

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA
Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Câmpus de Rio Claro

CAROLINA DORANTI-TIRITAN

EVOLUÇÃO GEOMÓRFICA E MODELAGEM
TERMOCINEMÁTICA 3D DA REGIÃO DO PLANALTO DE
POÇOS DE CALDAS (SP/MG)

Tese de Doutorado apresentada ao
Instituto de Geociências e Ciências
Exatas do Câmpus de Rio Claro, da
Universidade Estadual Paulista Júlio de
Mesquita Filho, como parte dos
requisitos para obtenção do título de
Doutora em Geologia Regional

Orientador: Peter Christian Hackspacher

Rio Claro

2013

CAROLINA DORANTI-TIRITAN

EVOLUÇÃO GEOMÓRFICA E MODELAGEM
TERMOCINEMÁTICA 3D DA REGIÃO DO PLANALTO DE
POÇOS DE CALDAS (SP/MG)

Tese de Doutorado apresentada ao
Instituto de Geociências e Ciências
Exatas do Câmpus de Rio Claro, da
Universidade Estadual Paulista Júlio
de Mesquita Filho, como parte dos
requisitos para obtenção do título de
Doutor em Geologia Regional.

Comissão Examinadora

Peter Christian Hackspacher
Orientador
Ana Olívia Barufi Franco de Magalhães
UNIFAL-MG
Daniel Françoso de Godoy
IGCE-UNESP
Marli Carina Siqueira Ribeiro
IGCE-UNESP
Silvio Takashi Hiruma
IG-SP

Resultado

Aprovada

Rio Claro, SP 18 de Outubro de 2013

À meu querido avô José Galdino de Carvalho (in memoriam;

Aos meus pais

Ao querido esposo Daniel Tiritan

Agradecimentos

Agradeço primeiramente ao orientador prof. Dr. Peter Christian Hackspacher pela paciência e orientação. Ao prof Dr. Ulrich A. Glasmacher pela orientação durante o período sanduíche. Ao apoio financeiro CAPES e DAAD. Aos amigos e companheiros de trabalho Carina, Montanha, Daniel, Limeira, Kaique, Jaqueline, Márcio, Eric, Mariana. Aos amigos que fiz na Alemanha, Rike, René, Manuel, Andreas, Sonja, Natalia, Christian e Sebastian. Agradeço à minha família, pelo apoio, suporte, e principalmente, paciência, por me aturarem durante o tempo que desenvolvi a tese. E finalmente agradeço aos membros da banca pela enorme contribuição.

Sumário

Índice de Ilustrações.....	VI
Índice de Tabelas.....	VIII
RESUMO.....	X
Abstract.....	X
Introdução.....	1
Objetivos.....	3
Localização e vias de acesso	3
CAPÍTULO 1.....	5
1. CONSIDERAÇÕES SOBRE A EVOLUÇÃO GEOMORFOLÓGICA DO SUDESTE BRASILEIRO....	5
1.1. Evolução geomórfica do sudeste do Brasil e sua correlação com o sudoeste africano	5
1.2. Considerações sobre a evolução geomórfica do Sudeste Brasileiro	9
1.2.1. Modelos de evolução da paisagem no Brasil.....	9
1.2.2. Evolução da paisagem na Região de Poços de Caldas.....	13
CAPÍTULO 2.....	16
2. EVOLUÇÃO GEOLÓGICA E GEOTÉRMICA DA REGIÃO SUDESTE DO BRASIL	16
2.1. Pré-Cambriano.....	16
2.2. Paleozóico-Mesozóico	18
2.3. Cenozoico	21
2.4. Contexto Geotermal e fluxo Geotérmico	25
CAPÍTULO 3.....	30
3. Geologia da Região Estudada	30
3.1. Introdução	30
3.2. Evolução Geológica do Maciço Alcalino de Poços de Caldas.....	32
3.3. Gradiente Geotérmico e Gravimetria.....	39
3.4. Perfis Bauxíticos.....	45
CAPÍTULO 4.....	50
4. SÍNTESE DO CONTEXTO GEOMORFOLÓGICO REGIONAL	50
4.1. Introdução	50
4.2. Unidade Planalto Sul de Minas	51
4.3. Zona Cristalina do Norte.....	61
CAPÍTULO 5.....	65
5. MATERIAIS E MÉTODOS.....	65
5.1. Termocronologia de Baixa Temperatura.....	65
5.1.1. Termocronologia de baixa temperatura e evolução da paisagem	66
5.1.2. Análise de Traço de Fissão em Apatitas (TFA)	68
5.2. Análise de (U-Th)He em Apatitas e Zircão	73
5.3. Modelagem Termocinética 3D (PECUBE)	74
5.4. Cálculo do Total Denudado e Taxa de Erosão	78
5.5. Análise Morfométrica da Rede de Drenagem	80
5.5.1. Análise do Perfil Longitudinal	81
5.5.2. Análise dos Índices Relação x Declividade e Extensão do Canal (RDE).....	82
CAPÍTULO 6.....	85
6. APRESENTAÇÃO DOS RESULTADOS	85
6.1. Termocronologia por Traços de Fissão em Apatitas.....	85
6.2. Cálculo do total denudado	98
6.3. Modelagem Térmica.....	98
6.4. Modelagem Termocinética 3D	105
6.4.1. Resultados da Modelagem para Zona Cristalina do Norte	106

6.4.2.	Resultados da modelagem para o Maciço Alcalino de Poços de Caldas	110
6.4.3.	Resultados da modelagem para a região do Morro do Ferro	116
6.5.	Análise Morfométrica da Rede de Drenagem	120
CAPÍTULO 7		128
7.	<i>Interpretações e Discussões</i>	128
REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS		138

Índice de Ilustrações

Figura 1.	Localização da área de estudos e principais vias de acesso.....	4
Figura 2.	Localização da região de Poços de Caldas e principais vias de acesso.	4
Figura 3.	Elementos Morfotectônicos da área do Alto Rio Pardo (Modificado de Melo et al. 1993)	14
Figura 4.	Mapa Geológico Regional (Fonte: CPRM, 1999).A constituição da terminação sudeste do Cinturão Brasília é dada por uma pilha colisional de nappes de empurrão com cavalgamentos de oeste para leste, que envolve três ambientes tectônicos principais de WSW para ENE (CAMPOS NETO et al., 2004): O Terreno Guaxupé ou Nappe de Socorro-Guaxupé, o Terreno Andrelandia (assembleia metassedimentar de margem ativa Neoproterozóica), e os domínios metasedimentares de margem passiva da Placa São Francisco.	17
Figura 5 -	Cenozoica do sudeste do Brasil, adaptado de Almeida & Carneiro (1998)	25
Figura 6.	Distribuição regional de gradientes geotérmicos na região Sudeste. Os triângulos indicam locais de medições.A linha grossa em cor marrom indica a suposta trajetória do “ponto quente” mantélica, inferida a partir de alinhamento de intrusivos alcalinos e feições morfológicas no fundo do mar (Modificado de Hamza et al., 2005).	27
Figura 7.	Distribuição do Gradiente Geotérmico do Estado de Minas Gerais (compilado de Alexandrino 2008).	28
Figura 8.	Curva de resfriamento da evolução do Maciço Alcalino de Poços de Caldas a partir de idades K/Ar (Sonoki & Garda, 1988) e idades de traços de fissão em apatitas (Franco, 2003).	35
Figura 9.	Valores de Fluxo Térmico em mW/m ² (ARAÚJO, 1980) para dois setores do Maciço Alcalino. Mapa Geológico Simplificado (ULBRICH, 1982).	40
Figura 10.	Mapa geológico simplificado (Ulbrich, 1982), contendo as áreas com as duas médias de valores de Gradientes Geotérmicos em Poços de Caldas.	42
Figura 11.	Mapa residual Bouguer sobreposto ao mapa geológico simplificado (linha tracejada, grupos A, B, C, D, E, F) e dos perfis XA, XB, XC e XD (Slavec, et al 2004)	43
Figura 12.	Perfis modelados a partir da figura 13 (XA, XB, XC e XD) (SLAVEC et. al., 2004)	44
Figura 13.	Variabilidade de perfis de intemperismo com posições morfológicas. Adaptado Valetton et al (1997).	47
Figura 14.	Distribuição dos perfis bauxíticos do Planalto de Poços de Caldas (Leonardi, 2007).	49
Figura 15.	Detalhe da compartimentação do Planalto Sul de Minas	51
Figura 16 -	A foto mostra o Planalto de São Pedro de Caldas e ao fundo os Maciços de Pedra Branca e Poços de Caldas.	54
Figura 17 -	Topo da cachoeira do rio do Machado que possui três níveis chegando a quase 400m de desnível altimétrico.	55
Figura 18 -	Cachoeira no alto curso do ribeirão Machadinho do Campo.....	55
Figura 19 -	Vale do Rio do Machado, na região onde seu curso muda de direção (N-S para SW-NE).	56
Figura 20 -	visão geral da área externa do anel (oeste) do Maciço Alcalino.....	57
Figura 21 -	Relevo acidentado da região sudoeste do Maciço de Poços de Caldas	58
Figura 22 -	Vista do interior do Maciço Alcalino de Poços de Caldas (SW)	59
Figura 23 -	Vista do topo do Maciço da Pedra Branca, município de Caldas-MG	59
Figura 24 -	Vista do interior do Maciço Alcalino de Poços de Caldas (SW).	60
Figura 25 -	Vale do Alto Rio Pardo nas proximidades da cidade de São Pedro de Caldas.....	62
Figura 26 -	Região norte da área de estudos nas proximidades de Divinolândia-SP(Doranti, 2006)	62
Figura 27 -	Região à oeste do município de Águas da Prata-SP(Doranti, 2006).....	63
Figura 28 -	Região noroeste da área nas proximidades Caconde-SP e Cabo Verde-MG(Doranti, 2006)	64

Figura 29. Temperaturas de fechamento dos sistemas termocronométricos (Modificado de Campanile (2007). 40 Ar/ 39 Ar - Hornblende (DAHL, 1996; HARRISON, 1981), Biotita (GROVE & HARRISON, 1996; HARRISON et al., 1985), Muscovita (HAMES & BOWRING, 1994), K-Feldspato (LOVERA et al., 1997). Traços de Fissão – Titanita a) Coyle & Wagner, (1998); b) Naeser, 1967; Watt & Durrani, (1985); Zircão c) Tagami et al, (1998) Apatite (KETCHAM et al., 1999; LASLETT et al., 1987) (U-Th)/He – Titanita (Reiners & Farley, 1999), Zircão (REINERS et al., 2004), Apatita (FARLEY, 2000).	65
Figura 30. Conceito da zona de apagamento “annealing” para a apatita em perfil crustal. (Modificado de Brown et al. 2000 apud Franco-Magalhães, 2009).	70
Figura 31. Mineral de apatita contendo traços de fissão revelados. As setas indicam os traços confinados(fonte: http://www.georesources.eu/thermochron.html).	72
Figura 32. O diagrama descreve varias opções de parâmetros de entrada e saída utilizados no Pecube. (Modificado de Braun, 2003).	75
Figura 33. Vista em Perspectiva do modelo produzido pelo Pecube para região do King Canyon. (A) Solução no final da orogênese Laramida; (B) 20Ma depois do cenário seguinte 1 e (C) cenário 2; (D) solução no final do cenário seguinte computado 1 e (E) cenário 2. Contornos de idades foram superpostos na superfície em painéis (D) e (E). (Modificado de Braun, 2003).	76
Figura 34. Três exemplos no qual a taxa de exumação pode ser estimada pela relação idade x elevação. (a) Alta-T-Termocronômetro, a inclinação é igual à taxa de exumação. (b) Baixa-T-Termocronômetro taxas superestimadas de exumação. (c) O decréscimo do relevo leva diminuição da superestimativa da taxa de exumação na relação da inclinação entre o relevo e idade (Modificado de Braun, 2002a).	78
Figura 35. Histórias térmicas e respectivos pontos de inflexão da paleotemperatura que afetou estas amostras durante o soerguimento(Raab, 2001).	79
Figura 36 - Esquema que identifica os parâmetro utilizados para o cálculo dos Índices RDEs (Modificado de Guedes, 2008).	84
Figura 37 - Mapa altimétrico com a distribuição das idades de Traços de Fissão em Apatitas e áreas modeladas no PECUBE	89
Figura 38 - Mapa Geológico com distribuição das idades de TFA	90
Figura 39 - Gráfico de Idade x Elevação (Traços de Fissão em Apatitas) da área total.	91
Figura 40- Gráfico idade x elevação para região de Campestre-MG. Observa-se duas tendências positivas	92
Figura 41 - Gráfico idade x elevação para região de Divinolândia-MG. Observa-se duas tendências uma positiva e outra negativa.	93
Figura 42 - Gráfico idade x elevação para região de Botelhos-MG. Observa-se uma tendência positiva. ..	94
Figura 43 - Gráfico idade x elevação para região de São José do Rio Pardo-SP. Observa-se uma única tendência negativa.	95
Figura 44 - Gráfico idade x elevação para região do Maciço da Pedra Branca (município de Caldas-MG). Observa-se duas tendências uma positiva e outra negativa.....	96
Figura 45 - Gráfico idade x elevação para região do Maciço Alcalino de Poços de Caldas. Observa-se várias tendências, e uma configuração bastante caótica por conta das diferentes idades e altitudes topográficas no interior do Maciço.	97
Figura 46 - Modelagem inversa e respectivo histograma de comprimentos da amostra TF-667.....	99
Figura 47 - Modelagem inversa e respectivo histograma de comprimentos da amostra TF-668.....	100
Figura 48 - Modelagem inversa e respectivo histograma de comprimentos da amostra TF-700.....	100
Figura 49 - Modelagem inversa e respectivo histograma de comprimentos das amostras Bra824 e Bra827(COGNÉ et al 2011)	101
Figura 50 - Modelagem inversa e respectivo histograma de comprimentos da amostra TF-1076.....	102
Figura 51 - Modelagem inversa e respectivo histograma de comprimentos das amostras Br831, Bra834 e Bra829(COGNÉ et al 2011).	103
Figura 52 - Modelagem inversa para a amostra TF-502(SILVA, 2010)	104
Figura 53 - Modelagem inversa para a amostra TF-1207 (SILVA, 2010)	105
Figura 54 - Taxas de Exumação atuais calculada pelo PECUBE para a região denominada Zona Cristalina do Norte.	106
Figura 55 - Idade de (U-Th)He simuladas pelo programa PECUBE para a ZCN.....	107
Figura 56 - Idade de (U-Th)He em Zircão simuladas para ZCN	107
Figura 57 - Idade de Traços de Fissão em Apatitas simuladas para ZCN	108

