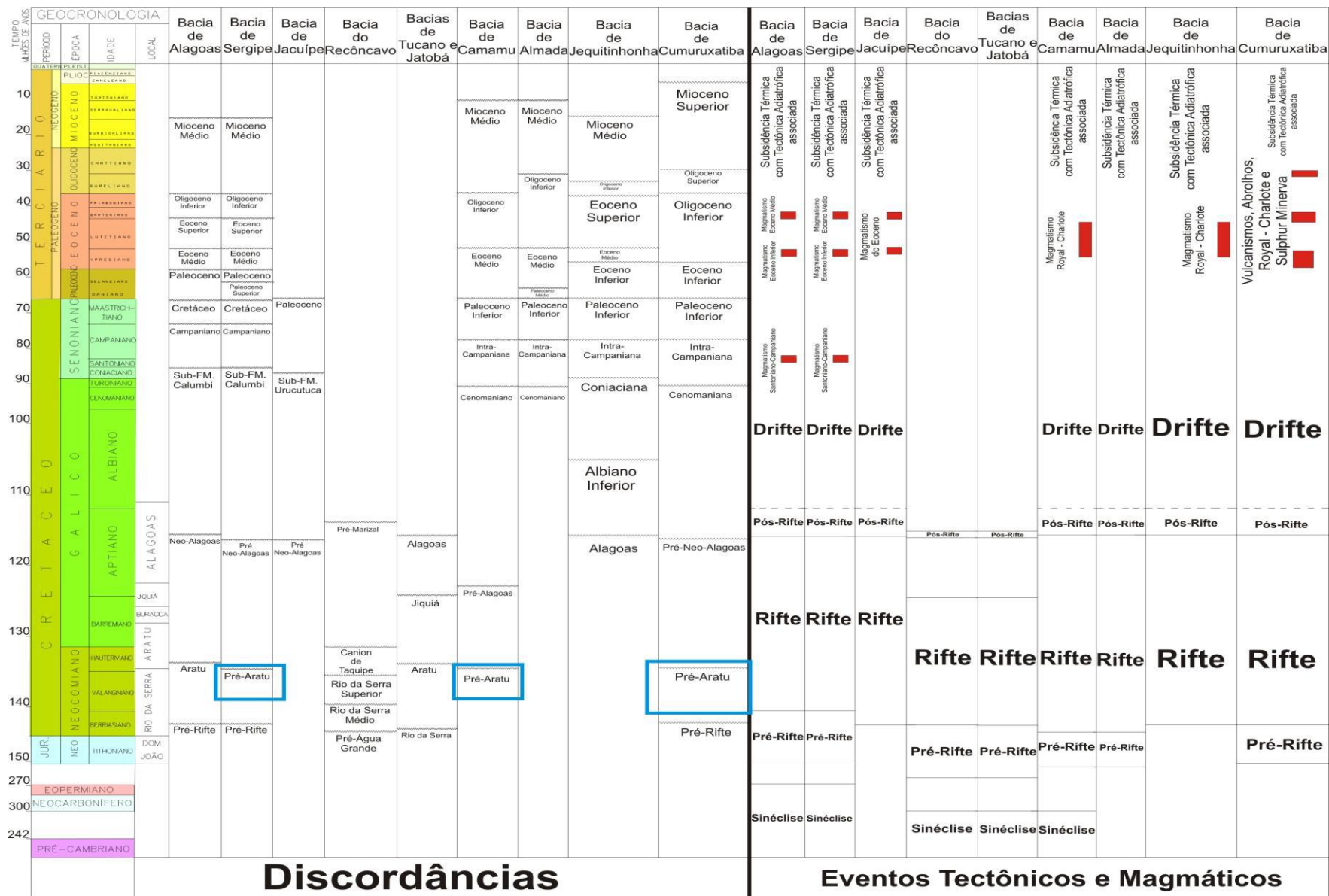


Figura 4 – Quadro síntese das principais discordâncias e eventos termo-tectônicos das bacias marginais (compilado de Milani *et al.*, 2007).

3.2 Contexto geomorfológico regional

As feições geomorfológicas predominantes na região de estudo são chapadas, depressões, serras e planaltos. As chapadas são definidas como formas de relevo de topo plano elaboradas em rochas sedimentares, em geral limitadas por escarpas e apresentando altitudes elevadas (IBGE, 2006a). As depressões são definidas como um conjunto de relevos planos ou ondulados, elaborados em litologias variadas. Os planaltos não possuem relação litológica e são definidos como conjuntos de relevos planos ou dissecados com altitude significativa; e as serras são definidas como relevos acidentados, elaborados em rochas diversas, formando cristas e cumeadas ou as bordas escarpadas de planaltos (IBGE, 2006a).

As unidades geomorfológicas reconhecidas na área de estudo seguem a classificação adotada pelo projeto RADAMBRASIL (1983, Figura 5), que é similar a que foi apresentada com mais detalhe pelo IBGE (2006b). Na porção leste da área, concentram-se as feições de altitudes mais elevadas, como, por exemplo, as chapadas e serras (900 a 1100m). Na porção central, concentram-se as depressões (400 a 600m) e, na porção sul/sudeste, os planaltos são as feições mais representativas. Na faixa nordeste da área, encontram-se as feições denominadas por RADAMBRASIL (1983) como bacia sedimentar e representam uma morfologia associada à presença de rochas sedimentares das bacias do Recôncavo, Tucano e Jatobá e da porção emersa da bacia de Sergipe-Alagoas.

Uma abordagem de superfícies de aplanamento (segundo King, 1956) foi adotada por Valadão (2009), que definiu três superfícies de aplanamento distintas que caracterizam a geomorfologia da região: Superfície Sul-Americana, Superfície Sul-Americana I, Superfície Sul-Americana II. Ainda segundo esse autor, essas superfícies são facilmente reconhecidas no interior continental, onde escarpas delimitam cada uma das superfícies de aplanamento: foi denominado como Grande Escarpamento (Figura 6) a escarpa que separa o interior continental da faixa litorânea.

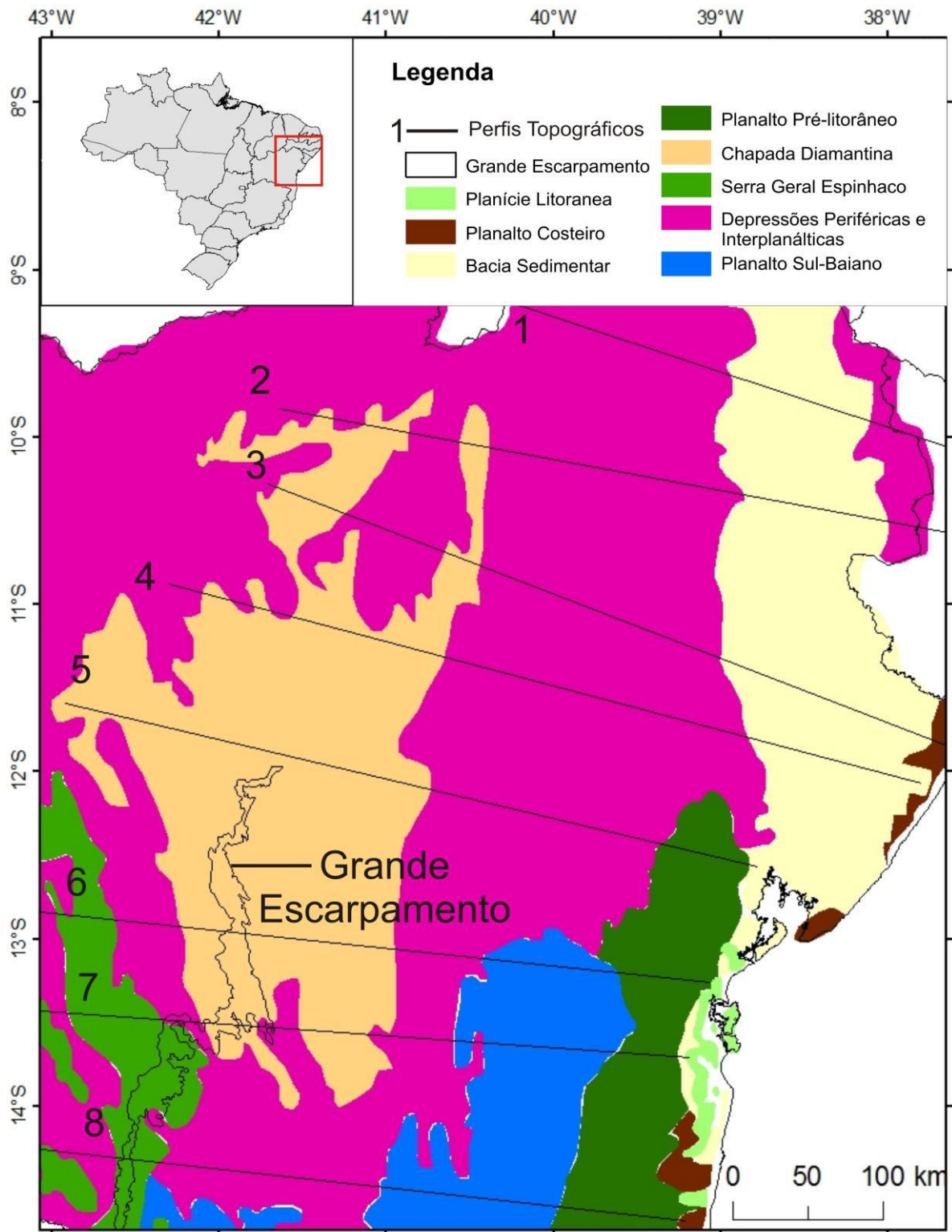


Figura 5 – Mapa das feições geomorfológicas presentes na área de estudo (modificado de RADAMBRASIL, 1983).

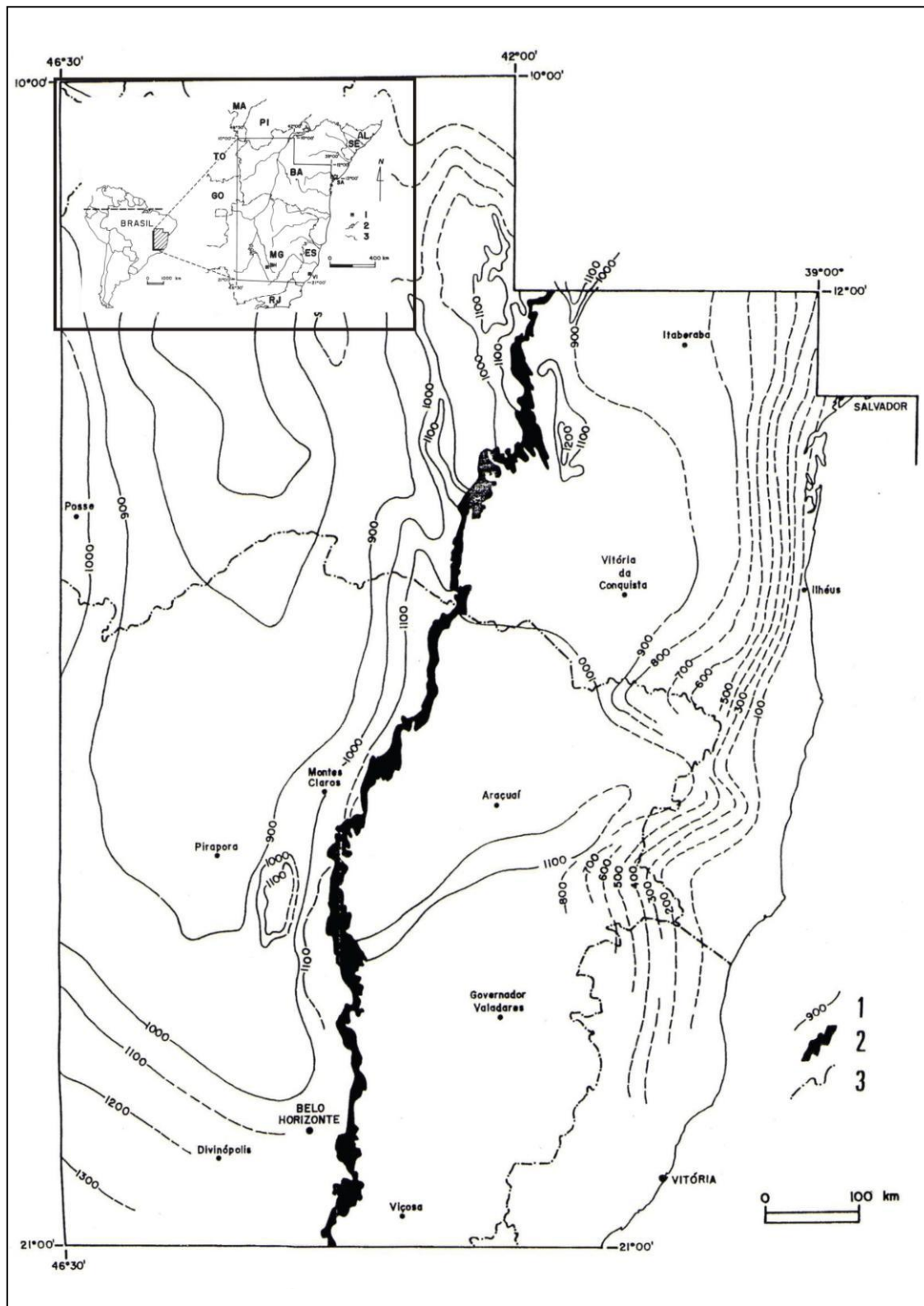


Figura 6 – Mapeamento da feição geomorfológica denominada “Grande Escarpamento” – realizada por Valadão (1996 e 1999b) – esta feição, separa as regiões menos elevadas próximas ao litoral (300 a 900m) das áreas com maiores altitudes (900 a 1100m) localizadas no interior (modificado de Valadão, 2009).

4. Métodos e Técnicas

Para a realização do presente trabalho fez-se, inicialmente, uma análise da geologia regional da área de estudo com base em mapa geológico na escala 1:2.500.000 (Bizzi *et al.*, 2003), com o objetivo de identificar os principais grupos litológicos e estruturas geológicas.

Em seguida, para a análise geomorfológica regional, foi utilizado o mapa do RADAMBRASIL (1983), com enfoque nas feições morfológicas regionais (chapadas, depressões, planaltos, serras) e o modelo digital de elevação (MDE SRTM-3"). Estas informações foram analisadas em conjunto com o auxílio dos programas *ArcGIS* (versão 9.3.1) e/ou *ER Mapper* (versão 7.2), com a sobreposição das unidades geomorfológicas sobre a topografia. Oito perfis topográficos, com orientação W-E, foram confeccionados com o auxílio do programa *ER Mapper* (versão 7.2) a partir do MDE (modelo digital de elevação), cujos traçados interceptam as principais feições geológicas e geomorfológicas observadas na região. Duas curvas são visualizadas nos perfis: uma com aspecto mais serrilhado, que representa as altitudes originais extraídas do MDE; e outra mais suave, utilizada para uma melhor visualização da topografia (curva de tendência – média móvel (*moving average*) – período 60).

As informações regionais acerca das principais estruturas, grupos litológicos, características topográficas e domínios geomorfológicos foram integradas e analisadas com o auxílio destes oito perfis topográficos, com a finalidade de interpretar a compartimentação topográfica regional.

Ainda para compor a integração do contexto geológico-geomorfológico e obter informações a respeito da denudação e tectônica que possam ter afetado a evolução do relevo da região estudada, foram utilizados dados de traços de fissão em apatitas (TFA) disponíveis na literatura (Harman *et al.*, 1998; Turner *et al.*, 2008 e Japsen *et al.*, 2012). Basicamente, duas informações foram utilizadas para esta análise: idade central (Ma) e comprimento médio dos traços (μm). A idade central (Ma) refere-se à média ponderada da distribuição normal das idades obtidas em cada grão de apatita considerado para uma amostra, sendo que grande parte dos autores considerou entre 6 a 26 grãos por amostra para o cálculo da idade TFA. O

comprimento médio dos traços (μm) é um parâmetro muito importante na interpretação e análise da história térmica, pois são totalmente reduzidos (zona de *annealing* total) a temperaturas maiores que 120°C , parcialmente reduzidos entre 120 e 60°C (zona de *annealing* parcial) e tem o comprimento inicial dos traços quase que totalmente preservado a temperaturas menores que 60°C . A partir destas informações foram confeccionados mapas de interpolação (ou grides) dos valores das idades centrais e dos comprimentos de traços, através do método do inverso das distâncias ponderadas (*Inverse Distance Weighted – IDW*), com o uso do programa *ArcGIS* (versão 9.3.1). Com esses mapas foi possível realizar uma análise das tendências regionais de distribuição das idades e dos comprimentos de traço.

5. Resultados e Discussões

5.1 Integração entre geologia e geomorfologia regionais

Com base nos oito perfis topográficos confeccionados, passando por distintos e representativos domínios geomorfológicos/topográficos (Figura 7) e domínios geológicos (Figura 8), foi possível caracterizar as relações entre a topografia e as unidades geológicas e suas litologias aflorantes. Este trabalho propõe uma divisão de domínios geomorfológicos baseada na divisão feita por RADAMBRASIL (1983). O que difere a nomenclatura desse trabalho da proposta por RADAMBRASIL (1983) é o fato de ela ser mais local e específica, por exemplo: Bacias Sedimentares (RADAMBRASIL, 1983) é um domínio geomorfológico que o presente trabalho classificou como Bacia Sedimentar do Tucano.

Os perfis analisados foram divididos em três grupos a partir de padrões geomorfológicos distintos. O primeiro grupo engloba os perfis 1 e 2 (Figuras 9 e 10, respectivamente), o segundo grupo é formado pelos perfis 3 a 5 (Figuras 11 a 13) e no terceiro grupo estão os perfis 6 a 8 (Figuras 14 a 16).

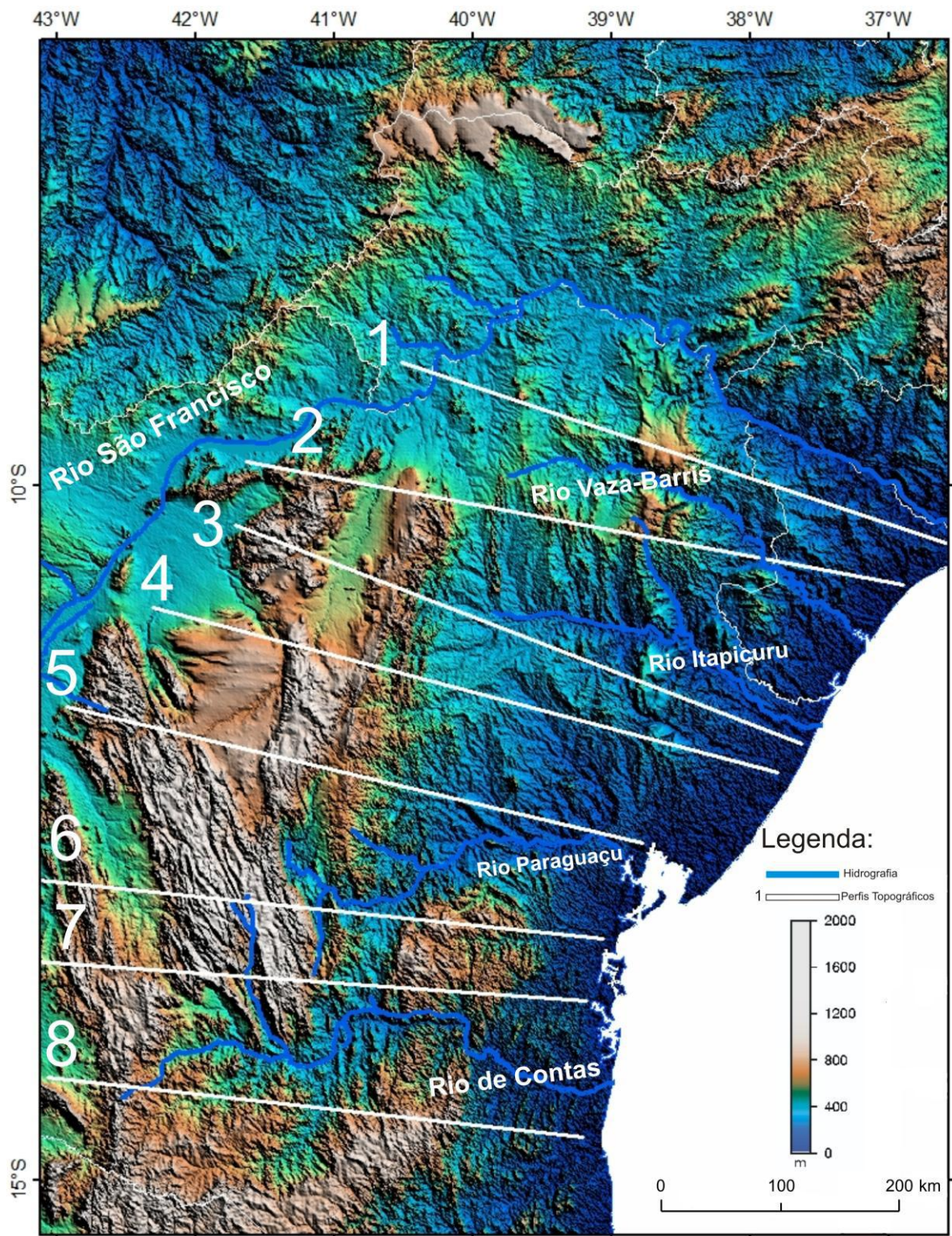


Figura 7 – Localização dos perfis topográficos regionais analisados, sobre o modelo digital de elevação regional (SRTM -3”).

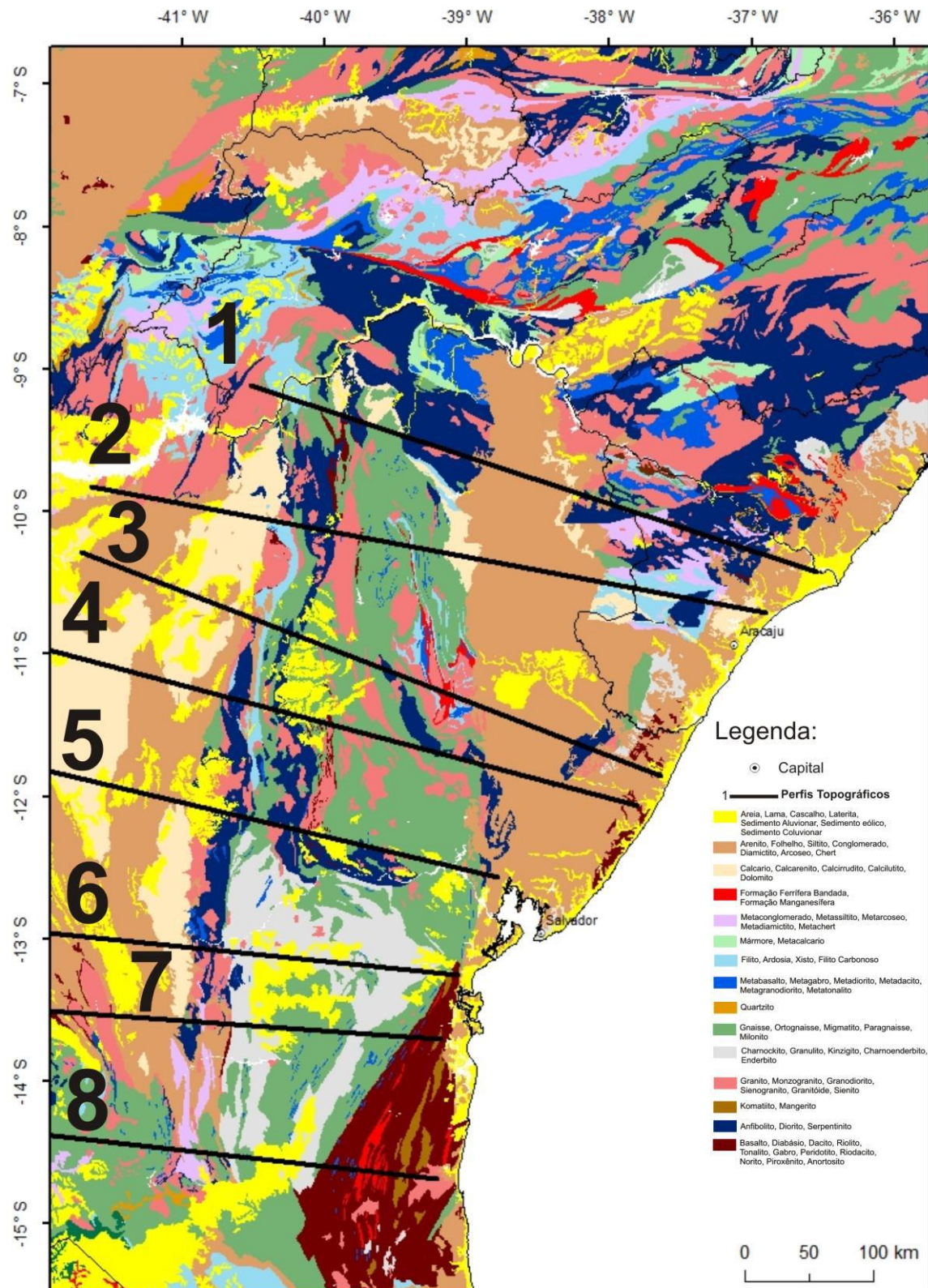


Figura 8 – Mapa geológico regional (Modificado de Bizzi *et al.*, 2003).

No primeiro bloco de perfis (perfis 1 e 2), é possível perceber que não existe uma divisão topográfica marcante, como, por exemplo, uma escarpa. Na parte oeste desses perfis, as altitudes são mais elevadas (400 a 900 m) do que aquelas a leste (100 a 300 m). Os domínios geomorfológicos predominantes nos perfis 1 e 2 são as Planícies Litorâneas, formadas principalmente por sedimentos cenozoicos, as Depressões Periféricas, desenvolvidas em rochas calcárias, arenitos, folhelhos, siltitos, filito, ardósia, o domínio da Bacia Sedimentar do Tucano, composto por rochas sedimentares desta bacia (arenitos, folhelhos, conglomerados) e a Chapada Diamantina, domínio formado em rochas siliciclásticas como quartzitos e arenitos. As altitudes da área situada no domínio geomorfológico das Bacias Sedimentares, nesses perfis, são mais elevadas. Esse fato chama a atenção, pois geralmente as bacias sedimentares estão localizadas em áreas topográficas mais deprimidas e menos elevadas do que as áreas adjacentes. Uma provável causa seria o fato de essa área ser remanescente erosiva, ou seja, as áreas adjacentes sofreram mais erosão, outra causa provável seria o soerguimento causado por uma tectônica deformadora. Vale ressaltar que no perfil 1 existem alguns pontos com altitudes elevadas e que estão inseridos no domínio das depressões periféricas e são associados a litologias ígneas que sofreram processo de metamorfismo, como metabasalto, metagabro e metadiorito.