Figura 58 - Idades de Traços de Fissão em Zircão simuladas para a ZCN	108
Figura 59 - Resultado da Modelagem Direta. Taxas de exumação pra Zona Cristalina Norte em 300, 150, 80Ma e presente.....	109
Figura 60 - Taxas de Exumação modeladas para região do Maciço Alcalino de Poços de Caldas(MAPC)	110
Figura 61 - Modelagem das idades de (U-Th)/He em apatitas da região do MAPC.	111
Figura 62 - Idades TFA modeladas para região do MAPC.....	111
Figura 63 - Idades de (U-Th)He em Zircão modeladas para região do MAPC	112
Figura 64 - Idades de Traços de Fissão em Zircão modeladas para região do MAPC	113
Figura 65 - Idades Ar/Ar modeladas para a região do MAPC	113
Figura 66 - Resultado da Modelagem Direta. Taxas de exumação pra Região do Maciço Alcalino de Poços de Caldas em 120, 80, 50Ma e presente	115
Figura 67 - Taxas de exumação simuladas para região do Morro do Ferro	116
Figura 68 - Idade de (U-Th)He modelada para a Região do Morro do Ferro	117
Figura 69 - Idades de (U-Th)Z modeladas para região do Morro do Ferro	118
Figura 70 - Idade de TFA modelada para região do Morro do Ferro	118
Figura 71 - Idades de Traços de Fissão em Zircão modeladas para região do Morro do Ferro	119
Figura 72 - Idades de Ar/Ar modeladas para a região do Morro do Ferro.....	119
Figura 73 - Mapa com isovalores de RDE e lineamentos sobrepostos a topografia e as bacias estudadas.	121
Figura 74 - Perfil Longitudinal do Rio do Peixe. Na cor azul temos o perfil da drenagem e em vermelho a linha de melhor ajuste (Linha de tendência em escala logarítmica)	122
Figura 75 - Perfil Longitudinal do Alto Rio Pardo. Na cor azul temos o perfil da drenagem e em vermelho a linha de melhor ajuste (Linha de tendência em escala logarítmica)	122
Figura 76 - Perfil Longitudinal do Rio Machado Na cor azul temos o perfil da drenagem e em vermelho a linha de melhor ajuste (Linha de tendência em escala logarítmica).	123
Figura 77 – Primeiro nível da Cachoeira do Rio do Machado.....	123
Figura 78 - Perfil Longitudinal do Rio Capivari. Na cor azul temos o perfil da drenagem e em vermelho a linha de melhor ajuste (Linha de tendência em escala logarítmica)	124
Figura 79 - Índices RDEs na região do Maciço Alcalino de Poços de Caldas.....	125
Figura 80 - Perfil Longitudinal do Rio Taquari. Na cor azul temos o perfil da drenagem e em vermelho a linha de melhor ajuste (Linha de tendência em escala logarítmica)	126
Figura 81 - Perfil Longitudinal do Ribeirão das Antas. Na cor azul temos o perfil da drenagem e em vermelho a linha de melhor ajuste (Linha de tendência em escala logarítmica)	126
Figura 82 - Cachoeira Vêu das Noivas no município de Poços de Caldas. Trata-se de um dos Knickpoints do Ribeirão das Antas.	127
Figura 83 - Mapa topográfico mostrando a localização dos perfis topográficos da região (Fonte SRTM).	132
Figura 84 - Perfis topográficos construídos para área com as respectivas idades de TF.....	132
Figura 85 - Vista do interior do Maciço Alcalino. Ao fundo borda sul da caldeira, ao centro estruturas circulares	133
Figura 86 - Gráfico de Idade x Elevação (Traços de Fissão e (U-Th)He em Apatitas).....	135

Índice de Tabelas

Tabela 1 - Correlação da ideias de diferentes pesquisadores sobre as superfícies de erosão no Brasil (Almeida & Ponçano, 1993)	12
Tabela 2- Tabela mostrando os principais valores médios de gradientes e fluxos geotérmicos (modificado de Hanza et al., 2005).	26
Tabela 3. Valores médios de gradiente de temperatura (Γ), condutividade térmica (λ), fluxo de calor (q), produção de calor radiogênico (A_o) e o parâmetro de decaimento exponencial (D) e para as principais províncias tectônicas na área de estudo(Alexandrino, 2008).	28
Tabela 4 - Valores do gradiente determinados pelo método convencional (CVL).	29
Tabela 5. Parâmetros de localização e litologia de todas as amostras (Exceto amostras de Cogné et al 2011)	86
Tabela 6. Parâmetros físicos das amostras. U(std: quantidade do elemento U na amostra; n: numero de grãos utilizados; L: número de traços confinados; Lm: média dos traços confinados; ps: densidade de traços espontâneos; Ns: número de traços espontâneos; pi: densidade de traços induzidos; Ni: número de traços induzidos; Chi-sq (%): probabilidade de valores maiores.....	88
Tabela 7 - Taxas de erosão para região de Campestre-MG.....	92

Tabela 8 - Taxas de erosão para região de Divinolândia-MG	93
Tabela 9 - Taxas de erosão para região de Botelhos-MG.....	94
Tabela 10 - Taxas de erosão para região de São José do Rio Pardo-SP	95
Tabela 11 - Taxas de erosão para região do Maciço da Pedra Branca, município de Caldas-MG	96
Tabela 12 - Taxas de erosão para região do Maciço Alcalino de Poços de Caldas	97
Tabela 13 - Resultado do cálculo do total denudado para região do embasamento cristalino e da região do Maciço Alcalino de Poços de Caldas	98

RESUMO

A região do Planalto Sul de Minas no sudeste do Brasil é caracterizada principalmente pelos seus planaltos elevados sustentados por rochas cristalinas do Pré-Cambriano e Cambro-Ordoviciano cortados por intrusivas alcalinas do final do período Cretáceo. Nessa região a maior particularidade está na intrusão alcalina de Poços de Caldas (MAPC), que deu origem ao planalto de mesmo nome, e que vem sendo estudada há muito tempo por vários campos das ciências especialmente geológicos e geomorfológicos. A idade da intrusão é de 80 a 50Ma o que permite definir um limite temporal pra os processos formadores da drenagem e das formas de relevo na região. Assim, o objetivo principal foi quantificar os processos formadores da paisagem a partir de métodos quantitativos com a termocronologia de baixa temperatura, análise Morfométrica da rede de drenagem e a modelagem termocinemática 3D, a fim de obter dados sobre as taxas de soerguimento e erosão e sua correlação com os diferentes gradientes geotérmicos da região. Os resultados mostram que apesar da intrusão alcalina ter aquecido consideravelmente a região ela, não afetou profundamente o grau geotérmico da ZCN, o que explica as idades mais antigas. Enquanto isso a região do embasamento metamórfico a leste do MAPC (região do planalto São Pedro de Caldas), pode ter sido mais afetada pela intrusão, pois tanto seu grau geotérmico quanto seu relevo continua sendo um pouco mais elevado do que na região ZCN, explicando suas idades mais recentes. Assim conclui-se que nessa região as áreas com menores altitudes e mais frias irão preservar idades mais antigas do que as regiões mais elevadas com alto grau geotérmico.

Palavras chave: Poços de Caldas, Sul de Minas, Termocronologia, análise morfométrica

Abstract

The Sul de Minas plateau region is located in the southeast of Brazil and it is characterized mainly by the highest plateaus sustained by crystalline rocks of Precambrian and Cambro-Ordovician cut by alkaline rocks on the upper Cretaceous. In this region the Poços de Caldas Alkaline Massif (MAPC) is a particular structure that have been studied for a long time. The intrusion age is about 80 to 50Ma that allows defining a time limit to the forming process of the drainage and the relief of the region. Areas as the MAPC are subject to an intense erosion process that lead to a rock cooling, that can be registered by thermochronology techniques that estimate the time the rock pass through the correspondent isotherm of the closing temperature of the method. The surfaces rocks would be exhumated before to reach the closing temperature. Therefore the aim of the work was quantify the main processes that were responsible for the evolution of the landscape by using methods as the low temperature thermochronology, the river morphometric analysis and the 3D thermo modeling, for obtaining data of uplift and erosion rates and to correlate them with the thermal gradients of the region. The 3D thermal modeling was obtained using the PECUBE software (Braun 2003). It is a finite code that solves the heat flow equation. The region as subdivided in three areas Poços de Caldas (PC); Zona Cristalina do Norte (ZCN) and Morro do Ferro (MF). Data show that the uplift rates increase in 80Ma, when the intrusion occurs, increasing also the geothermal gradient of the region and the relief. Comparing the rates its possible to conclude that the uplift is lower than the erosion rates, and the PC is the most stable since the intrusion where the relief is higher.

Keywords: Poços de Caldas, Sul de Minas, thermochronology, morphometric analysis.

Introdução

A evolução da paisagem na superfície terrestre é controlada pela interação entre a atuação de processos tectônicos e os superficiais, sendo que entender o funcionamento desta dinâmica entre ambos os processos tem sido fundamental para a criação de novos modelos dessa evolução em diversas regiões do planeta (REINERS & SHUSTER, 2009).

Estudos consideram que a tectônica e a erosão são processos que atuam conjuntamente (BEAUMONT *et al*, 2001; ZEITLER *et al* 2001). Assim, enquanto a tectônica controla as taxas de erosão através da criação da superfície do relevo, a erosão também vai afetar os padrões tectônicos através de movimentos de massa na superfície, influenciando o *stress* termal e campos com potencial energético de regiões onde a erosão é muito atuante (BRAUN *et al* 2006).

Para buscar respostas sobre como se dá essa evolução, e entender quais os processos atua com mais intensidade na transformação do relevo, autores (GROBE, 2011; BISHOP & GOLDRICK, 2000; REINERS, 2007; REINERS & EHLERS, 2005; WHIPPLE *et al.*, 1999; BEAUMONT, 1999; KOOI & BEAUMONT, 1996) tem utilizado como ferramenta a termocronologia de baixa temperatura (estudo da história térmica das rochas) em conjunto com análises superficiais e até mesmo com outros métodos de datação.

Alguns autores têm procurado resolver a questão sobre a interação “tectônica x erosão” através da comparação entre padrões de idades termocronológicas com dados do clima atual, através da análise da precipitação, e os resultados tem apresentado conclusões conflitantes (BURBANK *et. al.* 2003; REINERS *et.al.* 2003a; THIEDE *et.al.*, 2004; WOBUS *et.al.* 2003) e sua resolução irá depender em partes, de uma melhor compreensão do significado das variações espaciais nas idades termocronológicas, principalmente em sistemas orogenéticos (BRAUN, *et al*, 2006).

As técnicas termocronológicas mais utilizadas para estudos de evolução da paisagem são a análise de traços de fissão (TFA) e a sistemática (U-Th-Sm)/He em apatitas, pois essas datam a passagem da rocha pelas isothermas de 110 e 60°C, ou seja, quando essas rochas estavam por volta de 1 a 3km de profundidade.

Conforme a topografia muda ocorre também mudanças na respectiva isoterma, ocorrendo também mudanças nas taxas de soerguimento e exumação. Essas alterações na isoterma diminuem exponencialmente conforme a profundidade (BRAUN, 2002b). Assim a termocronologia de baixa temperatura vai fornecer ferramentas que possibilitam obter

conclusões a respeito dos eventos que atuaram na região seja soerguimento tectônico, erosão e exumação respectivamente.

Com isso a termocronologia de baixa temperatura pode ser utilizada tanto em estudos em orógenos ativos (REINERS & EHLERS, 2005; REINERS & BRANDON, 2006; BISHOP, 2007); em zonas de rift e margens passivas (GALLAGHER & BROWN, 1997, 1999; BISHOP & GOLDRICK, 2000; COCKBURN *et al.*, 2000; GUNNELL *et al.*, 2003; GUNNELL *et al.*, 2009); como também áreas pós-orogênicas (REINERS *et al.*, 2003); e a formação de ciclos erosivos (BONOW *et al.*, 2006; JAPSEN *et al.*, 2006; JOLIVET *et al.*, 2007) entre outras.

No Brasil a metodologia vem sendo utilizada com frequência principalmente na região sudeste, possibilitando um melhor entendimento dos eventos que foram responsáveis pela estruturação de diferentes setores da Plataforma Sulamericana. Assim é possível reconhecer e identificar pulsos de soerguimento e erosão associados a soerguimentos tectônicos, que ocorreram em zonas aquecidas da plataforma, a partir do Cretáceo (HACKSPACHER *et al.* 2003, 2004, 2007; TELLO SAENZ *et al.* 2003; 2005; FRANCO *et al.* 2005; FRANCO-MAGALHÃES, 2010).

Nesse sentido, procurou-se associar esses eventos termotectônicos do Cretáceo Inferior, responsáveis pela reativação de zonas de cisalhamento pré-cambrianas e de falhas, com eventos de soerguimento e de erosão na região do Maciço Alcalino de Poços de Caldas, palco de um grande evento de intrusão ocorrido no início do Cretáceo Superior.

A escolha da região do Maciço Alcalino de Poços de Caldas foi motivada por suas diferentes peculiaridades geológicas e geomorfológicas, que foram destacadas por autores como King (1956) e Almeida (1964). A principal feição a se destacar é o relevo produzido pela grande intrusão alcalina de Poços de Caldas que elevou a paisagem da região a mais de 1500m de altitude, há 80 milhões de anos atrás. Essa região foi ainda afetada pela tectônica do final do período Cretáceo Superior responsável pela formação dos sistemas de *rifts* do sudeste do Brasil, o que alterou algumas das formas de relevo da região, bem como os padrões de drenagem.

Sabe-se também que nessa região houve a atuação de ciclos erosivos que modelaram a paisagem formando extensas superfícies erosivas que posteriormente foram escalonadas devido movimentações tectônicas pós-intrusão. Algumas das superfícies preservadas na região são pretéritas ao evento magmático, e ainda ao evento que culminou com a separação do supercontinente Gondwana, estando assim correlacionadas com as superfícies Africanas. Outras, no entanto são mais recentes, pois cortam as intrusões alcalinas, não

somente na região do Maciço Alcalino de Poços de Caldas, como também em outras regiões do sudeste do país.

Assim esse trabalho buscou realizar a quantificação e identificação dos processos responsáveis pela evolução do relevo a partir do período Cretáceo Inferior, utilizando métodos como a análise de dados termocronológicos, como os traços de fissão em apatitas e da modelagem termocinemática 3D. Essa quantificação se faz importante para o entendimento da paisagem atual, pois permitem analisar diferentes hipóteses, de modo a estabelecer a idade, estilo e magnitude dos eventos tectônicos e denudacionais responsáveis pela caracterização do relevo nessa região.

Objetivos

O presente trabalho procurou entender a evolução da paisagem em longo prazo juntamente com a evolução termal e estrutural da região planáltica do Maciço Alcalino de Poços de Caldas, dando ênfase as superfícies de erosão mencionadas na região por trabalhos anteriores. A pesquisa reuniu técnicas termocronológicas como Traços de Fissão em Apatitas (TFA) e (U-Th)/He em apatitas que permitem analisar a distribuição de idades de resfriamento na superfície, relação idade x elevação além da modelagem termocinemática 3D.

A motivação em quantificar dados que levam a entender como se deu o desenvolvimento da paisagem nessa região, são principalmente as hipóteses levantadas por autores como King (1956), Almeida (1964) e Melo *et al.* (1993) para essa região do Maciço Alcalino de Poços de Caldas. Todos os autores colocam que existem pelo menos três planaltos subnivelados na região, no entanto discordam quanto à idade, topografia e altitude, e a Termocronologia somada à modelagem termocinemática 3D permitem definir qual a melhor das hipóteses.