Os perfis 3 a 5, constituintes do segundo grupo de perfis, são caracterizados por apresentarem uma divisão topográfica bem definida. Na região oeste desses perfis, onde as altitudes são mais elevadas (500 a 1300 m), tem-se um escarpamento no limite entre dois domínios geomorfológicos: o da Chapada Diamantina, desenvolvido sobre rochas siliciclásticas (quartzitos e arenitos) mais resistentes ao intemperismo químico e à erosão; e o das Depressões Periféricas, formadas em rochas sedimentares, calcárias e metamórficas (filito, ardósia, xisto). Além desses, os domínios das Bacias Sedimentares Tucano Sul e Recôncavo, constituídos por rochas sedimentares dessas bacias (arenitos, folhelhos, conglomerados), e os Planaltos e Planícies Litorâneas, compostos por sedimentos cenozoicos e rochas sedimentares, como arenito, folhelho e silito, são característicos desse bloco de perfis.

Diferente dos perfis descritos anteriormente, os perfis 6 a 8 (Figuras 14 a 16 respectivamente) cortam o Grande Escarpamento (Valadão, 1996 e 199b) que está

inserido nos domínios da Chapada Diamantina (perfis 6 e 7) e da Serra do Espinhaço (perfil 8). Além disso, é possível identificar nesse bloco de perfis dois escarpamentos, áreas de divisão topográfica bem marcante. O primeiro, localizado a leste nos perfis, possui altitudes entre 600 e 1100 m e limita o Planalto Sul-Baiano, domínio geomorfológico desenvolvido sobre litologias como quartzitos e rochas ígneas. Além de possuir o controle litológico, uma vez que as rochas constituintes desse domínio apresentam maior resistência ao intemperismo químico, o controle estrutural e tectônico é importante modelador topográfico (Figura 17) através de falhas e zonas de cisalhamentos. O segundo escarpamento, localizado a oeste nos perfis, possui altitudes entre 600 e 1500 m e está inserido nos domínios da Chapada Diamantina e da Serra do Espinhaço (composta por arenitos e conglomerados). Entre esses dois escarpamentos, existe uma área de topografia mais rebaixada (400 a 600 m), que compõe o domínio das Depressões Periféricas e a leste do primeiro escarpamento em uma região com altitudes menos elevadas (100 a 400 m) estão os Planaltos Costeiros.

A relação entre as feições geomorfológicas com os grupos litológicos predominantes na área de estudo, observada nos oito perfis analisados (Figuras 9 a 16), mostra que os domínios que possuem topografia com altitudes mais elevadas estão diretamente relacionados a rochas com maior resistência aos processos de intemperismo químico/erosão e, por outro lado, os domínios de topografia mais suaves estão associados a rochas mais susceptíveis ao intemperismo químico. Litologias, tais como, granito, quartzito e rochas ígneas, como, por exemplo, metadacito, são rochas mais resistentes aos processos de intemperismo químico e, por isso, são as responsáveis pelo controle das altitudes mais elevadas no relevo da área de estudo. Enquanto que rochas sedimentares constituem as regiões com menores elevações (ver, por exemplo, o perfil 6 – figura 14). Além disso, estruturas geológicas, como falhas e zonas de cisalhamento são atuantes no controle topográfico, como pode ser observados no terceiro grupo de perfis (Figuras 14 a 17). As falhas são responsáveis por soerguimentos locais e, por isso, as altitudes nessas áreas de controle estrutural são mais elevadas.

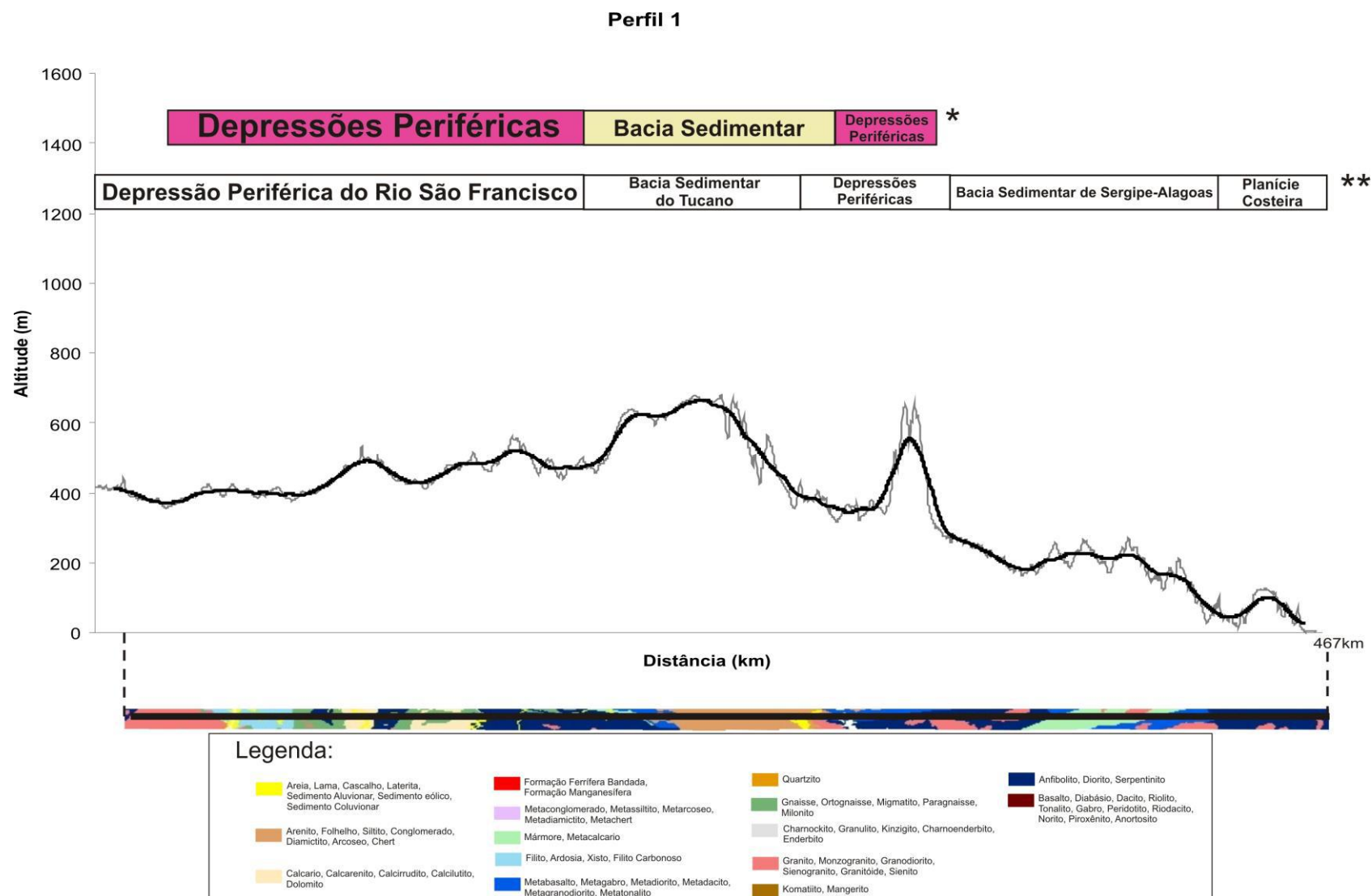


Figura 9 – Perfil topográfico regional e trecho do mapa geológico correspondente, modificado de Bizzi *et al.*, 2003 (* Domínios geomorfológicos segundo RADAMBRASIL, 1983; **Domínios geomorfológicos propostos nesse trabalho).

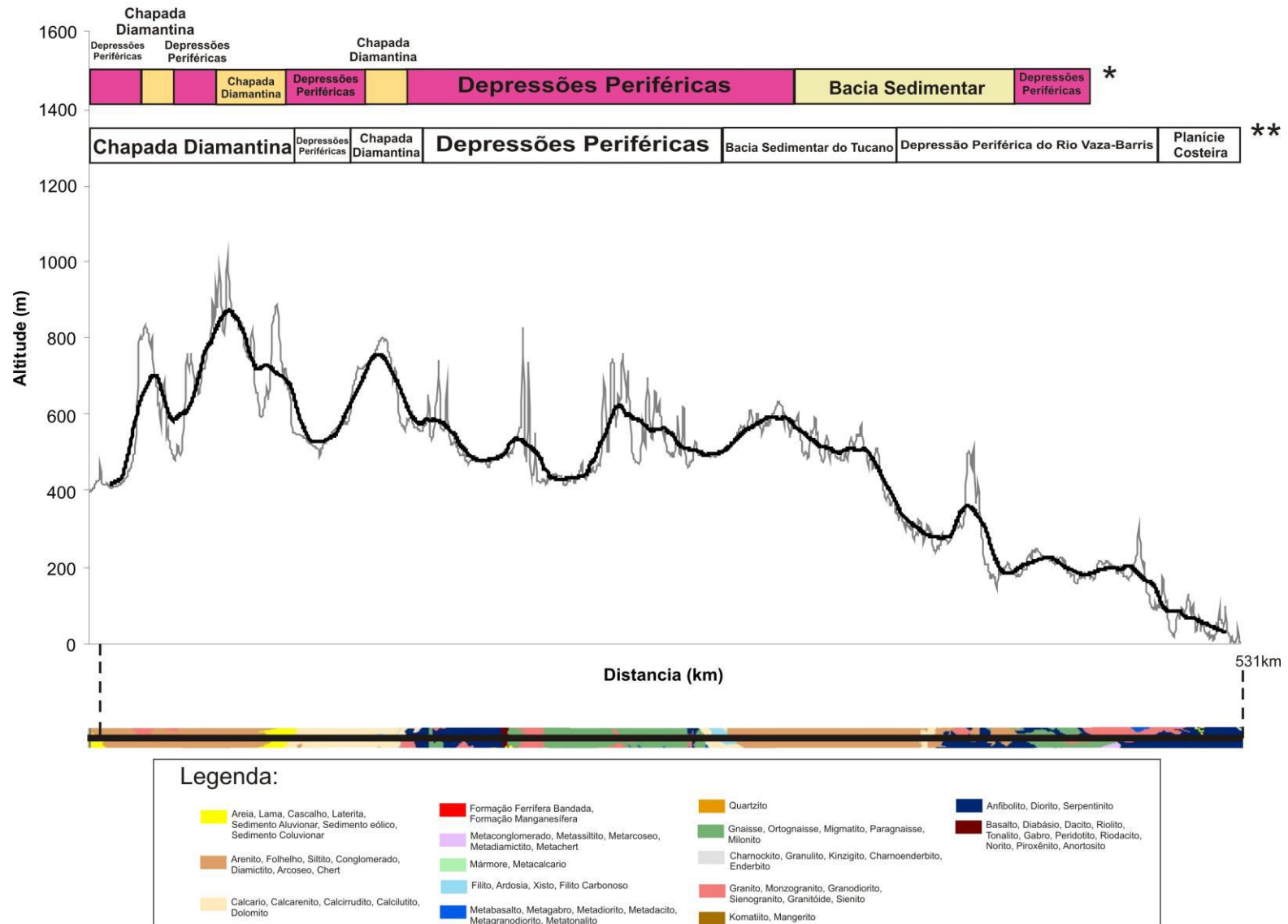


Figura 10 – Perfil topográfico regional e trecho do mapa geológico correspondente, modificado de Bizzi *et al.*, 2003 (* Domínios geomorfológicos segundo RADAMBRASIL, 1983; **Domínios geomorfológicos propostos nesse trabalho).

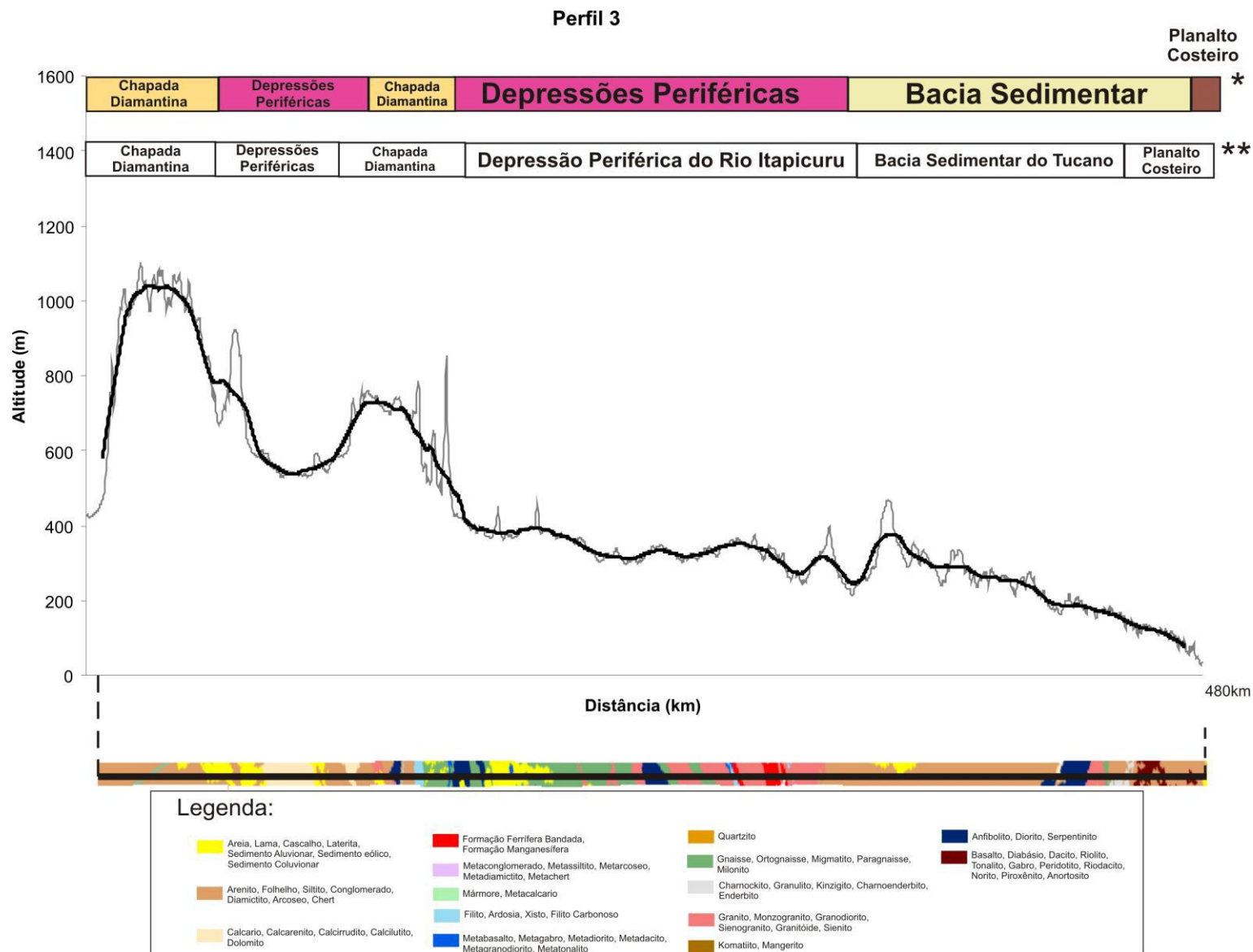


Figura 11 – Perfil topográfico regional e trecho do mapa geológico correspondente, modificado de Bizzi *et al.*, 2003 (* Domínios geomorfológicos segundo RADAMBRASIL, 1983; **Domínios geomorfológicos propostos nesse trabalho).

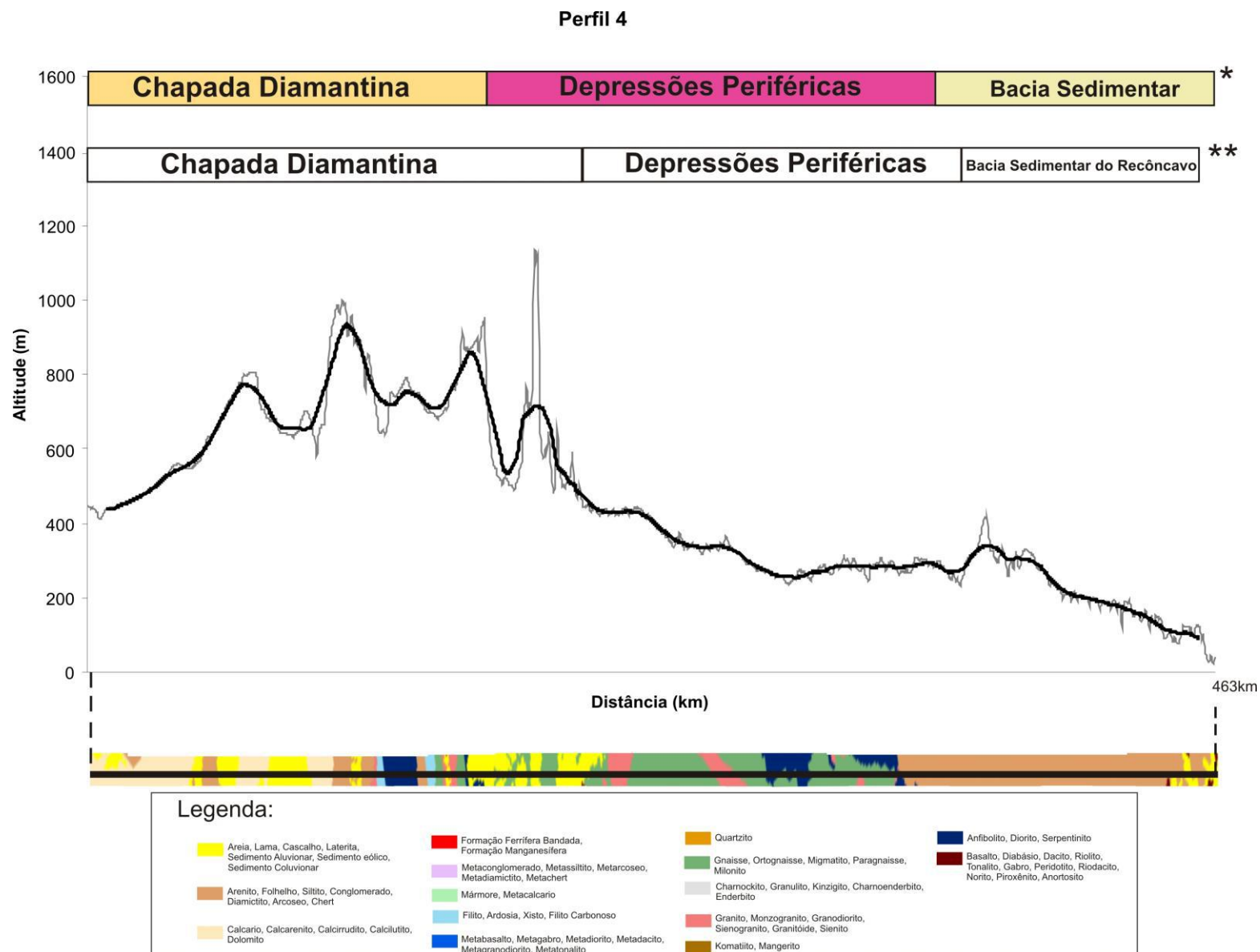


Figura 12 – Perfil topográfico regional e trecho do mapa geológico correspondente, modificado de Bizzi *et al.*, 2003 (* Domínios geomorfológicos segundo RADAMBRASIL, 1983; **Domínios geomorfológicos propostos nesse trabalho).

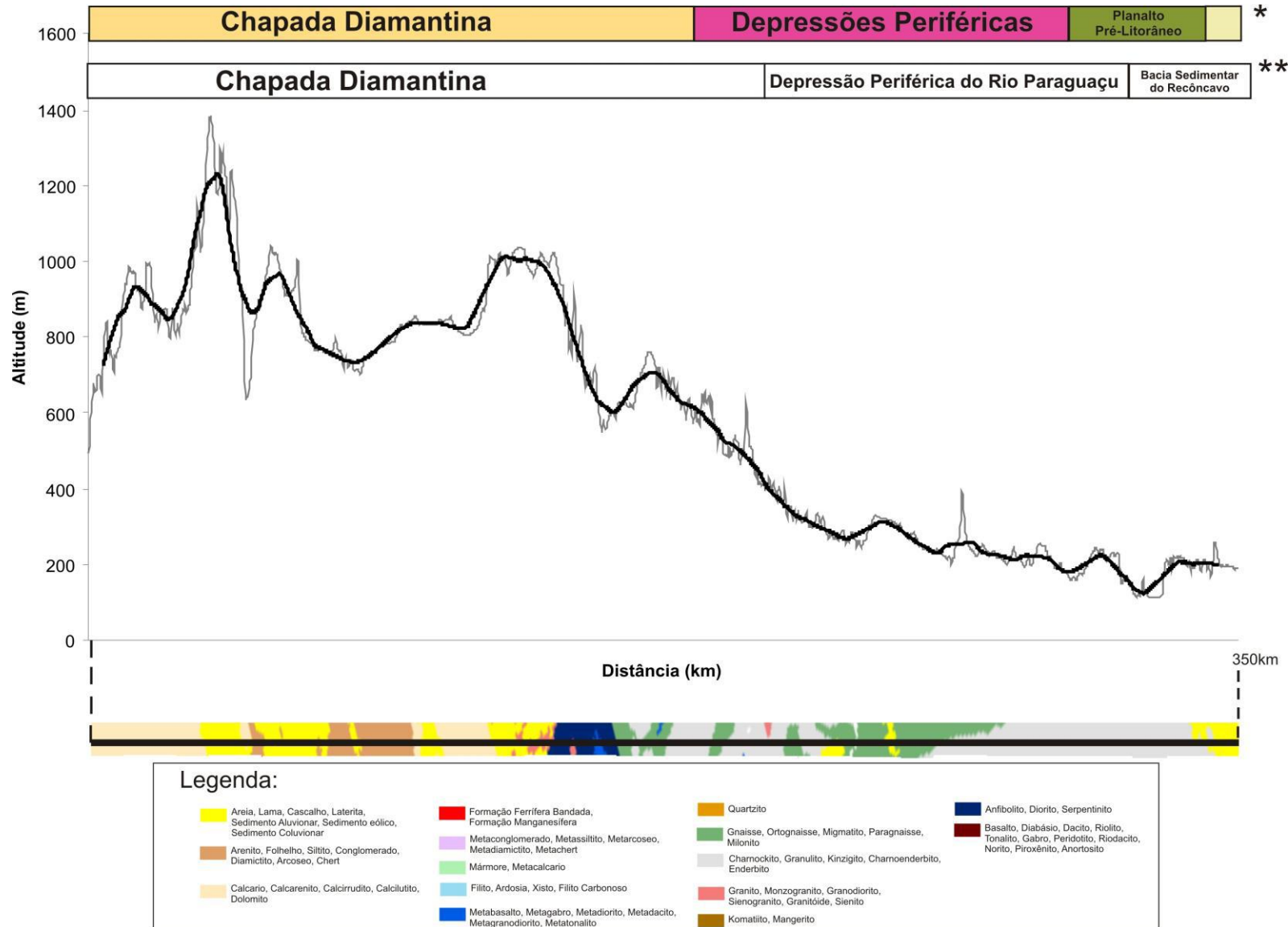


Figura 13 – Perfil topográfico regional e trecho do mapa geológico correspondente, modificado de Bizzi *et al.*, 2003 (* Domínios geomorfológicos segundo RADAMBRASIL, 1983; **Domínios geomorfológicos propostos nesse trabalho).

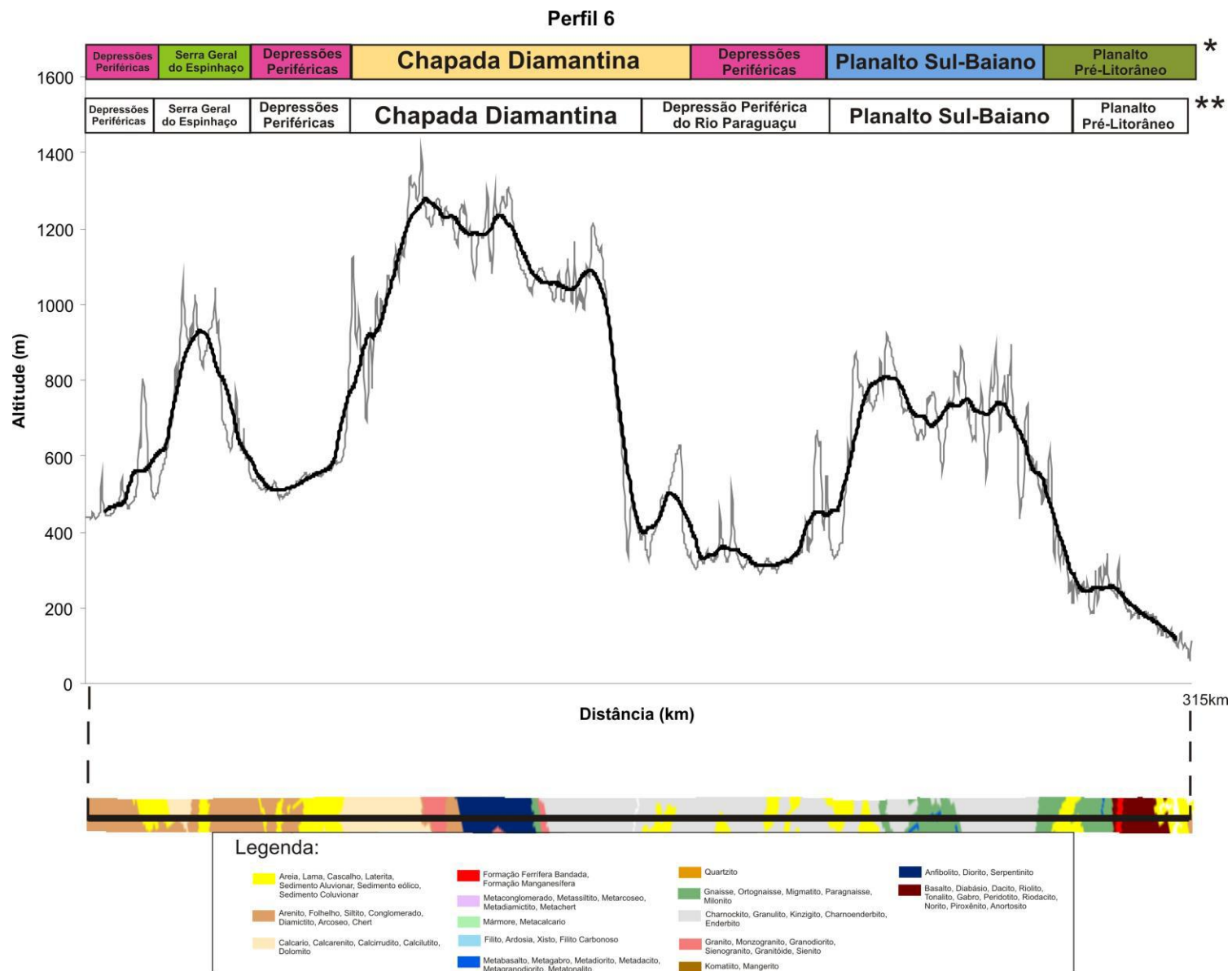


Figura 14 – Perfil topográfico regional e trecho do mapa geológico correspondente, modificado de Bizzi *et al.*, 2003 (* Domínios geomorfológicos segundo RADAMBRASIL, 1983; **Domínios geomorfológicos propostos nesse trabalho).