Localização e vias de acesso

O acesso, partindo de São Paulo é feito pelas rodovias: dos Bandeirantes ou Anhanguera, Dom Pedro I, SP-340 e SP-346. A partir do Rio de Janeiro o acesso é pela BR-116 até a Dom Pedro I e partindo de Belo Horizonte o acesso é pela rodovia Fernão Dias, BR-459 e BR-455. As principais cidades da região são Poços de Caldas, Caconde, Botelhos e Cabo Verde a Norte; Andradas, São João da Boa Vista, Águas da Prata e Vargem Grande do Sul a sul e sudoeste; Caldas e Santa Rita de Caldas a sudeste; Machado e Campestre a nordeste; Divinolândia, São José do Rio Pardo e São Sebastião da Gramma a noroeste. A figura 1 ilustra a localização geográfica da região em relação ao sul da

América do Sul. A figura 2 indica a região do Maciço Alcalino de Poços de Caldas, com a localização das principais cidades e vias de acesso.

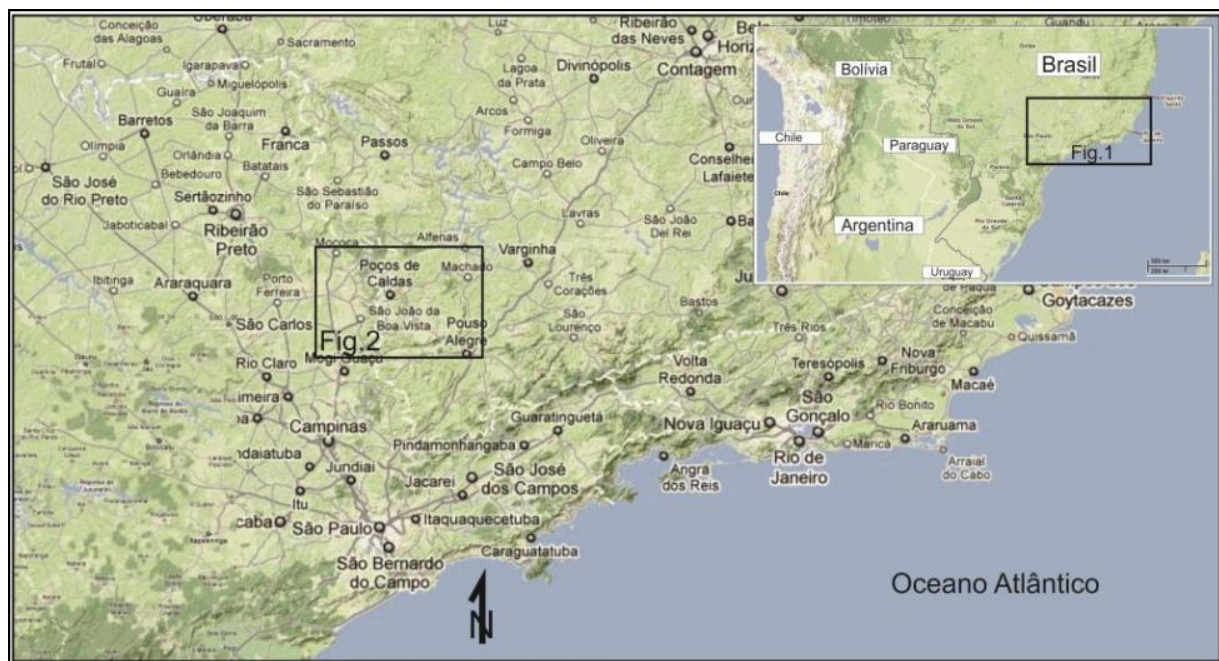


Figura 1. Localização da área de estudos e principais vias de acesso

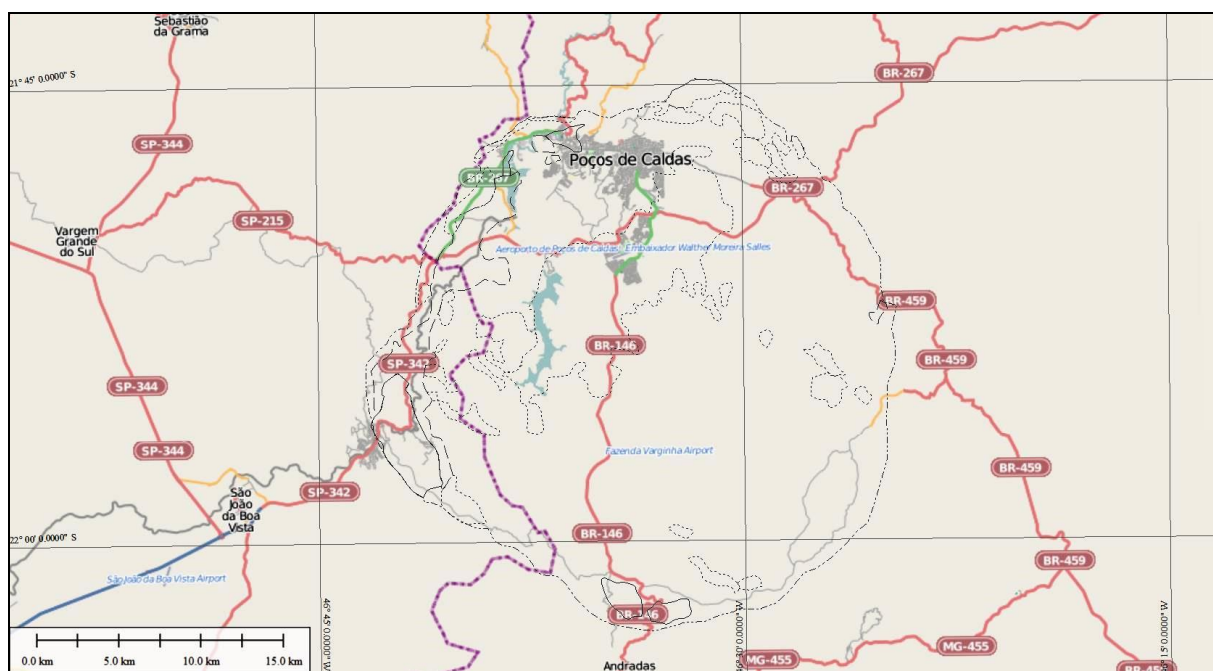


Figura 2. Localização da região de Poços de Caldas e principais vias de acesso.

1. CONSIDERAÇÕES SOBRE A EVOLUÇÃO GEOMORFOLÓGICA DO SUDESTE BRASILEIRO

1.1. Evolução geomórfica do sudeste do Brasil e sua correlação com o sudoeste africano

A existência de superfícies erosivas e seu reconhecimento em escala continental tanto no Brasil como na África foi amplamente documentado por King (1953, 1956, 1963, 1967), Almeida (1964), Summerfield (1991) entre outros. Sendo que atualmente com novas tecnologias novos trabalhos têm sido desenvolvidos dentro dessa ótica (MARKER & HOLMES, 1999; AB'SABER, 2000; BROWN *et al*, 2000; BURKE & GUNNEL, 2008; TINKER *et al* 2008; RÖMER 2008).

A superfície Sul-Americana foi denominada assim, por King (1956), mas já tinha sido descrita como “Superfícies das Cristas Médias” por de Martonne (1940) e como superfície “Japi” por Almeida (1958; 1964). Para Almeida (1964, 1976) a superfície “Japi” estaria ainda, relacionada com a superfície dos “Campos” (DE MARTONNE, 1940) que seria a própria superfície Japi, deformada tectonicamente, em decorrência de episódios de tectonismo durante o Cenozoico. Outro autor a reconhecer a superfície Sul-Americana é Valadão (1998), que individualiza em Superfície Sul-Americana, Superfície Sul-Americana I e Superfície Sul-Americana II.

De acordo com Valadão (1999) os remanescentes da Superfície Sul-Americana geralmente apresentam formações superficiais arenosas delimitadas por feições escarpadas, facilitando sua individualização, ocupam os principais divisores hidrográficos o que a torna sua topografia mais elevada quando comparada às demais superfícies propostas pelo autor.

Já a Superfície Sul-Americana I é descrita por Valadão (1999) como a responsável por desencadear significativas modificações no nível de base continental da porção oriental do Brasil. As maiores extensões desta superfície ocorrem na porção centro-norte de Minas Gerais, ocupando uma posição altimétrica intermediária entre as superfícies Sul-Americana e Sul-Americana II. Seus remanescentes se correlacionam estreitamente com as coberturas sedimentares neogênicas (VALADÃO 1999).

A Superfície Sul-Americana II ocupa o piso de amplas depressões interiores e sublitorâneas, onde se encontram os cursos baixos e parte dos cursos médios das principais bacias hidrográficas que drenam a porção oriental do Brasil, onde se insere a bacia do rio Doce. A instalação desta superfície resultou no reajustamento do perfil longitudinal dos

rios. Atualmente, são comuns os terraços fluviais margeando as calhas de drenagem, que refletem os diversos estágios aos quais os leitos fluviais foram submetidos (VALADÃO & DOMINGUEZ 1999).

Autores como Ponçano *et al* (1982) e Riccomini, (1997) reconhecem que no Estado de São Paulo, o registro sedimentar correlativo a essa superfície seria representado pela Formação Itaqueri, na Bacia do Paraná. Corresponderia assim aos depósitos rudáceos de leques aluviais de idade supostamente paleo-eocênica. A Superfície Sul-Americana no sudeste brasileiro teria então sido deformada por flexuras e falhas no Paleoceno, quando surge a Serra do Mar a partir de desnivelamentos verticais produzidos por falhas normais (ALMEIDA & CARNEIRO, 1998).

Estaria nivelada em torno dos 500m no oeste do Estado de São Paulo. Diminuindo de altitude em direção ao Paraguai, sendo que para Leste, se eleva gradualmente para 1000-1600m no planalto de Jundiaí; até acima de 2000m nas serras da Mantiqueira e da Bocaina; e então diminui para 1200m na Serra do Mar e 900m do planalto do Juqueriquerê, próximo da Ilha de São Sebastião (SOARES & LANDIM, 1975, CAMPANHA *et al*, 1994; ALMEIDA & CARNEIRO, 1998; AB'SABER, 2000; TELLO SÁENS *et al*, 2003; GROHMANN, 2008).

Um dado importante sobre a superfície Sul-Americana, é que ela nivelaria intrusões alcalinas do oeste de Minas Gerais e sudeste de Goiás datadas por Amaral *et al*. (1967), Hasui & Cordani (1968), Montes-Lauar, (1988). As idades dessas intrusões variam entre o Permo-Triássico e o Paleógeno. A idade das superfícies de aplainamentos correlacionadas Japi (Almeida, 1964) e/ou Sul-Americana (King, 1956) foi inicialmente considerada neocretácea, sem excluir a possibilidade de que tenha continuado a evoluir durante o Cenozoico. Esta superfície erosiva é considerada balizadora do início da sedimentação nas bacias do *rift* (ALMEIDA, 1983).

Com relação à idade máxima da superfície Sul-Americana, datações por traços de fissão em apatitas efetuadas em diversas regiões do sudeste do Brasil sugerem que essa superfície não é mais antiga que o período Juro-Cretáceo (HACKSPACHER *et al*, 2004; TELLO SÁENZ *et al* 2005; FRANCO *et al* 2005; DORANTI *et al* 2008).

Como no Brasil, a história denudacional do continente africano, inicialmente, foi reconstruída a partir da correlação de níveis altimétricos (KING, 1962) ou ainda a partir da correlação de fácies lateríticas amarradas a reconstruções paleoclimáticas (TARDY & ROQUIN, 1998). No entanto como afirma Burke & Gunnel (2008), essa associação altimétrica é válida apenas para o passado mais recente.

Segundo os autores, uma compreensiva interpretação da superfície Sul Africana por Patridge & Maud (1987) revelou dois aspectos bastante inovadores:

- (1) A conclusão que nenhuma superfície pode ser identificada no continente Africano que seja mais antigo que a ruptura do Gondwana. Trabalhos subsequentes a esse, concordaram com essa conclusão, reconhecendo que as únicas exceções seriam aquelas superfícies que foram exumadas posteriormente (por estarem no momento da ruptura recobertas por sedimentos, e após a separação eventos erosivos e ou tectônicos levaram essa antiga superfície de volta a superfície).
- (2) Uma ênfase muito forte na elevação do escarpamento africano (Great South África Swell) durante os últimos 20Ma.

Patridge (1997) usa o termo “Superfície Africana” para definir uma superfície que foi formada como o resultado de complexos ciclos erosivos que ocorreram desde o momento em que houve a abertura continental em 150Ma até o Mioceno Inferior. A definição de Patridge & Maud (1987) é muito próxima à utilizada por Burke & Gunnell (2008), no entanto com uma única distinção.

Patridge & Maud (1987) deram esse termo tanto para a superfície acima do Grande Escarpamento como também para a superfície abaixo dele que vai até a costa. Eles distinguiram ainda duas superfícies de erosão mais novas que corta a superfície abaixo do Grande Escarpamento dando a essas superfícies os mesmos nomes dado por King (1962), pós-África 1 e pós-África 2. Os autores concluíram que houve duas fases de soerguimento durante os últimos 20Ma, sendo a primeira envolvendo 150-300m de altitude durante o Mioceno Inferior e um segundo aumentando a topografia em 900m nos últimos 5Ma.

Burke & Gunnell (2008) colocam que estudos feitos em kimberlitos na região de Kimberley por Lageat (1989) o levaram a concluir que a espessura de 1,4km dos sedimentos da bacia de Karoo foram erodidos desde 92Ma da superfície nessa área. Essa estimativa, segundo os autores, é consistente com os dados de Traços de Fissão em Apatitas obtidos por Gallagher *et al* (1998) e Brown *et al* (2002).

Com relação à ocorrência das lateritas e bauxitas, tanto no Brasil como na África, se desenvolveram durante o intervalo de 70 e 40Ma, sendo reconhecidas como extremamente importantes no controle climático e na evolução do relevo frente aos episódios de tectonismo (BURKE & GUNNEL, 2008).

Os principais intervalos com grandes variações climáticas seriam: 140-65Ma, 65-34Ma, 34-2,8Ma, e 2.8Ma para o presente.

Römer (2008;2010) ao estudar tanto regiões do sudeste brasileiro como regiões na África chega à conclusão de que ambas as paisagens se desenvolveram em consequência de uma complexa interação entre processos de intemperismo e denudação, e litologia/estrutura. O autor coloca ainda que essa complexa interação tem como consequência o fato de que a resposta à determinada perturbação, climática ou tectônica, seja variada, o que vai induzir a interpretação de diferentes modelos de evolução da paisagem numa mesma região. Seus estudos na região da Serra do Mar levam a conclusão de que o relevo foi fortemente influenciado pela tectônica local e regional e, além disso, sua litologia e configuração estrutural, o que ocorre em quase toda região sudeste (RÖMER, 2008).

Assim como pode ser visto a partir das considerações, há muitas semelhanças na origem e evolução de ambas as superfícies. Acredita-se que essas superfícies foram elaboradas após o período de separação dos continentes, por volta dos 150Ma, quando também ocorre uma grande estabilidade climática, com predominância de um clima seco e quente. Devido às condições tectônicas e climáticas muito semelhantes em ambos os continentes as duas superfícies tiveram evolução semelhante, sendo encontrado depósito correlativo tanto na Bacia do Paraná, quanto na Bacia do Karoo (RÖMER, 2010).

A evolução de ambas as superfícies passa a se diferenciar 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 rift continental (ALMEIDA & CARNEIRO, 1998).

Contreras *et al* (2010) interpreta uma discordância do Paleoceno Inferior encontrada nas bacias de Campos, Santos e Pelotas como sendo o registro desse soerguimento. Nesse sentido, Macgregor (2012) coloca que as taxas de sedimentações do Paleo-eoceno na região, são consequentemente mais altas do que em qualquer outra região, com nenhuma significativa redução nas taxas encontradas para períodos anteriores.