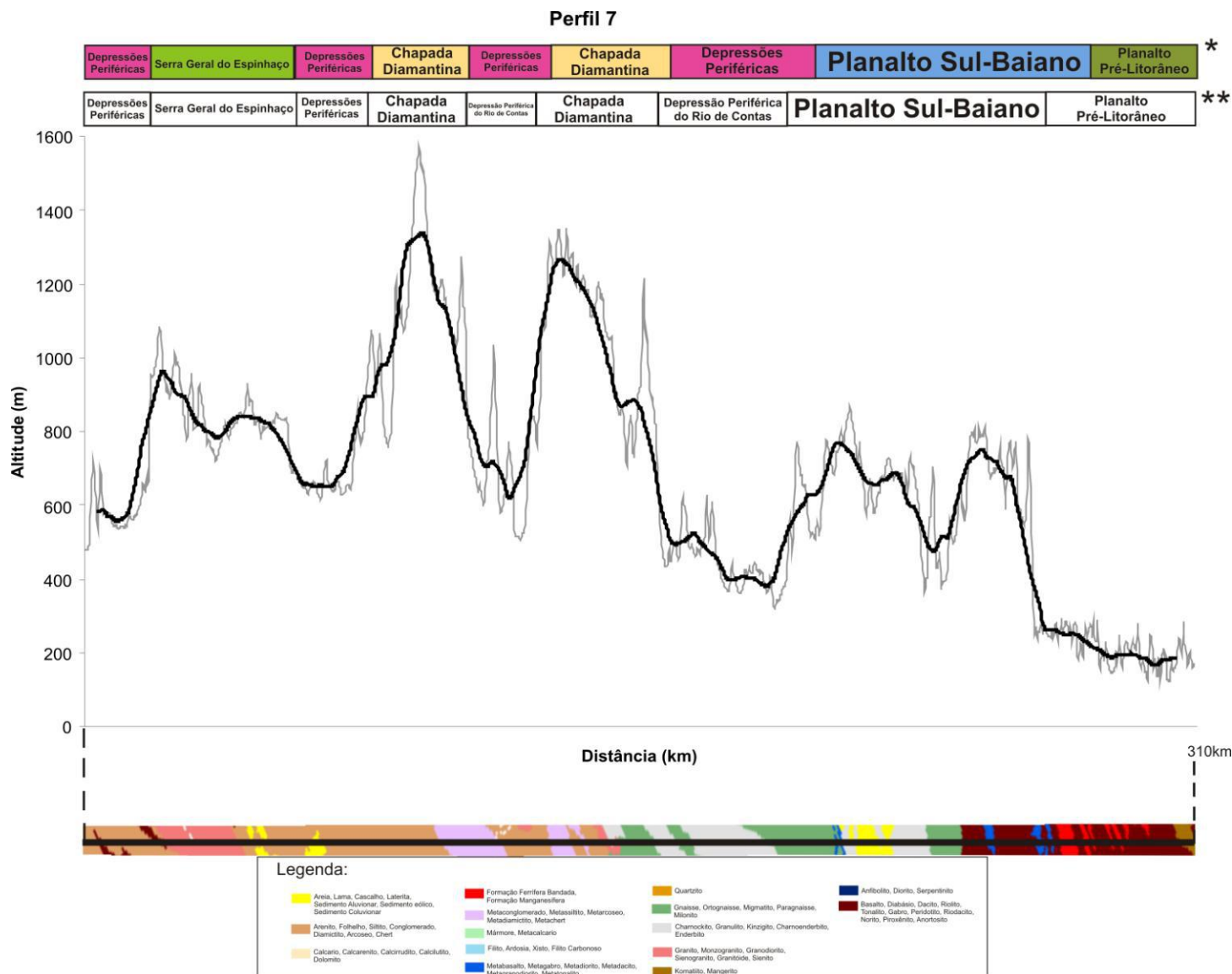


Figura 15 – Perfil topográfico regional e trecho do mapa geológico correspondente, modificado de Bizzi *et al.*, 2003 (* Domínios geomorfológicos segundo RADAMBRASIL, 1983; **Domínios geomorfológicos propostos nesse trabalho).

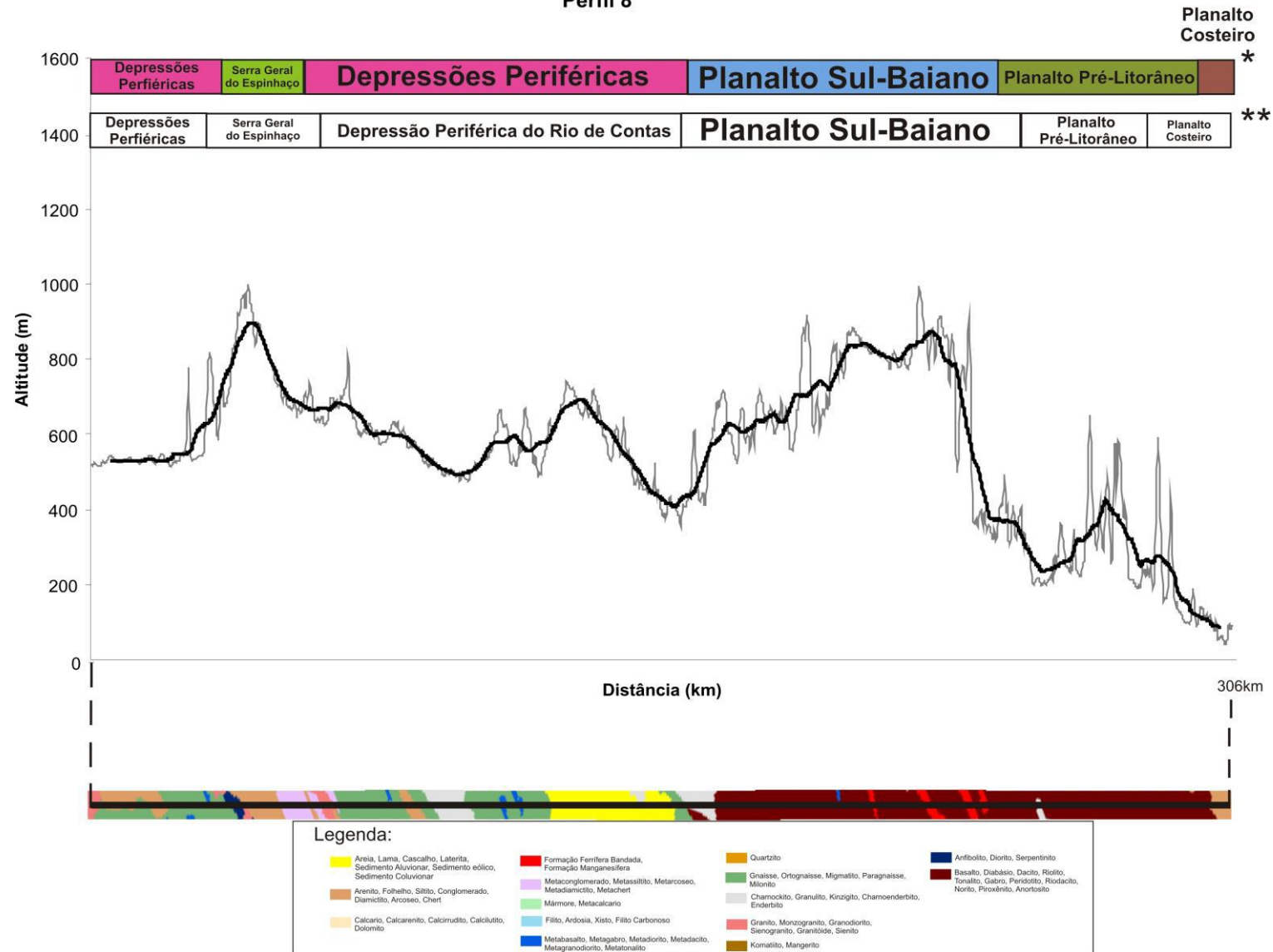


Figura 16 – Perfil topográfico regional e trecho do mapa geológico correspondente, modificado de Bizzi *et al.*, 2003 (* Domínios geomorfológicos segundo RADAMBRASIL, 1983; **Domínios geomorfológicos propostos nesse trabalho).

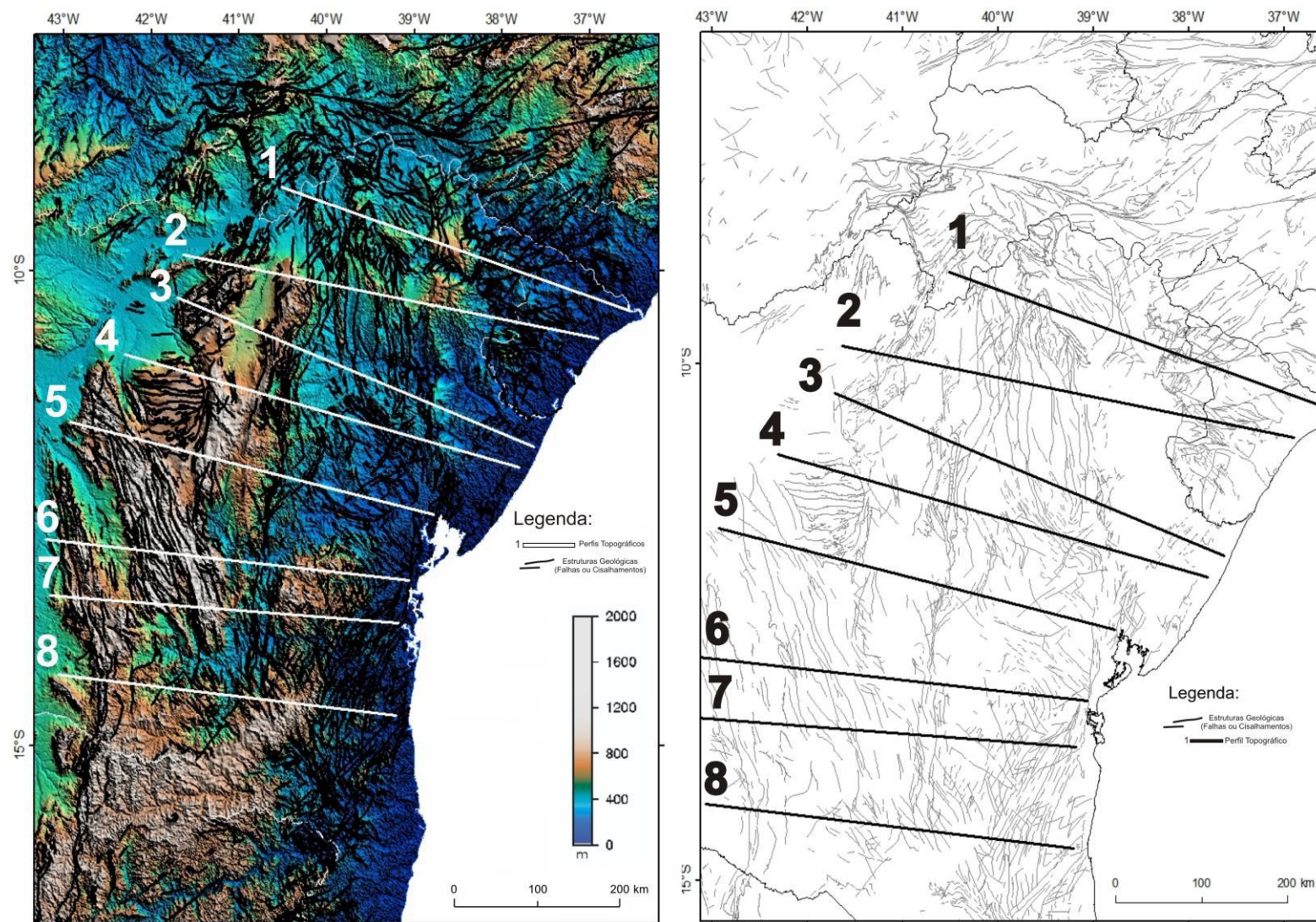


Figura 17 – Modelo digital de elevação (MDE) associado às estruturas geológicas regionais e mapa dos *trends* estruturais regionais (modificado de Bizzi *et al.*, 2003).