Na região do oeste africano nesse período não houve grandes eventos que deformassem a superfície Africana, sendo que suas fases de soerguimento teriam sido posteriores ao período Mioceno (MACGREAGOR, 2012).

Assim, podemos não é possível assumir que a evolução do relevo tenha se dado a partir de simples alterações climáticas cíclicas que teriam sido as únicas responsáveis pela formação das superfícies, ou seja, essa visão cíclica erosiva e climática seria inapropriada para ambas as margens, não sendo uma típica margem passiva.

1.2. Considerações sobre a evolução geomórfica do Sudeste Brasileiro

Muitos estudos efetuados no Brasil nas décadas de 40 e 50 foram baseados em estudos feitos no continente africano, considerando que os processos seriam os mesmos. Entretanto somente há algumas décadas, novas e mais precisas respostas sobre essas antigas questões levaram os cientistas a crer que apesar de passarem pelos mesmos eventos, como a abertura continental, sua evolução geológica e geomorfológica foi bastante diferenciada gerando feições distintas de um continente para outro.

Assim, atualmente os estudos sobre evolução da paisagem no Brasil levam em consideração fato de que a o relevo brasileiro não evoluiu uniformemente ao longo de sua história geológica-geomorfológica, diferentemente do continente africano o qual divide grande parte dessa história.

A partir disso, estudos sobre o sudeste do Brasil consideram que a paisagem atual tenha se desenvolvido a partir da movimentação de blocos ocorrida no Cenozoico, além é claro das diferenciações litológicas e estruturais que vão responder diferentemente aos processos exógenos como o intemperismo e erosão.

A grande mudança na interpretação da paisagem está no fato de que os pesquisadores além de considerar todos os aspectos citados anteriormente passaram a considerar ainda a influencia do calor geotérmico na elaboração da paisagem, e isso deu uma nova perspectiva, um novo ponto de vista por parte dos geomorfólogos.

1.2.1. Modelos de evolução da paisagem no Brasil

Para entender como se deu a evolução da paisagem no Planalto de Poços de Caldas é importante conhecer os principais e mais importantes estudos efetuados no Brasil. Como se deu a evolução do conhecimento nessa área e qual é o estado da arte atual. Essa revisão tem como objetivo facilitar na escolha dos parâmetros de relevo para a obtenção da modelagem e sua posterior interpretação.

Assim, os primeiros trabalhos sobre a evolução da paisagem no Brasil interpretavam a paisagem como resultado de processos policíclicos que foram explicados através de sucessivos períodos de instabilidade crustal, que provocavam os soerguimentos regionais, seguidos por épocas de estabilidade endógena e predomínio da levando a um rebaixamento progressivo do relevo. Apenas na década de 40 De Martonne (1943) insere o contexto de superfície de base e Ruellan (1944) estabelece que a ciclicidade da paisagem

possa ser explicada não somente pela tectônica, mas também pela estabilidade, pois esta seria também responsável pela formação de níveis mais baixos do modelado.

Nessa época De Martonne (1943, 1944) é responsável pela identificação de uma ampla superfície sob os sedimentos paleozoicos da Bacia do Paraná que denominou de Pré-Cambriana ou Carbonífera. Além dessa superfície, o autor define ainda a Superfície de Campos, em Campos do Jordão, Campos de Paraíso e Campos de Ribeirão Fundo, e a Superfície das Cristas Médias, de idade terciária, e a Superfície Neogênica, localizada abaixo das cristas médias na região de Pouso Alegre (MG).

Mais tarde Freitas (1951), coloca em áreas onde não se concebe a participação ativa de falhas, fossas, muralhas, verificam-se a existência de dois níveis distintos de superfície de erosão. Essas superfícies são compostas topograficamente de dois peneplanos antigos, retomados pela erosão atual que correspondem a uma variação geral no nível de base da hidrografia, cujo significado exprime recorrência de levantamentos epirogênicos únicos, capazes de afetar regionalmente a hidrografia, provocando novo ciclo de erosão. O autor assim, estabelece dois níveis de superfície de erosão, denominadas Nível A e Nível B.

- Nível A: altitudes entre 800 a 1000m nas regiões do Brasil Central e Meridional e 200 a 300 no Nordeste e Rio Grande do Sul.

- Nível B: altitudes entre 1200 e 1400m nas regiões do Brasil Central e Meridional e 700 a 1000m no Nordeste e Rio Grande do Sul.

Segundo Freitas (1951) a existência destes níveis de erosão indicam uma epirogênese no Escudo Brasileiro, pelo menos a partir do final do Mesozoico, uma vez que tais relevos policíclicos constituem prova geológica da atuação deste tipo de tectonismo na crosta.

Essa movimentação epirogenética resultou em falhamentos do Escudo Brasileiro em blocos escalonados, grandes escarpas e fossas, e vales de afundamento. O que vai criar as principais formas de relevo associadas à tectônica como as Serras do Mar, Mantiqueira, Espinhaço e Borborema, as fossas, como a de Salvador e de Itaboraí, e os vales de afundamento como os do Paraíba e São Francisco, etc. cuja idade é Cenozoica. O nível B seria do cretáceo e nível A do Plioceno ou Pleistoceno.

Após os estudos de Freitas (1951), King (1956), em seu trabalho sobre o relevo do Brasil Oriental coloca que o relevo teria evoluído a partir de sucessivos ciclos de denudação dinamicamente associados a condições de semi-aridez, onde o modelado esteve submetido ao recuo paralelo das encostas e à formação de extensos pediplanos. King (1956; 1962) concebe cinco ciclos erosivos que foram responsáveis pelo aplainamento de

cinco superfícies: Gondwana; Pós-Gondwana; Sul-Americano; Velhas e Paraguaçu. O trabalho de King teve grande repercussão no Brasil, nortando trabalhos até os dias atuais, entretanto, ao utilizar critério puramente altimétrico para o estabelecimento de superfícies acaba deixando passar outros critérios importantes.

Mais tarde com Bigarella & Ab'Saber (1964) dão destaque para a influencia das variações climáticas da elaboração do relevo. Esses autores consideram os processos de pedimentação e pediplanação como responsáveis pela maior parte das superfícies aplainadas existentes na paisagem atual, colocando as grandes variações climáticas como o grande agente propulsor de novos ciclos ao contrário dos autores anteriores que consideravam o soerguimento crustal (de MARTONNE, 1944; FREITAS, 1951; KING, 1956, 1962). A tabela 1 a seguir resume os principais autores que escreveram sobre as superfícies erosivas no Brasil.

Autores Idades	King (1956)	Almeida (1964)	Martonne (1943)	Freitas (1951)	Ab’Saber (1969, 1972)	Soares & Landim (1976)	Bigarell a Andrad e (1965)	Maxwell (1972)	Lichte (1979)	Ciclos				
Holoceno	Paraguaçu	Diversas superfícies		Ciclo Quaternário			P2 e P1			Ciclo Paraguaçu				
Pleistoceno					Paleo pavimentos	Médios Interflúvios	Pd1			Ciclo Velhas				
Plioceno	Velhas			Soerguimento	Superfície Intermontana	Neogênica		V	900m					
			Neogênica											
Mioceno						Peneplano Terciário ou nível A	Altos Interflúvios					Ciclo Sul Americano		
Oligoceno	Sul – Americana	Japi		Soerguimento falhamento						Sul – Americana			Pd2	IV
						Cristas médias								
Eoceno														
Paleoceno			Campos		Superfícies cimeiras		Pd3			Ciclo Pós Gondwânico				
Cretáceo Superior	Pós – Gondwana			Peneplano Cretáceo Ou nível B Soerguimento associado									II	1600m
Cretáceo Inferior	Gondwana													
Jurássico	desértica									Ciclo Desértico				
Triássico	fóssil													
Paleozóica		Itaguá	Pré - Permiana											

Tabela 1 - Correlação da ideias de diferentes pesquisadores sobre as superfícies de erosão no Brasil (Almeida & Ponçano, 1993)

Mais recentemente, Valadão (1998) retomando a ideia de que o relevo evolui a partir da sucessão de episódios de soerguimento e denudação descreve três grandes superfícies de aplainamento que teriam sido elaboradas durante o Cenozoico e Mesozoico.

Valadão ainda define a Superfície Sul-Americana II, que teria sido elaborada posteriormente por um soerguimento crustal no final do Plioceno até o momento presente, correspondendo essencialmente vales incisos, depressões interplanálticas, sub-litoraneas e terraços fluviais, sendo denominada por King (1956) de superfície Paraguaçu.

1.2.2. Evolução da paisagem na Região de Poços de Caldas

Na região do Maciço de Poços de Caldas existem muitos estudos sobre a evolução da paisagem sendo que a maioria desses trabalhos discute a questão das superfícies erosivas preservadas nessa região. Os principais autores a estudar as superfícies de erosão na área da pesquisa foram King (1956) e Almeida (1964). Posteriormente Melo *et al* (1993) definiram níveis planálticos, comparando-os com essas superfícies descritas.

King (1956), em seu estudo sobre a geomorfologia do Brasil Oriental identifica e descreve três superfícies de erosão, descrevendo-as não só na área correspondente ao Maciço de Poços de Caldas como também nas áreas adjacentes a ele. Já Almeida (1964) trata os níveis de erosão para todo Estado de São Paulo e também algumas áreas na divisa com o Estado de Minas Gerais. Melo *et al* (1993) identificam quatro níveis altimétricos e correlacionam com superfícies de erosão descritas por diversos autores (Figura 3).

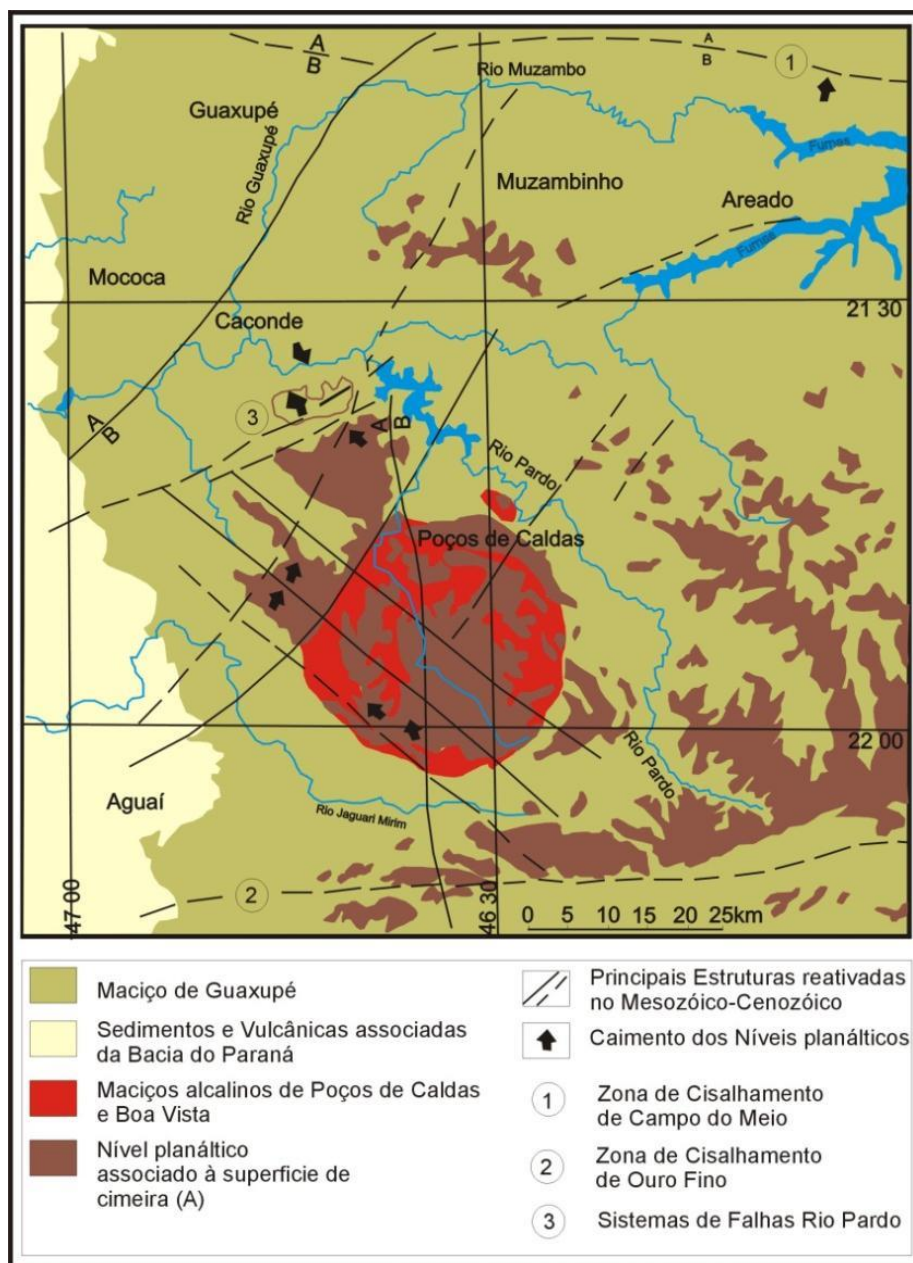


Figura 3. Elementos Morfotectônicos da área do Alto Rio Pardo (Modificado de Melo et al. 1993)

King (1956) descreve a relação dessas superfícies na área de estudos considerando as áreas elevadas acima de 1400m, correspondentes ao Maciço Alcalino de Poços de Caldas, como sendo a Superfície Gondwana. Enquanto isso Almeida (1964) elucida essa área como sendo a superfície Japi (Sul-Americana), que nivelou as rochas alcalinas do maciço em altitudes entre 1550 a 1600m. Melo *et al* (1993) chamam esses níveis de superfície de cimeira A e os correlacionam com a superfície paleogênica (De Martonne, 1943), e com o pediplano Pd3 (Bigarella & Andrade, 1965). Segundo os autores esse nível teria altitudes entre 1360 a 1764 m.

Com relação aos níveis mais rebaixados, King (1956) denomina as áreas abaixo dos 1200 m até o vale do Rio Pardo como pertencentes ao ciclo Sul-Americano. Para Almeida, (1964), essa área também corresponderia à superfície Japi, porém numa altitude menos elevada do que a área do maciço. Entretanto, Melo *et al* (1993) vão associar os níveis de altitude abaixo de 1360m, que eles denominam de superfície intermediária, com a superfície Intermediaria de De Martonne, ou ao pediplano Pd2 de Bigarella & Andrade (1965).

Na região mais a oeste do maciço, nas bordas da Bacia do Paraná até o vale do Rio Pardo, a altitude varia entre 600 e 800m, e foi associada por King (1956) ao Ciclo Velhas, pois este retrabalha a superfície Sul-Americana. No entanto, para Almeida (1964) essa área apresenta resquícios da superfície Itaguá (Pré-Permiana).

Melo *et al* (1993) (Figura 3) subdividem essas áreas mais rebaixadas em primeiro nível de planaltos rebaixados, com cotas de até 960m, desenvolvendo-se principalmente ao longo dos principais cursos d'água sobre rochas cristalinas; e um segundo nível intermediário com cotas máximas de 800m e nítido controle erosivo litológico, relacionado às calhas de drenagem em áreas de colinas sedimentares da Bacia do Paraná. Sendo esses dois últimos correlacionados com a superfície neogênica de De Martonne (1944) ou pediplano pd1 de Bigarella & Andrade (1965). Embora os autores não correlacionem com nenhuma das superfícies de King (1956), fica claro que esses dois níveis seriam representantes do Ciclo Velhas.

A partir das colocações dos autores, fica clara a existência de superfícies de erosão na área, independente da denominação dada pelos autores e ainda do período de elaboração das mesmas. O que interessa nesse trabalho é a confirmação de que nessa região há três níveis altimétricos que podem ser correlacionados com superfícies erosivas, podendo ser apenas uma superfície soerguida em períodos de reativações, ou ainda três superfícies distintas, elaboradas a partir de diferentes ciclos erosivos em tempos diferentes. Há ainda a possibilidade de que sejam apenas duas superfícies, onde uma delas (a mais elevada) teria sofrido uma tectônica capaz de soerguê-la a níveis mais elevados.

2. EVOLUÇÃO GEOLÓGICA E GEOTÉRMICA DA REGIÃO SUDESTE DO BRASIL

2.1. Pré-Cambriano

A Província Mantiqueira com as províncias Tocantins, São Francisco e Paraná (Figura 4), composta por rochas pré-cambrianas que se estruturam preferencialmente na direção NE-SW, com extensão aproximada de mais de 3.000 km desde o estado do Espírito Santo até o Uruguai, por toda a costa brasileira.

A evolução das orogenias Neoproterozóicas iniciou-se com o fechamento dos oceanos Goianides e Adamastor, respectivamente a oeste-sudoeste e leste-sudeste do paleocontinente São Francisco, cuja subducção gerou arcos magmáticos pré-colisionais (entre 790Ma e 630Ma), que evoluíram para colisões continentais, marcadas por deformação e metamorfismo nos cinturões Brasília meridional (ca. 630-610Ma), Dom Feliciano (ca. 600Ma), Ribeira e Araçuaí (580 e 520Ma). Do Cambriano ao Ordoviciano (510-480Ma) ocorreu o colapso tectônico dos orógenos da Província Mantiqueira (EBERT, 2005).

O Cinturão Brasília resulta do fechamento do Oceano Goianides, sendo que na sua porção setentrional apresenta idades de cristalização entre 790 e 740Ma (FUCK *et al.*, 1994; PIMENTEL *et al.*, 2004; CORREA *et al.*, 1997) e 650-640Ma (CAMPOS NETO 2000). Já seu segmento meridional é resultante do processo de colisão W-E entre as paleoplacas Paranapanema e São Francisco, que resultou no início de um importante magmatismo cordilherano entre 660 e 640Ma relacionado a subducção a oeste.

A atividade de arco na margem ativa foi contemporânea à sedimentação no Terreno Andrelandia. Os processos metamórficos e deformacionais da orogênese colisional atingiram um ápice ao redor de 620Ma (JANASI *et al.*, 1993; EBERT *et al.*, 1996; TÖPFNER, 1996; WERNICK, 1998; VLACH *et al.*, 2003; HACKSPACHER *et al.*, 2003; CAMPOS NETO *et al.*, 2004).

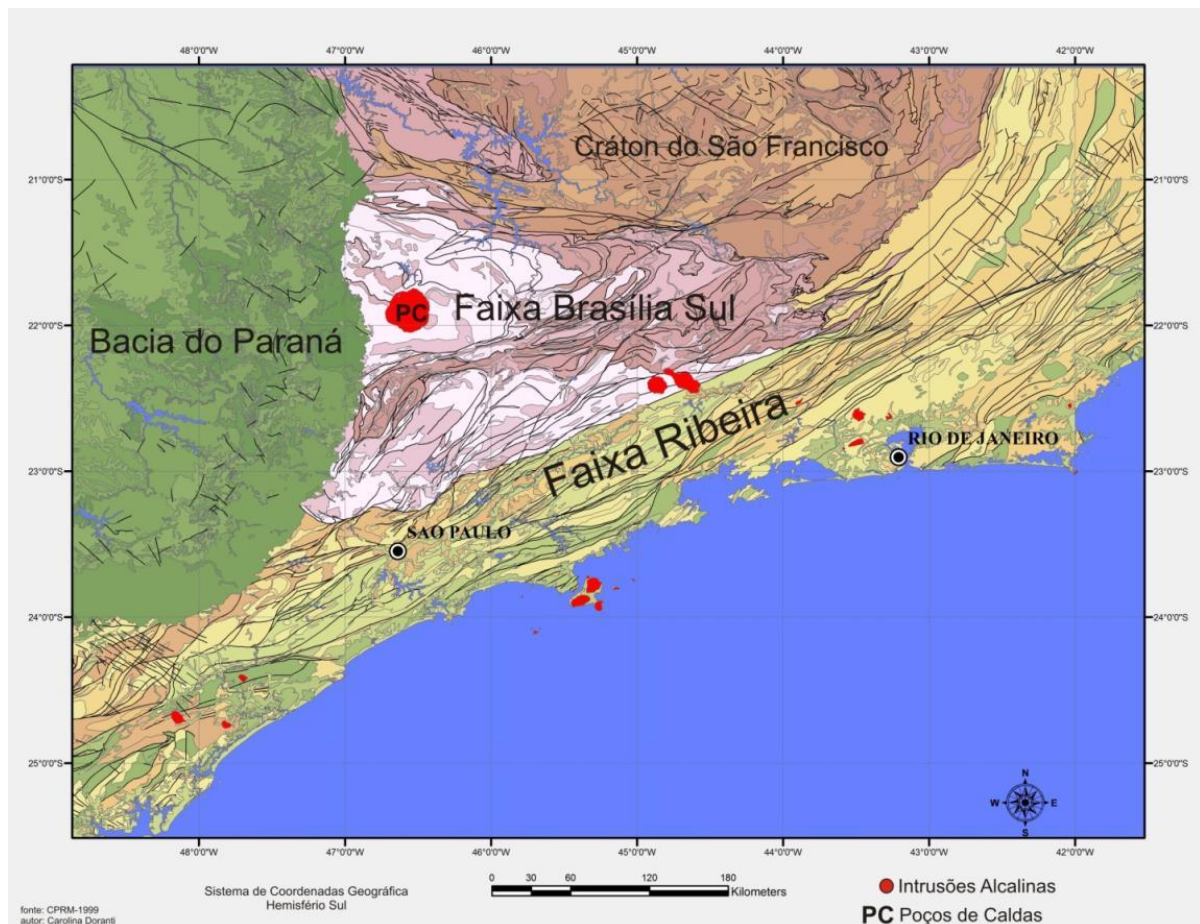


Figura 4. Mapa Geológico Regional (Fonte: CPRM, 1999). A constituição da terminação sudeste do Cinturão Brasília é dada por uma pilha colisional de nappes de empurrão com cavalgamentos de oeste para leste, que envolve três ambientes tectônicos principais de WSW para ENE (CAMPOS NETO *et al.*, 2004): O Terreno Guaxupé ou Nappe de Socorro-Guaxupé, o Terreno Andrelandia (assembleia metassedimentar de margem ativa Neoproterozóica), e os domínios metassedimentares de margem passiva da Placa São Francisco.

A extremidade meridional do Cinturão Brasília é marcada por uma ampla região onde as lascas de cavalgamentos frontais para leste (o sistema de nappes Socorro-Guaxupé) e suas rampas laterais setentrionais de caráter W-E sinistral (Cinturão Transcorrente Campo do Meio) são gradativamente seccionadas por dobras e zonas de cisalhamentos transcorrentes de direção NE-SW dextrais, agrupadas no Cinturão Transpressivo Rio Paraíba do Sul, vinculado a Orogênese Ribeira (CAMPOS NETO *et al.* 2004).

Essa região possui um trend estrutural NNW-SSE e é subdividida em nappes com empilhamento tectônico vergente para E-ESSE, rumo ao Cráton do São Francisco ou tangente a sua borda meridional. As nappes da parte sul do Orógeno Brasília podem ser agrupadas em dois conjuntos, correspondendo as nappes inferiores e superiores.

As nappes inferiores registram metamorfismo que atinge as fácies granulito de pressão relativamente alta e guardam relação paleogeográfica com o Cráton do São

Francisco. As nappes superiores apresentam metamorfismo de pressão mais baixa e inúmeros corpos granitóides cálcios-alcalinos, em parte interpretados como remanescentes de um arco magmático cordilherano (HEILBRON *et al.* 2004).

Essa região também denominada de Maciço Guaxupé (posteriormente denominados de Nappe de Varginha e de Nappe Socorro-Guaxupé) é considerada por Cavalcanti *et al.*, (1979) como sendo um bloco crustal em forma de cunha, delimitado pelas zonas transcorrentes rúpteis Campo do Meio (norte) e Ouro Fino (sul). Os deslocamentos para leste, em rampas frontais e laterais, impuseram forte deformação nos migmatitos e ortognaisses paleoproterozóicos do Alto Rio Grande e do Complexo Campos Gerais, bem como nas sequências metavulcanosedimentares de margem ativa e passiva encaixadas entre os paleocontinentes colididos (EBERT, 2005).

Esses eventos geraram grandes zonas de cisalhamento transcorrentes de direções E-W e NE-NW condicionando a distribuição dos conjuntos litológicos do embasamento cristalino, representados pelo Domínio da Faixa Alto Rio Grande, Domínio Socorro-Guaxupé, Complexo Granitoide Pinhal e pela Formação Pouso Alegre.

A norte do Complexo de Guaxupé formou-se um cinturão metassedimentar associado com ortognaisses pré a syn-tectônicos. Esse cinturão denominado de Sutura Alterosa foi descrito por Zanardo (1992) como pertencente ao Grupo Araxá sendo mais detalhado por Morales (1993) e Del Lama (1998) (ZANARDO *et al.* 2006).

Heilbron (1993) propõe uma evolução tectônica com implantação das bacias intracontinentais no Proterozóico Médio, resultante de forte encurtamento no Evento Termotectônico Brasileiro. O quadro geral apresentado envolve quatro lascas de empurrão imbricadas de SE para NW, que cavalgam o Domínio Tectônico Autóctone situado na margem sul-sudeste do Cráton do São Francisco. Essa autora atribuiu, para os domínios tectônicos Paraíba do Sul, Juiz de Fora e Andrelândia, uma mesma evolução tectonometamórfica, diferindo, entretanto, quanto ao estilo estrutural e intensidade metamórfica, estando os domínios tectônicos Paraíba do Sul e Andrelândia associados a processos de delaminação *underplating* e subducção. O Domínio Tectônico Juiz de Fora representaria a zona de sutura desta colisão com intensa incorporação e retrabalhamento de segmentos crustais mais profundos (SANTOS, 1999).

2.2. Paleozóico-Mesozóico

Após o evento termo-tectônico Brasileiro, os esforços tectônicos se acentuaram deixando expostas grandes áreas em resfriamento, que entraram em subsidência dando

início a deposição de sedimentos da Bacia do Paraná. Esse processo, em grande parte condicionando as zonas de fraqueza pré-existent, seriam as principais zonas dissipadoras dos esforços intraplaca, permitindo, movimentações verticais e horizontais de blocos que foram suficientes para influenciar as mudanças e a distribuição de fácies sedimentares que caracterizam as cinco sequencias deposicionais da Bacia do Paraná. Desenvolvidas entre o Ordoviciano e o Cretáceo, essas sequências, denominadas de modo informal como Siluriana, Devoniana, Permo-Carbonífera, Triássica e Juro-Cretácea, foram depositadas em três períodos de subsidência ocorridos durante os intervalos Siluriano-Devoniano, Carbonífero-Permiano e Jurássico-Cretáceo (ZALÁN *et al.* 1990).

Esse último período de subsidência está associado ao evento termo-tectônico que ocorre a partir do Triássico até o Paleógeno, denominado de Reativação Wealdeniana (ALMEIDA, 1967) também reconhecido como Reativação Sul-Atlântica (SCHOBENHAUS *et al.*, 1984). Estando ainda associados aos fenômenos de deformação continental que culminaram com a ruptura do supercontinente Gondwana, desenvolvimento de margem continental passiva e abertura do Oceano Atlântico (ALMEIDA, *et al.* 2000).

Esse evento caracterizou-se pelo desenvolvimento de quatro estágios (ASMUS, 1975). O estágio pré-Rift Valley é o evento que antecede a ruptura da crosta continental, entre o Triássico e o Jurássico. Caracteriza-se pelo aparecimento de soerguimentos crustais na área da Bacia de Santos e no Arco de Ponta Grossa, que sofrem intenso soerguimento com abertura de fraturas e derrames dos basaltos da Formação Serra Geral.

O estágio seguinte é o denominado Rift Valley, sendo marcado pela ruptura da crosta continental com a formação das bacias tectônicas alongadas e profundas acompanhadas localmente por vulcanismo a partir do Jurássico Superior (ASMUS & PORTO, 1980). Quando o processo culmina com a abertura do oceano Atlântico, ocorre o estágio denominado de Proto-Oceânico, que se inicia no final do Cretáceo Inferior, sendo caracterizado pela expansão do piso oceânico e consequente afastamento de blocos continentais do Brasil e África.

Durante final do Cretáceo Inferior acentua-se a subsidência da margem continental e o soerguimento da região costeira, devido às grandes movimentações verticais dando origem ao estágio denominado Oceânico. Ocorre a subsidência da Bacia de Santos e a entrada definitiva do mar dando origem a uma ampla plataforma carbonática. Assim, o processo de abertura continental caracteriza-se por uma intensa atividade tectônica e magmática que dá origem a extensos derrames da Formação Serra Geral e aos enxames de

diques de diabásio e posteriormente às intrusões alcalinas no litoral e na borda leste da Bacia do Paraná (ALMEIDA *et al* 1977).

O vulcanismo basáltico foi caracterizado pela ocorrência de extensos derrames representados por diabásios e basaltos toleíticos, diabásios alcalinos e andesitos basálticos. A formação de diques, associadas às manifestações basálticas, ocorreram entre o Jurássico Superior e o Cretáceo Inferior tendo maior abrangência na região costeira de Santos e do Estado do Rio de Janeiro, estendendo-se ao vale do Paraíba e menos intensamente no planalto Sul-Mineiro (HASUI, *et al.*, 1982).

Após o magmatismo basáltico estabeleceu-se uma nova fase magmática devido ao soerguimento termal associado à formação do alinhamento de rochas alcalinas Poços de Caldas-Cabo Frio (FREITAS, 1947; ALMEIDA, 1983; ALMEIDA *et al.*, 1996; HACKSPACHER *et al* 2007). Trata-se de uma sequência de eventos vulcânicos localizados (Figura 3.3), representados por rochas alcalinas que formam *stocks*, *plugs*, e possíveis chaminés, diques e excepcionalmente derrames e piroclásticas (THOMAZ FILHO & RODRIGUES, 1999). Segundo os autores a provável origem desse alinhamento se deve a passagem do continente Sul Americano sobre um hot spot, concordando com trabalhos de Herz (1977), Cordani & Teixeira (1979), Sadowski & Dias Netto (1981), Fletcher & Litherland (1981), Fodor *et al* (1983) e Thompson *et al* (1998). Os autores se apoiam ainda no fato de as idades radiométricas de K/Ar decrescem do continente para a costa.