5.2 As grandes feições geomorfológicas regionais e seu significado na evolução da margem continental

A margem continental da região de estudo, assim como toda a margem brasileira, foi configurada no contexto de rifteamento do supercontinente Gondwana, no Eocretáceo. No entanto, a topografia típica de margens rifteadas (grandes elevações separadas por uma escarpa de uma região costeira com baixas elevações) não é bem definida na região NE, como no SE do Brasil. Na região estudada, o Grande Escarpamento (Figura 6), feição de relevo interpretada como herdada do processo de rifteamento, segundo Valadão (2009), separa as áreas mais elevadas do interior (~1100 a 1300 m), mapeadas como Serra do Espinhaço e Chapada Diamantina, das áreas mais baixas (~400 a 800 m), mapeadas como Depressões Periféricas.

A região estudada apresenta uma maior variedade de domínios geomorfológicos, topográficos e de litologias associadas em relação àqueles encontrados na margem sudeste. Uma análise do MDE mostra que há uma tendência de recuo das áreas com altitudes mais elevadas em direção ao interior. O Grande Escarpamento configura, hoje, um divisor hidrográfico de expressão regional, e que durante o processo de rifteamento teve suas redes de drenagens voltadas para o interior do rifte. Isso permitiu que as drenagens fossem individualizadas e concentradas, aumentando a capacidade de denudação (Valadão, 2009). A erosão consequente desse processo carregou grande quantidade de sedimentos para as bacias marginais. O acúmulo de sedimentos nas bacias causou uma descompensação isostática, que causou um soerguimento crustal no continente. As áreas com altitudes mais elevadas e próxima à costa, como, por exemplo a área em que encontra-se o domínio geomorfológico Planalto Sul-Baiano, são regiões remanescentes desse soerguimento causado por um alívio estrutural (Japsen *et al.*, 2012), consequentemente as rochas situadas próximas à linha de costa sofreram denudação devido a esse alívio local causado pelo rifte.

O relevo da margem oriental brasileira, durante o Fanerozoico, foi marcado por episódios de denudação e pelo acúmulo de grande quantidade de sedimentos nas bacias interiores e marginais adjacentes (Valadão, 2009). Ainda segundo este autor,

o processo de abertura do Atlântico Sul, iniciado no Mesozoico, imprimiu um novo ritmo à denudação no continente e os soerguimentos crustais, associados ao processo de abertura, geraram amplas superfícies de aplanamento.

Estudos termocronológicos de TFA disponíveis para a área de estudo e adjacências (Harman *et al.*, 1998; Turner *et al.*, 2008; Japsen *et al.*, 2012) fornecem algumas informações sobre a história de denudação regional com base na modelagem da história térmica dos dados TFA obtidos. Harman *et al.* (1998) e Turner *et al.* (2008) interpretam dois intervalos de resfriamento. O primeiro autor conclui que as amostras localizadas adjacentes à margem continental experimentaram um resfriamento rápido, iniciado há aproximadamente 130 Ma. Isso se deve ao fato de essas amostras possuírem valores de idade TFA mais novos (83 a 104 Ma) e comprimentos de traço longos (13,4 a 14,2 μm), que sugerem rápido resfriamento. O intervalo de tempo desse episódio de resfriamento é contemporâneo ao *break-up* inicial da margem continental (~130 Ma), porém as idades TFA (83 a 104 Ma) são mais novas. Isso indica um evento de denudação pós *break-up* significativo, causado provavelmente pelo rebaixamento do nível base de drenagem e pelo alívio estrutural local ao longo da margem rifteada (Summerfield, 1991). O segundo evento de resfriamento teria ocorrido aproximadamente há 50 Ma, em um intervalo de tempo após o *break-up* continental. As evidências desse segundo evento são as amostras localizadas mais no interior, que possuem idades mais velhas (130 a 260 Ma) e os CMTs variando de 10,3 a 12,8 μm , o que sugere que essas amostras passaram por um resfriamento mais lento com permanência maior dentro da ZAP (zona de *annealing* parcial). Vale ressaltar que essas amostras possuem idades centrais mais antigas do que o evento de resfriamento, isso se deve ao fato de que para a determinação de um intervalo de resfriamento leva-se em conta a modelagem térmica e para isso o parâmetro da idade central não é utilizado. Turner *et al.* (2008) define o primeiro intervalo de resfriamento entre 110 e 100 Ma e o segundo entre 40 e 10 Ma. Segundo o autor, os dois episódios por ele identificados são provavelmente os mesmos identificados por Harman *et al.* (1998), porém Harman *et al.* (1998) ignora a variação composicional e emprega um modelo de *annealing* diferente.

Os dados de TFA de Japsen *et al.* (2012) revelam remoção de aproximadamente 2 km de sedimentos pós-rifte durante um evento de soerguimento

eocênico (entre 48 e 45 Ma). Ainda segundo estes autores, a formação do relevo atual não é resultado de um soerguimento contínuo desde o Campaniano. A integração dos dados termocronológicos, das análises da paisagem e do registro geológico sugere que a superfície mais alta foi atingida na transição entre o Oligoceno e o Mioceno, antes do soerguimento e da exumação que teve início no Mioceno (entre 18 e 15 Ma). É, verificada também a relação desses eventos de denudação com eventos erosivos (discordâncias) nas bacias marginais de Sergipe-Alagoas, Camamu, Almada, Jequitinhonha e Cumuruxatiba, através da discordância do Mioceno Médio (Figura 4).

O mapa de distribuição das idades centrais (Figura 18) revela que na região mais próxima a costa de Alagoas, Sergipe e norte da Bahia (área D) as idades mais jovens são predominantes, variando de 80 a 110 Ma, ao passo que as amostras que se encontram no interior e na costa sul do estado da Bahia (área C) apresentam idades mais antigas, compreendidas entre 150 e 280 Ma. Há um consenso entre estes autores de que as áreas com idades entre 80 e 110 Ma são as que sofreram maior denudação, o que é sugerido pelos comprimentos médios dos traços correspondentes, entre 12 e 13 μm (Figura 19). O mapa de distribuição das idades centrais (Figura 18) apresenta um setor a oeste com idades entre 110 a 150 Ma, nas áreas das bacias do Recôncavo e Tucano. Esse setor coincide com o limite das feições geomorfológicas da bacia sedimentar do Tucano com as Depressões Periféricas e da bacia sedimentar do Recôncavo com o Planalto Costeiro. No limite leste e sudeste dessas bacias é possível perceber um limite entre grupos de idades e CMTs, porém de forma menos evidente. Isso ocorre, provavelmente por falta de amostras para geração de um melhor gride de interpolação.

Foi observada uma tendência de idades, variando de mais novas a leste e mais velhas em direção ao interior, na parte sudoeste da área (área B), que abrange, de leste para oeste, os domínios do Planalto Pré-Litorâneo, Planalto Sul-Baiano e Depressões Periféricas. Ao sul da cidade de Salvador existe uma região com idades variando de 300 a 350 Ma (área C), que está situada sobre rochas ígneas mais antigas (250 a 350 Ma) como basalto, diabásio, dacito, gabro e peridotido.

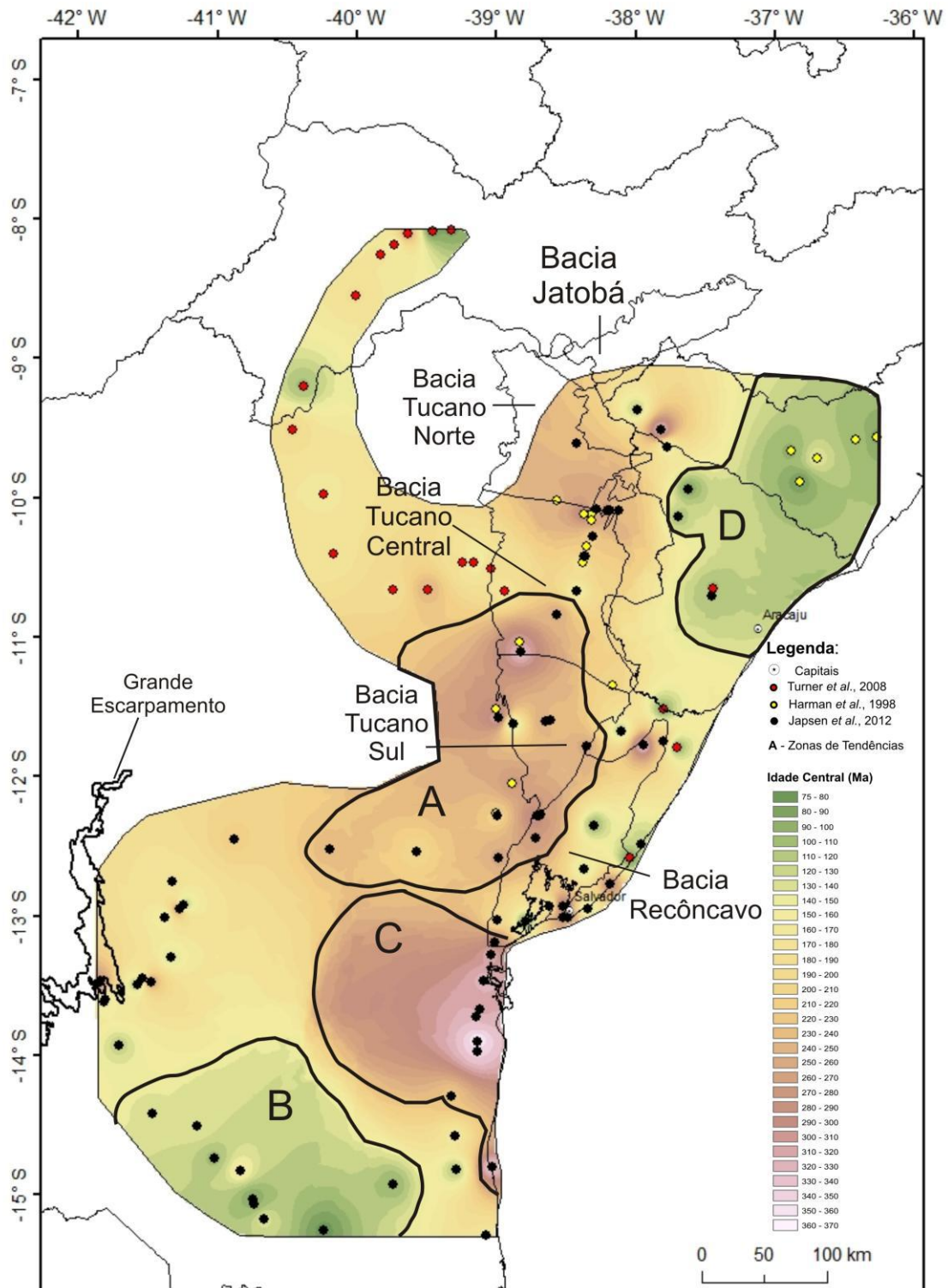


Figura 18 – Mapa de distribuição de idades centrais (Ma) obtidas pelo método traços de fissão em apatitas na região estudada com destaque para as zonas de tendências. Método de interpolação: *IDW*.

O comprimento médio dos traços (CMT) varia de 10 a 14 μm (Figura 19). É possível identificar que os traços com comprimentos maiores, entre 12 e 14 μm , encontram-se localizados mais próximos ao litoral e estão associados às idades TFA mais jovens, entre 80 e 110 Ma, obtidos tanto em rochas sedimentares de idades mesozoicas e cenozoicas (Neocretáceo-Oligoceno) quanto em rochas mais antigas do Paleozoico e do Mesozoico (Neojurássico-Eocretáceo). Esse valor de CMT (12 a 14 μm) é considerado alto, e é uma indicação de que essas rochas permaneceram por um curto período de tempo na zona de *annealing* parcial (ZAP), portanto devem ter sofrido um resfriamento rápido. Em contrapartida, os CMTs das rochas situadas no interior são mais curtos, o que sugere que essas amostras permaneceram por um intervalo de tempo maior na zona de *annealing* parcial.

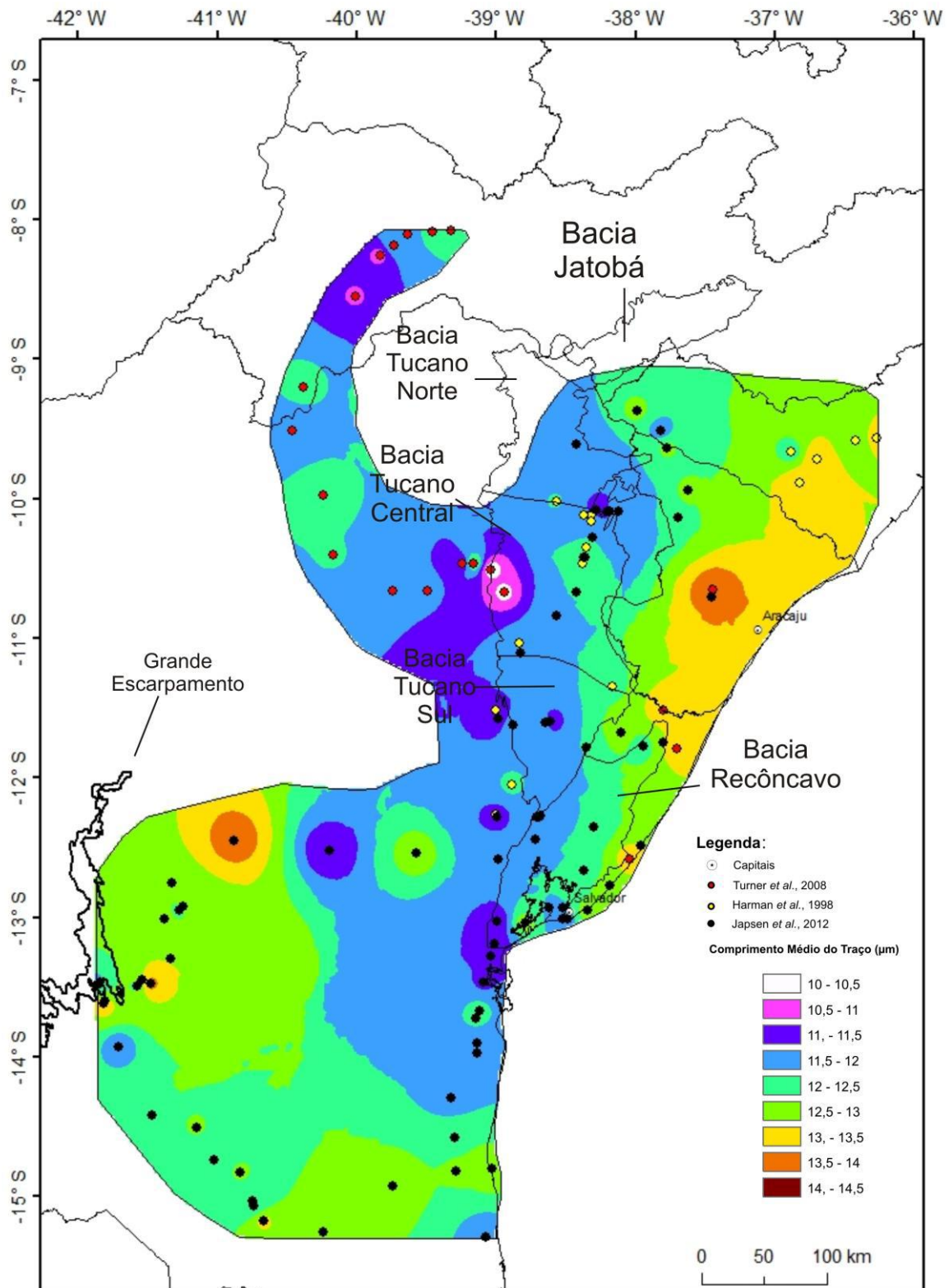


Figura 19 – Mapa de distribuição dos comprimentos médios dos traços de fissão em apatitas obtidos para cada amostra (Harman *et al.*, 1998; Turner *et al.*, 2008; Japsen *et al.*, 2012). Método de interpolação: *IDW*.

6. Conclusões

A análise dos domínios geomorfológicos, perfis topográficos, registros geológicos e dados de traço de fissão em apatita obtidos na literatura (Harman *et al.*, 1998; Turner *et al.*, 2008; Japsen *et al.*, 2012) sugere que a atual configuração do relevo da área estudada é resultado do processo de rifteamento, iniciado no Eocretáceo e que resultou na quebra do continente Gondwana e formação do Oceano Atlântico. Vale ressaltar que o controle litoestrutural e eventos tectônicos posteriores também são importantes modeladores da geomorfologia da região.

As tendências verificadas no mapa de idades TFA mostram relação com os domínios geomorfológicos, onde, segundo um consenso entre os autores, as áreas com idades centrais mais novas (80 a 110 Ma) geralmente estão associadas a regiões que sofreram maior denudação e são mais rebaixadas topograficamente. Esse fato pode ser identificado nas porções central da Bahia, oeste de Pernambuco e a faixa litorânea de Sergipe e Alagoas, que possuem topografia mais arrasada que coincidem com litologias mais susceptíveis à erosão e estão inseridas em domínios geomorfológicos que apresentam altitudes menos elevadas.

Observações realizadas no presente trabalho denotam que a evolução morfológica da região possui semelhanças com o modelo de evolução da região sudeste, tais como ter influência do processo de rifteamento, soerguimento isostático e a importância do controle estrutural e de eventos de denudação. Porém, diferentemente da margem Sudeste do Brasil, a área de estudo não apresenta escarpamentos na faixa litorânea (como, por exemplo, a Serra do Mar) e não apresenta evidências de um evento de reativação tectônica como aquele que gerou as bacias do Rifte Continental do Sudeste do Brasil. Somente com os dados utilizados no presente trabalho não é possível apontar uma causa para essa diferença morfológica entre o nordeste e o sudeste do Brasil, mas é possível levantar alguns questionamentos em relação a essa diferença. Seria ela causada pela diferença entre a orientação dos *trends* estruturais regionais observados? Qual seria a intensidade dos eventos de denudação após os principais eventos de resfriamento/denudação detectados pelos dados de traço de fissão em apatitas –

pós-Cretáceo Final? Qual seria a idade de formação das diferentes superfícies topográficas observadas – elas podem ter a mesma idade e terem sido escalonadas por algum evento tectônico? A investigação destes questionamentos poderia auxiliar em uma melhor compreensão da evolução morfológica observada hoje.

Referências Bibliográficas

- Barbosa J.F. & Sabaté P. 2003. Colagem paleoproterozóica de placas arqueanas do cráton do São Francisco na Bahia. *Revista Brasileira de Geociências*, v.33, n.1, suplemento p. 7-14.
- Bizzi L.A., Schobbenhaus C., Vidotti R.M. & Gonçalves J.H.E. 2003. *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil (Textos, Mapas & SIG)*. Ed. UnB, Brasília.
- Brown R.W., Gallagher K., Gleadow A.J.W. & Summerfield M.S. 2000. Morphotectonic evolution of the South Atlantic margins of Africa and South America. *In: Summerfield, M.S. (Editor), Geomorphology and Global Tectonics*. John Wiley & Sons, pp. 255-284.
- Bueno G.V. 2004. Diacronismo de eventos no rifte Sul-Atlântico. *Boletim de Geociências da Petrobras*, Rio de Janeiro, v.12, n.2, p. 203-229.
- CPRM 2010. Geodiversidade do Estado da Bahia. Organização Luiz Moacyr de Carvalho & Maria Angélica Barreto Ramos, Salvador. 250p.
- Donelick R.A., O'Sullivan P.B. & Ketcham R.A. 2005. Apatite fission track analysis. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, **58**:49-94.
- Gallagher K., Hawkesworth C.J & Mantovani M.S.M. 1994. The denudation history of the onshore continental margin of the SE Brazil inferred from apatite fission track data. *Journal of Geophysical Research*, **99**(B9):18,117-18,145.
- Gleadow A.J.W., Kohn B.P., Gallagher K. & Cox S. 1996. *In: Mesozoic Geology of the Eastern Australia Plate Conference 43*, p.195-204.
- Gunnel Y. 2000. Apatite fission track thermochronology: an overview of its potential and limitations in geomorphology. *Basin Research*, **12**:115-132.
- Harman, R., Gallagher, K., Brown, R., Raza, A., and Bizzi, L., 1998. Accelerated denudation and tectonic/geomorphic reactivation of the cratons of northeastern Brazil during the Late Cretaceous. *Journal of Geophysical Research—Solid Earth*, v. 103, p. 27,091–27,105.
- IBGE, 2006a. Manual Técnico de Geomorfologia. IBGE - *Manuais Técnicos de Geociências*, n.5.
- IBGE, 2006b. Mapa de Unidades de Relevo do Brasil.
- Japsen P., Bonow M.J., Green F.P., Cobbold R.P., Chiossi D., Lilletveit R., Magnavita R.L., Pedreira A., 2012. Episodic Burial and exhumation in NE Brazil after opening of the South Atlantic. *Geological Society of America Bulletin*.

- King L.C. 1956. Geomorfologia do Brasil Oriental. *Revista Brasileira de Geografia*, **18**(2):147-265.
- Mabesoone J.M 1994. Sedimentary basins of northeast Brazil. Recife: UFPE, 1994. 308p. Special Publication, 2.
- Milani E.J., Rangel H.D., Bueno G.V., Stica J.M., Winter W.R., Caixeta J.M., Pessoa Neto O.C., 2007. Bacias Sedimentares Brasileiras – Cartas Estratigráficas. *Boletim de Geociências da Petrobras* v.15, 2007.
- Ministério da Minas e Energia do Brasil, Secretaria Geral, 1983, Projeto RADAMBRASIL, Folha SD24 Salvador. Mapa de vegetação, Geologia, Geomorfologia e Solos, Rio de Janeiro.
- Netto A.S.T. 1978. A implantação da fase rift na bacia do Recôncavo. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 30., 1978, Recife. *Anais...Recife: SBG*, 1978. v. 1 p. 506-517.
- Summerfield M. A., 1991. Subaerial denudation of passive margins: regional elevation versus local relief models. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 102, 460-469.
- Turner, J.P., Green, P.F., Holford, S.P., and Lawrence, S.R., 2008, Thermal history of the Rio Muni (West Africa)–NE Brazil margins during continental breakup. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 270, p. 354–367.
- Valadão R.C. 1996. King e a Geomorfologia do Brasil Oriental: uma reavaliação. In: Congresso Brasileiro de Geologia, XXXIX, Salvador 1996. *Anais...*, Salvador, SBG, vol.2, p:511-513.
- Valadão R.C. 1999b. Superfícies de aplanamento do Brasil Oriental: mapeamento, caracterização e geodinâmica. In: VII Simpósio de Geologia do Centro-Oeste e X Simpósio de Geologia de Minas Gerais, Brasília, 1999. *Anais...*, Brasília, SBG, P:107-108.
- Valadão R.C. 2009. Geodinamica de Superfícies de Aplanamento, Desnudação Continental e Tectônica ativa como condicionantes da Megageomorfologia do Brasil Oriental. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, **10**(2):77-90.

Anexo I

Dados de traços de fissão em apatitas disponíveis na literatura para uma parte do Nordeste do Brasil (Bahia, Sergipe, Alagoas e Pernambuco).

Referência	Código Amostra	Longitude	Latitude	Mineral	Número de Grãos	Idade Central (Ma)	Erro da Idade Central	Comprimento médio do traço (μM)	Erro (CMT)	Número de traços
Harman <i>et al.</i> (1998)	94/1	-38,0417	-12,588	apatita	20	83,0	3,0	13,42	0,11	100
Harman <i>et al.</i> (1998)	94/3	-37,7017	-11,790	apatita	20	94,0	4,0	13,46	0,20	100
Harman <i>et al.</i> (1998)	94/4	-37,8000	-11,520	apatita	20	95,0	3,0	13,52	0,17	100
Harman <i>et al.</i> (1998)	94/7	-37,4483	-10,656	apatita	19	104,0	4,0	14,15	0,15	100
Harman <i>et al.</i> (1998)	94/15	-38,9400	-10,675	apatita	20	167,0	4,0	10,27	0,27	100
Harman <i>et al.</i> (1998)	94/18	-39,0350	-10,508	apatita	20	187,0	12,0	10,04	0,32	48
Harman <i>et al.</i> (1998)	94/19	-39,1600	-10,461	apatita	20	130,0	8,0	12,81	0,19	100
Harman <i>et al.</i> (1998)	94/20	-39,2417	-10,465	apatita	20	186,0	14,0	11,03	0,27	100
Harman <i>et al.</i> (1998)	94/22	-39,4900	-10,658	apatita	20	244,0	14,0	11,60	0,18	100
Harman <i>et al.</i> (1998)	94/24	-39,7467	-10,665	apatita	18	187,0	16,0	11,55	0,39	29
Harman <i>et al.</i> (1998)	94/74	-39,3258	-8,0767	apatita	20	85,0	7,0	12,27	0,31	48
Harman <i>et al.</i> (1998)	94/75	-39,4594	-8,0833	apatita	21	76,0	4,0	12,38	0,23	100
Harman <i>et al.</i> (1998)	94/76	-39,6364	-8,1075	apatita	6	260,0	59,0	11,49	0,10	2
Harman <i>et al.</i> (1998)	94/77	-39,7339	-8,1822	apatita	20	143,0	13,0	12,08	0,30	100
Harman <i>et al.</i> (1998)	94/78	-39,8342	-8,2569	apatita	20	173,0	9,0	10,77	0,28	100
Harman <i>et al.</i> (1998)	94/79	-40,0106	-8,5464	apatita	20	182,0	8,0	10,94	0,24	100