Sobre a distribuição geográfica das rochas alcalinas Almeida (1983) destaca primeiramente as bordas imediatas da Bacia do Paraná, onde expõem no embasamento pré-siluriano, ou atravessam os sedimentos da bacia, mas só excepcionalmente ocorrem no interior da área basáltica, nas imediações de sua orla. É nesses grupos marginais à Bacia que se encontram as mais numerosas ocorrências de rochas alcalinas do Brasil, Paraguai e Uruguai, incluindo a maior delas em área, o maciço de Poços de Caldas, foco do presente trabalho.

Outro agrupamento segundo Almeida (1983), são aquelas localizadas em complexos concentrados na região costeira, em ilhas ou no litoral, ou recuadas até cerca de 100km continente adentro. As que nesse agrupamento se afastam da borda da Bacia do Paraná, em São Paulo e Rio de Janeiro, distribuem-se numa região de topografia acidentada e elevada, cuja origem é tectônica. Esse agrupamento forma o chamado alinhamento Poços de Caldas-Cabo Rio (ALMEIDA, 1991) e a cadeia de Vitória e Trindade (THOMAZ-FILHO & RODRIGUE, 1999).

O magmatismo alcalino decorrente da abertura do continente gondwana ocorreu também do lado africano. Estudos na África do Sul colocam que a atividade vulcânica nessa região tem sido episódica desde o início do processo de rifteamento, coincidindo com os padrões de sedimentação offshore, que também foram episódicos, com períodos de sedimentação essencialmente contínuas interrompidas por séries de maiores desconformidades ligadas ao regime de placas (MOORE *et al*, 2008). Segundo os autores partes dos lineamentos alcalinos coincidem com as maiores zonas rifts possuindo uma idade máxima de 90Ma no continente africano.

Datações Ar/Ar efetuadas em rochas vulcânicas alcalinas no Gráben da Guanabara, assentadas sobre uma superfície aplainada, permitiram determinar uma idade mínima de 65Ma para a Superfície Sul-Americana neste setor do rift Continental do Sudeste do Brasil (Riccomini, 1989). Entretanto excetuando-se essa região as observações sobre os efeitos do ciclo erosivo relacionado à superfície sobre as rochas alcalinas paleógenas ainda são poucos conclusivos.

2.3. Cenozoico

Ao final do evento de abertura do Oceano Atlântico, a anomalia térmica responsável pelo magmatismo alcalino faz com que a crosta continental seja elevada de maneira maciça e uniforme. Ao final do Cretáceo, um megaplanalto amplo, invadido por intrusões de natureza alcalina, se forma na região Sudeste do Brasil sendo denominado de Serra do Mar Cretácea (ZALÁN & OLIVEIRA, 2005).

A Serra do Mar ao final do Cretáceo era um imenso planalto maciço cujo flanco leste era provavelmente abrupto e tinha como parede livre um desnível de cerca de 3 000 m para a Bacia de Santos. Esta situação, de acordo com Zalán & Oliveira (2005), provavelmente tornou-se instável gravitacionalmente à medida que a subsidência progredia, sugerindo que o grande planalto começou a rachar e colapsar localmente no final do Paleoceno e mais abrangentemente no início do Eoceno.

Lavas ankaramíticas ocorrem nas bacias de Volta Redonda (48 Ma, Ar/Ar, Riccomini *et al.* 2004) e Itaboraí (53 Ma, K/Ar, Riccomini *et al.* 2004). Nitidamente, os falhamentos do megaplanalto atingiram profundidades grandes suficientes para trazer material mantélico juvenil à superfície, bem como afetaram câmaras magmáticas alcalinas cretáceas ainda não totalmente solidificadas. Estas idades reforçam a ideia de que no Eoceno o afundamento de blocos ao longo de falhas profundas já ocorria nas partes mais orientais da Serra do Mar (ZALÁN & OLIVEIRA, 2005).

A atividade tectônica teria sido iniciada no Paleógeno, sendo mais ativa durante o Neógeno sendo evidenciada em diversas regiões do sudeste do Brasil como na região de Bananal (MOURA & MELLO, 1991) no Rio de Janeiro; no vale do Rio das Velhas no Quadrilátero Ferrífero (MAGALHÃES Jr. & SAADI, 1994); Serra do Juqueriquerê em São Sebastião no Estado de São Paulo (CAMPANHA *et al* 1994); Alto Estrutural de Queluz, que separa as bacias de Resende e Taubaté (SALVADOR & RICCOMINI, 1995); vale do Rio Doce, no leste de Minas Gerais (MELLO, 1997); em Campos do Jordão na Serra da Mantiqueira (HIRUMA & MODENESI-GAUTIERI, 2001).

O resultado dessa dinâmica tectono-magmática, uma importante feição estrutural regional denominada primeiramente por Almeida (1976) de Sistema de Rifts da Serra do Mar, sendo composta por complexos vales tectônicos, áreas montanhosas soerguidas por falhas e bacias sedimentares de origem tectônica. Esse sistema denominado posteriormente Rift Continental do Sudeste do Brasil (RICCOMINI, 1989), é composto por uma feição tectônica de idade cenozoica, caracterizada por uma faixa estreita, deprimida e alongada, com direção principal ENE, sendo formado por vales tectônicos, áreas montanhosas soerguidas por falhas e bacias sedimentares de origem tectônica, como por exemplo, as bacias de Volta Redonda, Resende, Taubaté, São Paulo e Curitiba.

Riccomini (1989) propõe uma evolução sedimentar baseada no empilhamento constituído por depósitos de um sistema de leques aluviais e fluviais entrelaçados, de idade eocenica a oligocenica sob influencia de clima árido associado à intensa tectônica atribuída a Formação Resende. Associados aos sedimentos dessa formação ocorrem lavas ultrabásicas com idades K-Ar em torno de 43Ma.

Mais tarde, Zalán & Oliveira (2005) denomina esse sistema de Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil. O modelo genético evolutivo apresentado por esses autores, correlaciona vários eventos geológicos, como o deslizamento para oeste da Placa Sul-Americana sobre uma anomalia térmica durante o Neo-cretáceo; o consequente soerguimento contínuo e maciço do embasamento; a intrusão de stocks alcalinos; o entalhamento/aplainamento da Superfície Japi formando um megaplanalto ao final do Cretáceo; o quebramento/individualização de blocos por instabilidade gravitacional; a movimentação vertical diferencial destes e a efusão de lavas alcalinas durante o Paleógeno.

Saadi (1991) caracteriza o compartimento dos blocos da Serra da Mantiqueira pelo agrupamento de serras alongadas em direção principal SSW-NNE, constituindo os basculamentos dos blocos tectônicos para noroeste ou nordeste a tectônica principal dessa morfologia. Já Hiruma (1999) reconhece a superposição de três regimes de esforços

neotectônicos na região de Campos do Jordão, sendo o mais antigo (Pleistoceno Superior a Holoceno) corresponde a um regime compressivo NW-SE relacionado a um binário transcorrente dextral, de direção E-W, seguido por outro de extensão E -W a NW-SE e, finalmente, um regime de esforços compressivos de direção E-W a NW-SE, compatível com o regime atual de esforços horizontais máximos.

Hiruma & Riccomini (1999) evidenciam, a partir de dados de análise morfométrica em conjunto com a análise estrutural, um importante controle tectônico, presente tanto na organização da rede de drenagem e na compartimentação em blocos do planalto de Campos do Jordão (Mantiqueira). A compartimentação estabelecida coincide com os limites de unidades geossistêmicas do planalto, uma vez que estas são integradoras dos vários parâmetros controladores da paisagem, o que permitiu os autores ressaltar e confirmar o importante papel da tectônica recente na configuração atual do relevo.

Dados de traços de fissão em apatitas coletados tanto na região da Serra do Mar quanto da Mantiqueira (GALLAGUER *et al.*, 1994; TELLO SÁENZ *et al.*, 2003; HACKSPACHER *et al.* 2004; SIQUEIRA-RIBEIRO, 2010; HIRUMA, *et al.* 2010), confirmam o soerguimento tectônico na região Sudeste do Brasil no Paleoceno. Macgreagor (2012) sugere que nesse período a topografia da região seria mais elevada, assim como o clima seria mais húmido.

No intervalo entre o Eoceno e o Oligoceno, Cobbold *et al.* (2001) reconhecem um soerguimento termal e tectônico confirmado pelo mapa de paleotemperaturas de Hackspacher *et al.* (2007). Nesse período teria se desenvolvido a Bacia de Aiuruoca, na região sul de Minas Gerais, caracterizando-se como um semig-gráben de direção ENE e basculado para SSE (SANTOS 1999). Após esse soerguimento, novos padrões de sedimentação estariam associados ao preenchimento das bacias continentais do Rift Continental do Sudeste do Brasil (MEISLING *et al.* 2001).

Nas regiões planálticas do sudeste do Brasil, a atividade tectônica durante o Quaternário é expressa no relevo por fenômenos de captura de drenagem, rios em gancho, vales assimétricos, escarpas retilíneas, facetas triangulares e trapezoidais, anfiteatros suspensos, shutter ridges e divisores pouco nítidos (HIRUMA *et al.* 2001).

A análise morfoestrutural, incluindo a caracterização de estruturas rúpteis e depósitos quaternários, na região do Planalto de Campos do Jordão, permitiu reconhecer um padrão de superposição de regimes de esforços neotectônicos, semelhante ao observado em áreas vizinhas, como o Vale do Rio Paraíba do Sul e a região do Alto Estrutural de Queluz (HIRUMA *et al.* 2001). Um regime inicial compressivo NW-SE, compatível com

um binário transcorrente dextral, de direção E-W (Neopleistoceno a Holoceno), teria sido seguido por outro distensivo E-W a NW-SE, evidenciado por falhas normais de direção NE-SW, que afetam depósitos holocênicos. Esta sucessão seria fechada por um regime de esforços compressivo de direção E-W a NW-SE, compatível com o regime atual de esforços horizontais máximos obtido a partir de dados geofísicos definido por juntas neotectônicas subverticais que afetam colúvios e solos orgânicos (HIRUMA et al. 2001).

Esses eventos tectônicos recentes pós Mioceno foram registrados tanto na margem passiva no Brasil quanto na margem oeste Africana (MACGREGOR, 2012).

Nesse mesmo período houve também a formação do Rifte de São João Del Rei, descrito por Saadi (1990) constitui uma faixa alongada segundo ENE, de 250Km de comprimento e 5 e 6km de largura compreendido entre as cidades de Itutinga e Carandaí, implantando ao longo do trecho oriental da Zona de Cisalhamento Ouro Fino. A formação e evolução tecno-sedimentar deste rift está relacionada à instabilidade tectônica pliocena cujos esforços tranpressivos geraram falhas inversas e transcorrentes, além de dobras, e outras estruturas formando o domo de São Sebastião da Vitoria. Esse rift é constituído de três grábens alinhados denominados de Prados, do Baixo Rio Carandaí e do Rio das Mortes. Eles ocorrem embutidos ao longo de depressões interplanálticas basculhadas para NNW, controladas por falhas de direção N60E e limitadas pelas serras de São José a norte e do Lenheiro a sul (SAADI, 1990).

No período Holoceno a atividade tectônica transcorrente que provocou a reativação de falhas ENE e NE e o surgimento de novas, voltam a influenciar e a configurar a paisagem e a geologia da região Sudeste do Brasil, visto que há evidências dessa movimentação na bacia de Aiuruoca. Essa tectônica causa um soerguimento generalizado na área e uma erosão subsequente, que acentua a inversão dessa bacia, atingindo quase sua exumação, promovendo a erosão dos depósitos pleistocenos latossolizados, além de provocar significativa podzolização desses latossolos, dissecação intensa da paisagem, rearranjo na configuração da rede de drenagem. O soerguimento diferenciado dos grandes blocos e a acentuação do basculamento destes para NW, faz com que o divisor regional tenda atualmente a migrar em direção ao oceano, promovendo o rearranjo das principais bacias hidrográficas da região (SANTOS, 1999). A figura 5 ilustra a evolução cenozoica do sudeste do Brasil de acordo com Almeida e Carneiro (1998).

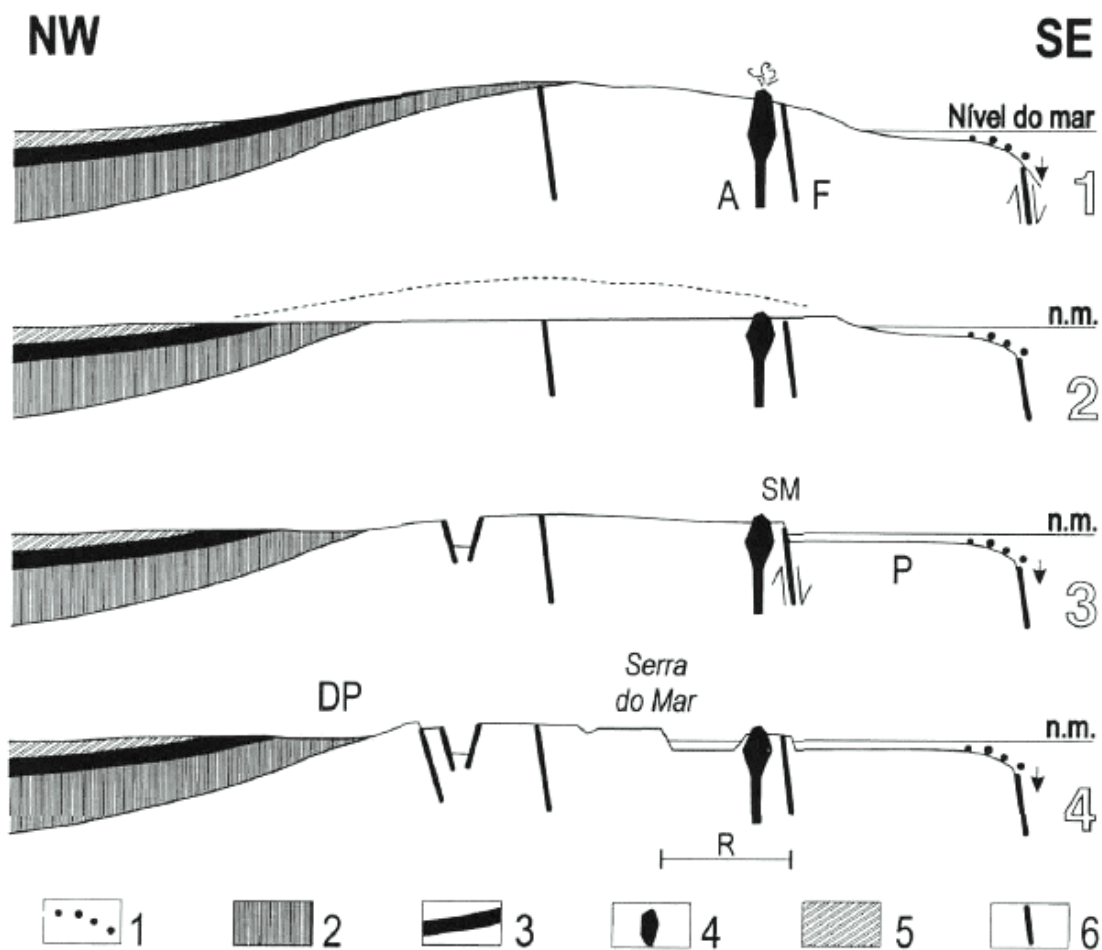


Figura 5 - Cenozoica do sudeste do Brasil, adaptado de Almeida & Carneiro (1998)

Na figura 5 estão representados os Estágios: A - Soerguimento Senoniano erodido, causando deposição das bacias de Santos e do Paraná. Depósitos da Formação Santos indicados na primeira e do Grupo Bauru na segunda. Vulcanismo alcalino (A), Falha de Santos (F). B. Desenvolvimento da superfície de aplainamento Japi no final do Senoniano. C. Deformação da Superfície Japi no Paleoceno. Surge a Serra do Mar (SM) na Falha de Santos (F), o sistema de grábens continentais começa se desenvolver, na costa, a plataforma continental (P). D) recuo erosivo (R) da Serra do Mar para sua posição atual. A posição esquemática da Depressão Periférica é indicada (DP). Intrusões alcalinas sustentam as ilhas. Convenções; 1) Depósitos da Formação Santos, 2) Cobertura fanerozóica sotoposta ao basalto Serra Geral, 3) Formação Serra Geral, 4) Corpos alcalinos, 5) Grupo Bauru, 6) Falhas.