Harman <i>et al.</i> (1998)	94/80	-40,3878	-9,1975	apatita	20	107,0	5,0	12,21	0,23	100
Harman <i>et al.</i> (1998)	94/81	-40,1719	-10,401	apatita	21	172,0	7,0	12,05	0,21	100
Harman <i>et al.</i> (1998)	94/83	-40,2456	-9,9772	apatita	20	167,0	8,0	12,47	0,17	100
Harman <i>et al.</i> (1998)	94/84	-40,4611	-9,5100	apatita	20	193,0	12,0	11,56	0,22	100
Turner <i>et al.</i> (2008)	JT4	-38,3167	-10,116	apatita	20	264,0	20,0	11,49	0,17	101
Turner <i>et al.</i> (2008)	JT5	-38,3167	-10,166	apatita	20	267,0	21,0	12,12	0,20	52
Turner <i>et al.</i> (2008)	JT9	-38,3500	-10,350	apatita	23	221,0	12,0	12,20	0,17	114
Turner <i>et al.</i> (2008)	JT11	-38,3833	-10,466	apatita	20	152,0	8,0	12,53	0,12	112
Turner <i>et al.</i> (2008)	JT13	-38,8333	-11,033	apatita	26	306,0	29,0	11,70	0,19	96
Turner <i>et al.</i> (2008)	JT16	-38,1667	-11,350	apatita	21	203,0	17,0	12,40	0,14	111
Turner <i>et al.</i> (2008)	GC854-1	-39,0000	-12,266	apatita	25	235,6	14,5	11,64	0,20	100
Turner <i>et al.</i> (2008)	GC854-2	-38,8833	-12,050	apatita	20	274,8	13,8	12,29	0,20	101
Turner <i>et al.</i> (2008)	GC854-5	-39,0000	-11,516	apatita	21	283,5	20,3	11,41	0,23	58
Turner <i>et al.</i> (2008)	GC854-7	-38,5667	-10,016	apatita	9	244,4	21,7	12,08	0,31	25
Turner <i>et al.</i> (2008)	GC854-11	-38,3667	-10,116	apatita	20	327,9	41,7	11,67	0,13	102
Turner <i>et al.</i> (2008)	GC854-14	-36,8167	-9,8833	apatita	20	81,3	6,8	13,46	0,17	52
Turner <i>et al.</i> (2008)	GC854-16	-36,7000	-9,7167	apatita	17	140,0	22,6	13,49	0,35	13
Turner <i>et al.</i> (2008)	GC854-17	-36,8833	-9,6667	apatita	13	97,1	13,9	12,19	0,44	22

Turner <i>et al.</i> (2008)	GC854-19	-36,4167	-9,5833	apatita	18	108,0	7,7	12,45	0,41	10
Turner <i>et al.</i> (2008)	GC854-20	-36,2667	-9,5667	apatita	20	86,5	6,0	13,27	0,13	100
Japsen <i>et al.</i> (2012)	GC990-5	-38,5252	-13,010	apatita		274,7	26,1	11,20	0,24	
Japsen <i>et al.</i> (2012)	GC990-14	-38,3478	-12,953	apatita		118,1	7,8	13,14	0,15	
Japsen <i>et al.</i> (2012)	GC990-15	-38,1793	-12,775	apatita		285,1	27,0	12,68	0,16	
Japsen <i>et al.</i> (2012)	GC990-16	-37,9571	-12,491	apatita		122,1	5,9	13	0,15	
Japsen <i>et al.</i> (2012)	GC990-17	38,48536	-13,016	apatita		261,5	15,5	12	0,26	
Japsen <i>et al.</i> (2012)	GC990-18	-38,7165	-12,446	apatita		271,6	25,3	12,01	0,20	
Japsen <i>et al.</i> (2012)	GC990-20	-38,6839	-12,274	apatita		232,1	177,0	11,12	1,26	
Japsen <i>et al.</i> (2012)	GC990-21	-38,6911	-12,279	apatita		251,6	25,3	12,58	0,23	
Japsen <i>et al.</i> (2012)	GC990-22	-38,7055	-12,286	apatita		377,5	27,1	11,32	0,16	
Japsen <i>et al.</i> (2012)	GC990-23	-38,9876	-11,577	apatita		336,3	30,0	11,13	0,19	
Japsen <i>et al.</i> (2012)	GC990-24	-38,8235	-11,110	apatita		331,4	31,6	11,55	0,18	
Japsen <i>et al.</i> (2012)	GC990-25	38,56402	-10,836	apatita		254,0	30,7	11,57	0,23	
Japsen <i>et al.</i> (2012)	GC990-26	-38,4201	-10,670	apatita		150,0	26,1	11,65	0,34	
Japsen <i>et al.</i> (2012)	GC990-27	-38,3678	-10,421	apatita		213,4	19,9	11,75	0,17	
Japsen <i>et al.</i> (2012)	GC990-28	-38,3643	-10,417	apatita		228,6	25,5	11,8	0,19	
Japsen <i>et al.</i> (2012)	GC990-29	-38,3095	-10,278	apatita		206,8	14,1	11,66	0,17	

Japsen <i>et al.</i> (2012)	GC990-30	-38,2821	-10,085	apatita		199,2	25,6	11,44	0,23	
Japsen <i>et al.</i> (2012)	GC990-31	-38,2035	-10,087	apatita		357,2	37,7	10,99	0,22	
Japsen <i>et al.</i> (2012)	GC990-32	-38,1831	-10,088	apatita		186,3	25,3	11,75	0,24	
Japsen <i>et al.</i> (2012)	GC990-33	-38,1188	-10,091	apatita		246,3	29,5	11,81	0,20	
Japsen <i>et al.</i> (2012)	GC990-34	-38,1176	-10,091	apatita		213,9	27,9	10,91	0,20	
Japsen <i>et al.</i> (2012)	GC990-35	-38,8811	-11,626	apatita		110,8	25,4	12,14	0,31	
Japsen <i>et al.</i> (2012)	GC990-36	-38,6433	-11,603	apatita		263,6	57,2	11,76	0,39	
Japsen <i>et al.</i> (2012)	GC990-37	-38,6068	-11,597	apatita		222,5	37,5	11	0,45	
Japsen <i>et al.</i> (2012)	GC990-38	-38,3505	-11,787	apatita		257,2	17,0	11,74	0,24	
Japsen <i>et al.</i> (2012)	GC990-39	-38,1048	-11,673	apatita		120,4	7,4	12,95	0,16	
Japsen <i>et al.</i> (2012)	GC990-40	-37,9436	-11,777	apatita		347,9	22,3	11,88	0,18	
Japsen <i>et al.</i> (2012)	GC990-41	-37,8046	-11,746	apatita		232,6	16,6	12,56	0,26	
Japsen <i>et al.</i> (2012)	GC990-42	-38,5183	-12,930	apatita		339,9	37,4	11,5	0,14	
Japsen <i>et al.</i> (2012)	GC990-43	-38,6161	-12,930	apatita		152,1	18,8	11,51	0,16	
Japsen <i>et al.</i> (2012)	GC990-45	-38,7923	-13,049	apatita		86,2	11,1	12,69	0,38	
Japsen <i>et al.</i> (2012)	GC990-46	-38,9938	-13,027	apatita		188,0	14,7	11,43	0,21	
Japsen <i>et al.</i> (2012)	GC990-47	-38,9836	-12,583	apatita		254,6	13,4	11,65	0,15	
Japsen <i>et al.</i> (2012)	GC990-48	-38,2960	-12,350	apatita		102,2	9,5	11,94	0,32	
Japsen <i>et al.</i>	GC990-	-	-	apatita		129,0	17,1	12,03	0,26	

<i>al. (2012)</i>	49	38,36852	12,6681							
Japsen <i>et al. (2012)</i>	GC990-57	-38,9963	-12,281	apatita		191,7	17,3	11,19	0,21	
Japsen <i>et al. (2012)</i>	GC990-58	-39,5686	-12,543	apatita		202,4	16,1	12,65	0,17	
Japsen <i>et al. (2012)</i>	GC990-60	-40,2005	-12,520	apatita		235,1	36,4	10,98	0,17	
Japsen <i>et al. (2012)</i>	GC990-61	-40,8842	-12,451	apatita		214,7	31,7	13,53	0,19	
Japsen <i>et al. (2012)</i>	GC990-62	-41,3288	-12,757	apatita		172,7	42,7	12,53	0,56	
Japsen <i>et al. (2012)</i>	GC990-64	-41,2768	-12,950	apatita		301,6	33,7	11,87	0,16	
Japsen <i>et al. (2012)</i>	GC990-66	-41,2443	-12,927	apatita		75,3	28,2	13,23	0,39	
Japsen <i>et al. (2012)</i>	GC990-68	-41,3798	-13,009	apatita		137,9	25,7	13,17	0,36	
Japsen <i>et al. (2012)</i>	GC990-72	-41,3353	-13,297	apatita		133,2	26,3	13,00	0,38	
Japsen <i>et al. (2012)</i>	GC990-73	-41,4832	-13,474	apatita		283,7	51,4	13,93	0,40	
Japsen <i>et al. (2012)</i>	GC990-74	-41,5410	-3,4514	apatita		150,7	23,2	12,95	0,22	
Japsen <i>et al. (2012)</i>	GC990-76	-41,5807	-13,492	apatita		102,4	7,8	12,23	0,20	
Japsen <i>et al. (2012)</i>	GC990-78	-41,8400	-13,470	apatita		248,5	42,9	12,03	0,68	
Japsen <i>et al. (2012)</i>	GC990-79	-41,8650	-13,482	apatita		332,6	31,2	11,46	0,34	
Japsen <i>et al. (2012)</i>	GC990-80	-41,8190	-13,621	apatita		144,1	16,3	13,95	0,78	
Japsen <i>et al. (2012)</i>	GC990-81	-41,8113	-13,604	apatita		127,2	21,2	12,68	0,61	
Japsen <i>et al. (2012)</i>	GC990-82	-41,7103	-13,926	apatita		121,1	15,4	11,45	0,58	
Japsen <i>et al. (2012)</i>	GC990-84	-41,4663	-14,421	apatita		131,7	14,4	12,50	0,32	

Japsen <i>et al.</i> (2012)	GC990-85	- 41,14621	- 14,5076	apatita		139,9	11,3	12,53	0,36	
Japsen <i>et al.</i> (2012)	GC990-87	- 41,02504	- 14,7437	apatita		105,5	11,9	11,98	0,58	
Japsen <i>et al.</i> (2012)	GC990-88	- 40,83521	- 14,8297	apatita		159,8	15,8	12,58	0,20	
Japsen <i>et al.</i> (2012)	GC990-93	- 40,74754	- 15,0362	apatita		80,3	7,3	12,21	0,21	
Japsen <i>et al.</i> (2012)	GC990-94	- 40,73821	- 15,0671	apatita		103,7	7,7	11,95	0,21	
Japsen <i>et al.</i> (2012)	GC990-95	- 40,66921	- 15,1791	apatita		137,6	21,4	13,21	0,46	
Japsen <i>et al.</i> (2012)	GC990-97	- 40,23821	- 15,2616	apatita		75,8	4,7	12,90	0,17	
Japsen <i>et al.</i> (2012)	GC990-99	- 39,74253	- 14,9249	apatita		99,7	8,3	12,89	0,14	
Japsen <i>et al.</i> (2012)	GC990-101	- 39,29169	- 14,8249	apatita		114,6	9,4	12,54	0,22	
Japsen <i>et al.</i> (2012)	GC990-103	- 39,07470	- 15,2957	apatita		174,7	15,4	11,48	0,96	
Japsen <i>et al.</i> (2012)	GC990-105	- 39,03219	- 14,8057	apatita		340,0	22,0	12,91	0,16	
Japsen <i>et al.</i> (2012)	GC990-106	- 39,30070	- 14,5811	apatita		163,8	12,9	12,51	0,23	
Japsen <i>et al.</i> (2012)	GC990-107	- 39,32486	- 14,2956	apatita		225,4	12,7	11,54	0,20	
Japsen <i>et al.</i> (2012)	GC990-108	- 39,13420	- 13,9721	apatita		341,7	26,8	11,47	0,15	
Japsen <i>et al.</i> (2012)	GC990-109	- 39,13303	- 13,9036	apatita		364,5	17,6	11,73	0,16	
Japsen <i>et al.</i> (2012)	GC990-110	- 39,14603	- 13,7236	apatita		333,2	22,8	12,13	0,15	
Japsen <i>et al.</i> (2012)	GC990-111	- 39,12103	- 13,6684	apatita		308,1	34,3	12,19	0,29	
Japsen <i>et al.</i> (2012)	GC990-113	- 39,08786	- 13,4662	apatita		327,8	41,9	11,35	0,24	
Japsen <i>et al.</i>	GC990-	-	-	apatita		324,2	19,4	11,51	0,18	

<i>al. (2012)</i>	115	39,03802	13,2796							
Japsen <i>et al. (2012)</i>	GC990-116	-39,0096	-13,191	apatita		285,8	24,0	10,94	0,46	
Japsen <i>et al. (2012)</i>	GC990-119	-37,6188	-9,9367	apatita		89,2	9,5	12,67	0,25	
Japsen <i>et al. (2012)</i>	GC990-120	-37,7730	-9,6391	apatita		140,3	15,7	12,67	0,19	
Japsen <i>et al. (2012)</i>	GC990-122	-37,9920	-9,3689	apatita		121,6	7,5	12,70	0,16	
Japsen <i>et al. (2012)</i>	GC990-123	-38,4225	-,60643	apatita		231,9	32,2	11,65	0,17	
Japsen <i>et al. (2012)</i>	GC990-125	-37,8166	-9,5140	apatita		338,3	25,8	11,71	0,22	
Japsen <i>et al. (2012)</i>	GC990-126	-37,6931	-0,1401	apatita		109,6	7,4	12,50	0,18	
Japsen <i>et al. (2012)</i>	GC990-128	-37,4510	-10,706	apatita		119,0	8,7	13,44	0,20	