2.4. Contexto Geotermal e fluxo Geotérmico

Considerando que há indícios de que o estado térmico atual da Terra desempenhe um papel significativo nos diversos fenômenos planetários, tanto internos como externos é

importante conhecer a dinâmica das camadas da superfície terrestre e as consequências dos processos térmicos interiores (Alexandrino, 2008). Assim torna-se fundamental o estudo do regime térmico atual da Placa Sul Americana, e dos vários processos de transferências de calor que operam no seu interior, pois são essenciais para o estudo da dinâmica e da evolução do planeta incluindo as formas de relevo.

No presente estudo a modelagem termocinemática utiliza essas informações para reconstruir a paisagem ao longo do tempo geológico e fazer uma previsão sobre as idades termocronológicas que devem ser obtidas na região sob óptica de vários termocronômetros, como (U-Th)He e TF em apatitas e zircão e sistemática Ar/Ar, estimado também a taxa de exumação atual e de determinado tempo geológico passado.

Primeiramente foi analisado o contexto geotérmico regional, baseados em dados de trabalhos que abordavam grande parte da região sudeste do Brasil e posteriormente no capítulo 3 foram analisados dados da região do Maciço Alcalino de Poços de Caldas, para que fosse possível fazer uma comparação entre os terrenos cristalinos com os alcalinos.

Os trabalhos mais utilizados para obtenção de dados geotérmicos da região sudeste do Brasil foram de Hanza, et al. (2005) e Alexandrino (2008). Os autores apresentam com base em medições de temperaturas em furos e poços existentes na região sudeste, valores médios de gradientes térmicos dos principais tipos de rochas da região, como mostra a tabela 2.

Região	Numero		Gradiente (°C/km)		Fluxo (mW/m ²)	
	Localidades	Poços	Médio	σ	Médio	σ
Embasamento Metamórfico	18	31	19,1	6,2	55	14
Bacias Sedimentares	7	7	22,3	6,6	63	17
Faixa de Intrusivas Alcalinas	4	9	37,3	7,2	92	11

Tabela 2- Tabela mostrando os principais valores médios de gradientes e fluxos geotérmicos (modificado de Hanza et al., 2005).

Alexandrino (2008) salienta que é importante entender que, ao analisar questões relacionadas com o campo térmico crustal, os vestígios térmicos dos processos geológicos anterior ao período Mesozoico são praticamente desprezíveis no campo térmico atual. Assim, os detalhes de processos térmicos que ocorreram nas fases de cratonização e na formação das províncias tectônicas de Mantiqueira, Tocantins e Bacia São Francisco não possuem relevância direta para estudos do campo térmico atual, segundo o referido autor, restam apenas efeitos de calor residual gerado por intrusivas magmáticas alcalinas do período Cenozoico.

Segundo Hamza et al (2005), a região Sudeste apresenta gradientes geotérmicos entre 10 a 45°C/Km e os valores de fluxo geotérmico estariam na faixa de 40 a 80mW/m², sendo que esses valores são típicos de áreas continentais tectonicamente estáveis. De acordo com dados do Observatório Nacional, os valores de fluxo geotérmicos obtidos em poços na região estudada variam entre 62.1 a 140 mW/m². A figura 6 ilustra a distribuição do gradiente geotérmico no sudeste do Brasil. Esses dados foram confirmados posteriormente por Alexandrino (2008).

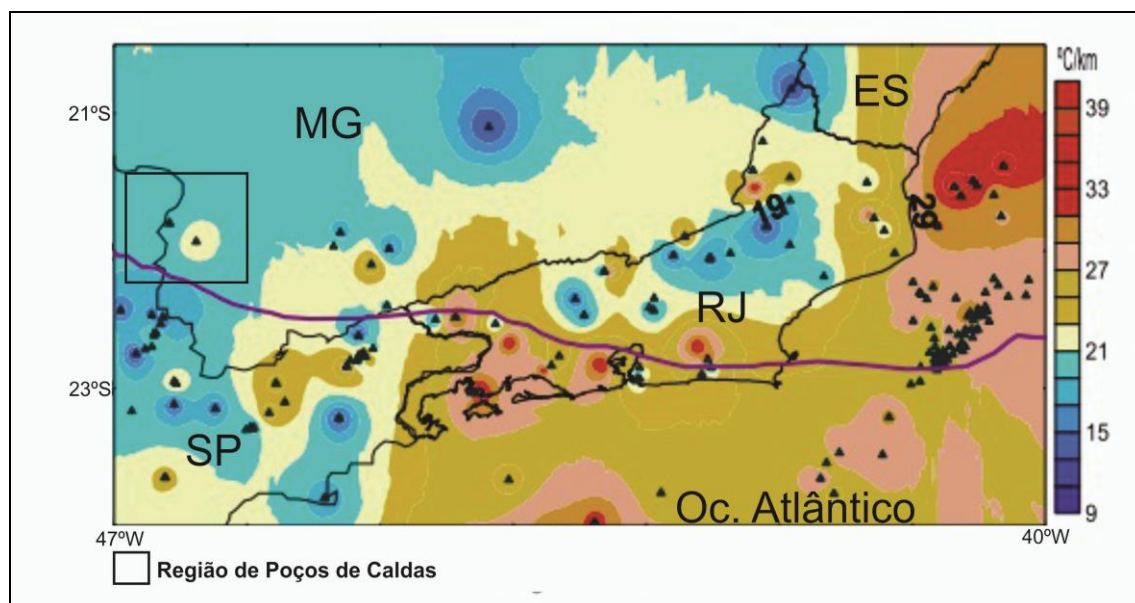


Figura 6. Distribuição regional de gradientes geotérmicos na região Sudeste. Os triângulos indicam locais de medições. A linha grossa em cor marrom indica a suposta trajetória do “ponto quente” mantélica, inferida a partir de alinhamento de intrusivos alcalinos e feições morfológicas no fundo do mar (Modificado de Hamza et al., 2005).

Alexandrino (2008) mostra a distribuição do gradiente térmico do Estado de Minas Gerais. O mapa ilustrado na figura 7 revela que o gradiente médio do estado está em torno de 25°C/Km, típico de regiões estáveis. Os maiores valores (>30°C/Km) são encontrados na região da bacia do Paraná e na parte central da bacia de São Francisco. Os menores valores (<18°C/Km) estão concentrados nas faixas de dobramentos metamórficos das províncias Mantiqueira e Tocantins, assim como também, na borda sul do Cráton de São Francisco.

Esses resultados podem ser observados na tabela 3 com os dados de valores médios de gradiente de temperatura (Γ), condutividade térmica (λ), fluxo de calor (q), produção de calor radiogênico (A_o), o parâmetro de decaimento exponencial (D) para as principais províncias tectônicas que compõe a região sudeste e nordeste do Brasil.

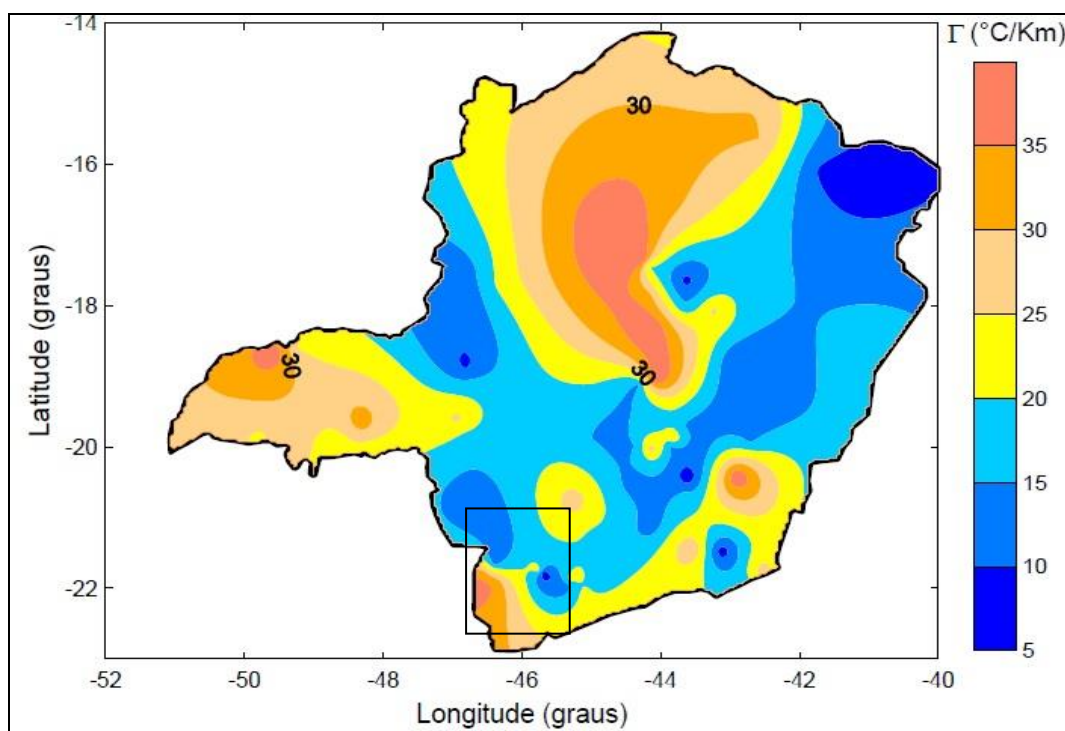


Figura 7. Distribuição do Gradiente Geotérmico do Estado de Minas Gerais (compilado de Alexandrino 2008).

Província Geológica	Γ (°C/Km)	Λ (W/m K)	q (mW/m ²)	A_0 (μW/m ³)	D (Km)
Cráton Salvador	14.4 ± 4.3	3.1 ± 1.1	40 ± 7	1.3 ± 0.7	14.2 ± 3.1
Província Tocantins	15.4 ± 4.2	3.2 ± 0.5	48 ± 11	1.2 ± 0.6	11.1 ± 2.1
Província Mantiqueira	17.5 ± 7.2	3.0 ± 0.3	52 ± 12	1.2 ± 0.7	11.9 ± 2.1
Cráton São Francisco	17.1 ± 3.7	3.0 ± 0.3	52 ± 7	1.3 ± 0.9	12.2 ± 2.2
NO. Bacia do Paraná	28.7 ± 6.3	2.5 ± 0.6	70 ± 13	2.9 ± 1.0	10.1 ± 1.8
Bacia São Francisco	29.4 ± 7.8	2.6 ± 0.2	76 ± 7	1.7 ± 1.0	12.8 ± 2.5

Tabela 3. Valores médios de gradiente de temperatura (Γ), condutividade térmica (λ), fluxo de calor (q), produção de calor radiogênico (A_0) e o parâmetro de decaimento exponencial (D) e para as principais províncias tectônicas na área de estudo (Alexandrino, 2008).

Observa-se tanto na figura 7 quanto na tabela 4, que a região estudada apresenta grande variação térmica. A região do MAPC é a área mais aquecida cujo grau geotérmico é maior que 35°C/km, enquanto que na região a norte esses valores são bem mais baixos, variando entre 10 e 15°C/km. Na região a leste do MAPC, chamada de São Pedro de Caldas, esse valor é intermediário variando entre 35 e 20°C/km.

Essas informações vão influenciar diretamente na topografia da região, sendo que nas áreas de grau geotérmico mais frio o relevo é menos preservado topograficamente do que nas regiões onde o grau geotérmico é mais quente, como no MAPC, confirmando as informações de Stüwe & Hintermüller (2000). Mais detalhes sobre essas informações serão tratados nos próximos capítulos.

Localidades	Intervalo	Número Poços	Elevação (m)	Γ (°C/Km)	
				Γ	σ
Morro Agudo	10 - 248	5	580	12.1	1.4
Vazante	20 - 278	4	650	11.8	3.1
Nova Lima	0 - 2180	1	750-800	14.6	1.0
Bico de Pedra	190 - 240	1	1410	6.8	1.0
Poços de Caldas	40 - 208	11	800	34.2	4.0
Cachoeira. do Itapemirim	80 - 160	1	36	11.8	1.0
Americana do Brasil	50 - 180	2	245	13.6	1.0
Camaçari	50 - 300	10	10	13.1	2.0
Mata da São João	10 - 130	2	10	13.1	2.0
Arraial	100 - 200	2	550	12.6	1.0
Caetité	20 - 90	7	824	12.6	1.2
Caraíba	100 - 200	17	401	12.0	2.7
Jacobina	100 - 600	5	463	6.4	1.6
Poço de Fora	100 - 150	2	824	17.2	3.3
Jaguarari	0 - 200	1	662	10.1	0.0
Pirulito	100 - 600	1	368	15.8	1.0
Niquelândia	20 - 138	2	583	17.0	2.0
Nova Dias D'Ávila	30 - 150	3	27	8.6	8.6
Cana Brava	30 - 224	3	405	18.5	0.5
Número total de poços		80			

Tabela 4 - Valores do gradiente determinados pelo método convencional (CVL).

3. *Geologia da Região Estudada*

3.1. Introdução

A região estudada localizada no sudeste da região Sul de Minas Gerais é marcada por uma complexa história geológica fanerozóica associada a diversos eventos como a subsidência da Bacia do Paraná com o soerguimento associado de suas bordas; as reativações tectono-magmáticas; abertura do Atlântico Sul; os riftes mesozoicos e cenozoicos e finalmente o soerguimento quaternário associado às reativações neotectônicas (HACKSPACHER, et al 2007).

A litologia da região é formada basicamente por rochas do embasamento pré-cambriano, representado pelo Domínio da Faixa Alto Rio Grande, Socorro-Guaxupé, Varginha Guaxupé, pelo Complexo Alcalino de Poços de Caldas que está localizado bem próximo a Bacia do Paraná (HEILBRONN et al 2004).

É caracterizada ainda pela presença de zonas de cisalhamento transcorrentes, com duas direções principais, ENE-WSW e NE-SW, formando feixes paralelos e anastomosados com traçado sinuoso e frequentemente descontínuo, que formam grandes lineamentos regionais. Esses lineamentos por sua vez são agrupados em quatro zonas de cisalhamento denominadas Campo do Meio, Ouro Fino, Camanducaia e São Paulo (HASUI & OLIVEIRA, 1984).

Esses alinhamentos teriam sido reativados no Triássico, em consequência da abertura do continente Gondwana, sendo que durante o Cretáceo Inferior inicia-se um intenso processo de elevação da temperatura de subsuperfície associados a eventos tectônicos e processos de erosão constantes, eventos esses, com profundas associações aos processos finais da ruptura continental em toda a região sudeste (HACKSPACHER et al 2007).

Nesse período a extensão crustal máxima é alcançada quando as falhas cortaram a litosfera formando condutos por onde passaram grandes fluxos de lavas basálticas gerando uma das maiores províncias vulcânicas fanerozóica, a Província Paraná-Entendeka (OREIRO, et al 2008). O clímax desse vulcanismo ocorre entre 133 a 125Ma de acordo com HAWKESWORTH et al (2000) que obtiveram idades mais novas em diques toleíticos paralelos a atual linha de costa. Esses diques são paralelos às linhas dos *rifts* que estão atualmente sob as bacias marginais de Pelotas, Santos, Campos e Espírito Santo que

provavelmente contem rochas basálticas de idades similares no momento de maior subsidência mecânica da área (Oreiro et al 2008). Nessa época também ocorre a primeira fase do magmatismo alcalino da região sudeste, localizados em grande parte nas bordas da bacia do Paraná (AMARAL et al 1967; ALMEIDA, 1983).

A segunda fase do magmatismo alcalino teria iniciado no início do Cretáceo com derradeira manifestação no Eoceno. Nessa época surge o denominado “Alinhamento de Rochas Alcalinas Poços de Caldas-Cabo Frio” (FREITAS 1947, ALMEIDA, 1991; ALMEIDA et al. 1996) compreendendo uma sequência de eventos vulcânicos localizados, representados por rochas alcalinas que formam stocks, plugs, possíveis chaminés, diques e excepcionalmente derrames e piroclásticas (THOMAZ FILHO & RODRIGUEZ 1999).

As idades dos stocks alcalinos de Poços de Caldas a São João/Cabo Frio decrescem gradualmente (THOMAZ FILHO et al 2005) sugerindo a passagem de leste para oeste da crosta continental espessa da Placa Sul-Americana sobre um “hot spot” ou seja um foco de calor relativamente fixo (SADOWSKI & DIAS NETTO, 1981). Zalán & Oliveira (2005) colocam que tal anomalia térmica não seria intensa o suficiente para ser chamada de pluma mantélica e espalhada demais para ser caracterizada como um simples hot spot.

As primeiras datações no MAPC são em zircões provenientes de veios cortando o corpo alcalino utilizando o método chumbo-alfa (Dutra, 1966). Esse autor obteve idades entre 109 e 87 Ma (Cretáceo). Amaral et al. (1967), utilizando o método K-Ar, obtiveram idades entre 80 e 62 Ma (Cretáceo Superior). Guimarães & Viana (1970 *apud* MOREIRA, et al 2007) dataram uma amostra de Poços de Caldas utilizando o método K-Ar, e obtiveram a idade de $177 \pm 8,5$ Ma, enquanto Bushee (1971) obteve, para as diversas fases magmáticas, as seguintes idades:

- lavas ankaratríticas: pelo menos 87 Ma;
- rochas do dique anelar: entre 81 e 80 Ma;
- derrame de fonólitos: entre 81 e 80 Ma;
- massa principal de tinguaítos e fonólitos: entre 78 e 72 Ma;
- intrusão de corpos sieníticos: entre 64 e 60 Ma;
- diques de fonólitos: 53 Ma.

Amaral et al. (1967) determinaram a idade para os diques de fonólito como sendo 53 Ma, enquanto Kawashita et al., (1984) sugerem que os maiores valores devem ser os mais prováveis para a idade do vulcanismo.

O MAPC é uma área chave dentro da região de estudo, que serve como marco balizador para as idades de TFA e como um rico subsidio de informações geológica pré-

existente, auxiliando na interpretação dos dados da área como um todo. Assim, a evolução completa do MAPC é descrita e analisada a seguir.

3.2. Evolução Geológica do Maciço Alcalino de Poços de Caldas

O Maciço Alcalino de Poços de Caldas é o maior corpo alcalino do Brasil com um diâmetro de aproximadamente 33km, estando localizado na divisa entre os estados de São Paulo e Minas Gerais. Foi estudado e mapeado do ponto de vista geológico Ellert et al (1959) e analisado do ponto de vista estrutural com base em imagens de satélite por Almeida Filho e Paradella (1977) e investigado sob a ótica da geofísica por Araujo (1980), Hamza (1982) e Montes-Lauar (1988). Ulbrich (1984) fez um extenso estudo sobre as nefelina sienito do maciço. Posteriormente outros trabalhos foram realizados sobre diferentes pontos de vista como a caracterização isotópica e geoquímica da nefelina sienito e dos fonólitos (Shea, 1992). A figura 8 ilustra o mapa geológico do MAPC, modificado de Ulbrich et al (1984) e CPRM (1999).

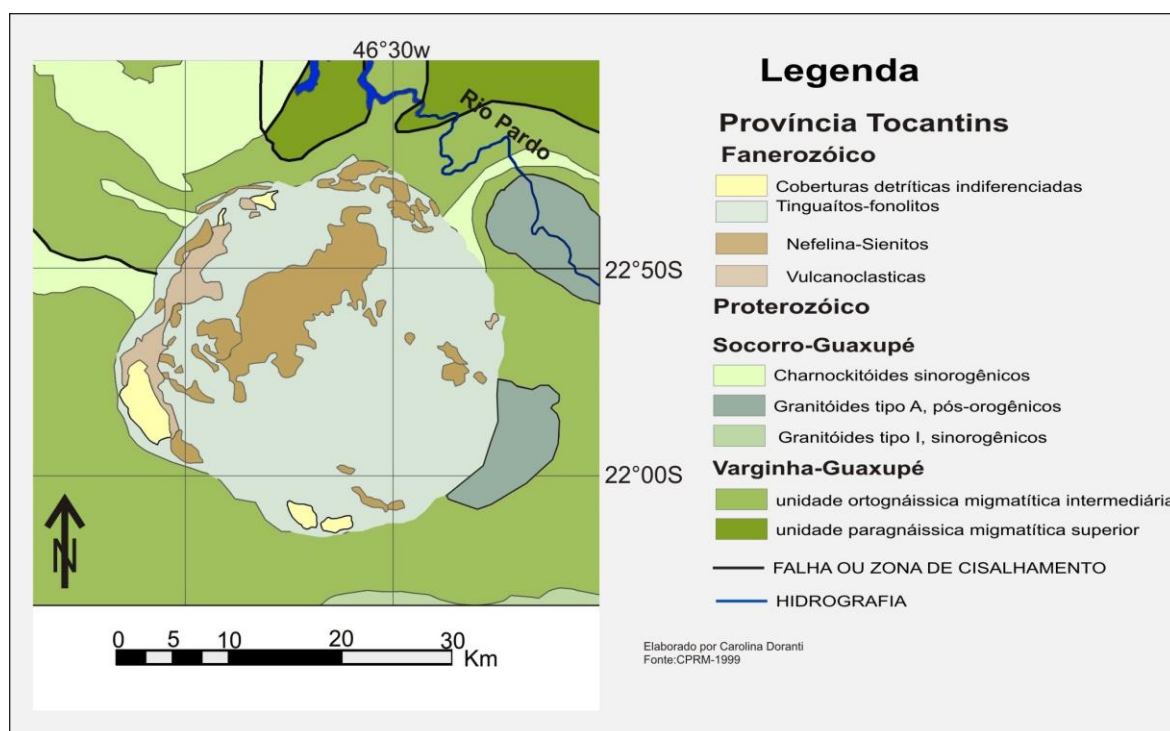


Figura 8 - Mapa Geológico do Maciço Alcalino (Modificado de Ulbrich, 1984; CPRM 1999)

Amaral et al (1967) obteve os primeiros dados geocronológicos na região reconhecendo que a intrusão alcalina de Poços de Caldas surgiu a partir da abertura continental entre 145-125Ma e que o magmatismo alcalino na crosta continental tenha ocorrido entre 140 a 50 Ma se estendendo para as ilhas oceânicas da costa brasileira

(CORDANI, 1970; BUSHEE, 1971, HERZ 1977; ULBRICH & GOMES, 1981; SCHORSCHER & SHEA, 1992).

Sua evolução inicia-se com a intrusão de rochas félsicas em aproximadamente 89 Ma, em terrenos pré-cambrianos denominados de Terreno Socorro-Guaxupé (Campos Neto 2000, Cordani et al. 2000), estendendo-se até cerca de 54Ma (Sonoki & Garda 1988, Ulbrich et al. 2002). Ellert (1959) propôs um modelo evolutivo (figura 8) que segue com ampla aceitação (AMARAL et al., 1967, BUSHEE, 1974, ULBRICH & ULBRICH, 1992, HOLMES et al., 1992):

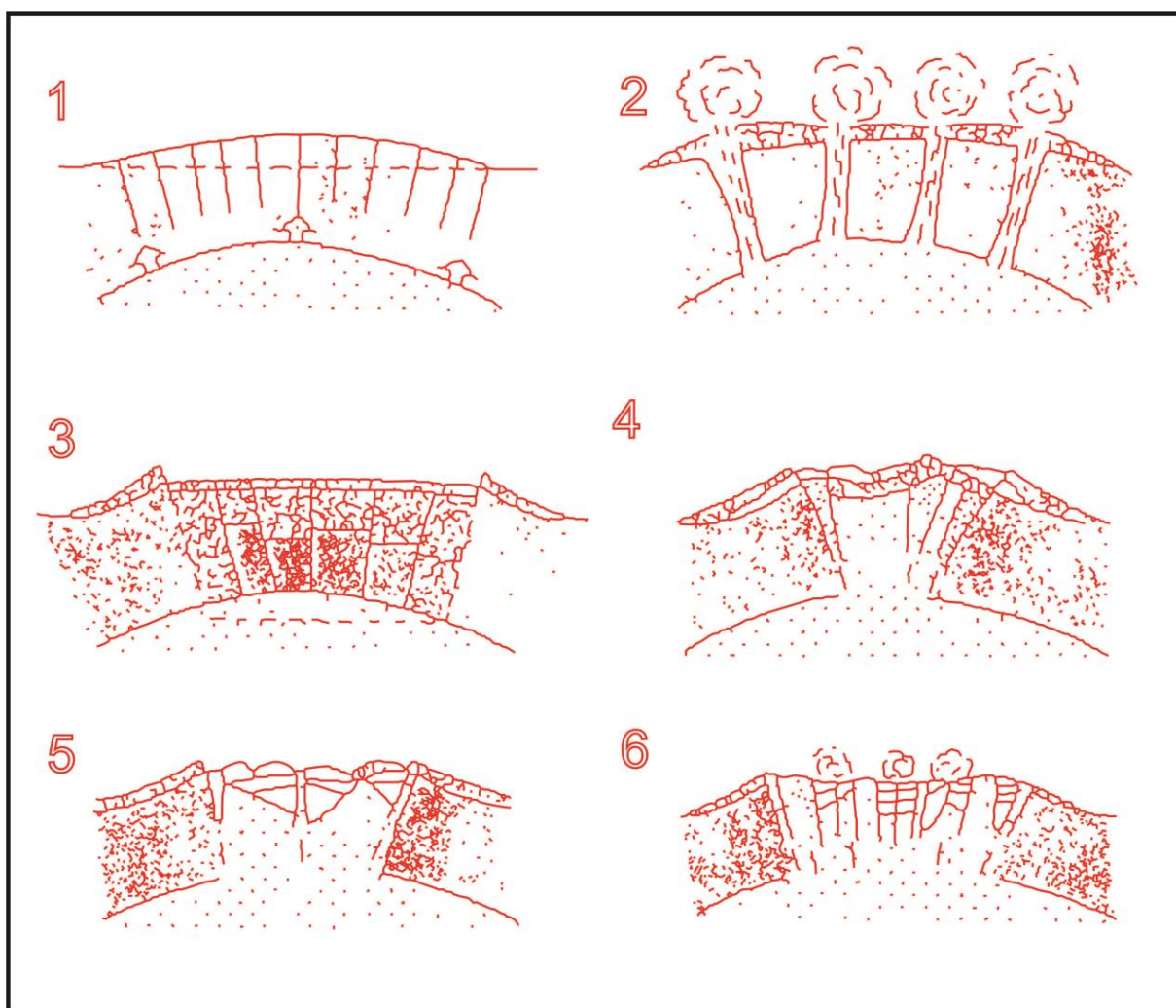


Figura 9- Modelo de formação do Maciço Alcalino de Poços de Caldas (Ellert, 1959)

1. Admite-se uma etapa inicial de domeamento, com posterior colapso e formação de estruturas de caldeira. Aparecem fendas radiais e concêntricas, posteriormente invadidas por magmas “tinguaíticos”. Os “ankaratritos”, e as rochas vulcanoclásticas se colocam provavelmente nesta etapa, ou pouco antes.

2. Posteriormente, invadem “tinguaítos”, preferencialmente na parte periférica, gerando assim os diques anelares. Os “tinguaítos” mais antigos, da borda setentrional mostram idades de 80-81Ma de acordo com Ulbrich (1984).
3. A maioria dos tinguaítos se coloca ocupando vastas áreas no interior do maciço, como invasões subvulcânicas. As idades K/Ar para estas rochas são de 72-76 Ma. Idade equivalentes exibem os fonólitos da parte meridional do distrito.
4. A maioria dos nefelina sienitos se colocam entre 60 e 65 Ma a julgar pelas idades K/Ar; as rochas lujauríticas (Pedra Balão) mostram idades K/Ar de 60Ma.
5. Algumas manifestações, consideradas póstumias, ocorreram há 53Ma (diques de fonólitos em nefelina sienitos).

Determinações de idade radiométrica indicam que a atividade ígnea iniciou-se por volta de 89Ma (BUSHEE, 1971) ou ainda antes, produzindo nefelina sienitos já por volta de 92Ma (KAWASHITA et al 1984). Os resultados de K-Ar refletem uma alteração pós-intrusão (ULBRICH, 1984; SHEA, 1992). A longa duração do evento magmático que deu origem ao complexo alcalino de Poços de Caldas, foi considerado anteriormente como tendo durado mais de 30Ma (BUSHEE, 1971), mas no entanto verificou-se ter durado apenas de 2 a 3 Ma por Ulbrich (1984), já Shea (1992) coloca que a atividade ígnea teria durado por volta de 10Ma.

Sendo assim Ulbrich et al (2002) reuniram todos os dados de K-Ar conhecidos para Poços de Caldas e verificou que as idades iam entre 89.3 a 54.2Ma, tendo um intervalo de aproximadamente 35Ma para todo o processo magmático, o que ele considerou muito alto para ser aceito como uma estimativa razoável para a atividade magmática. Os autores colocam ainda que esse grande intervalo é também contraditório a muitas observações já feitas em contatos, texturas, e estruturas, que levam a conclusão de que a história magmática foi mais curta.

Após uma análise criteriosa de todos os dados Ulbrich et al (2002) selecionou os dados mais confiáveis de K-Ar para o maciço e as idades variam entre aproximadamente 64 e 83Ma. Suas conclusões indicam que os fonólitos, tinguaítos e nefelina sienitos foram depositados numa sequência rápida e continua durando não mais que 1-2Ma, sugerindo que os magmas intermediários foram depositados por volta de 79Ma, concordando com datações de Rb-Sr em nefelina sienitos por volta de 78 ± 66.6 (SHEA 1992; ULBRICH et al 2002).

Franco et. al. (2005), ao correlacionar as idades de K-Ar obtidas Bushee (1974) e corrigidas para novas constantes por Sonoki & Garda (1988) e estudos sobre geotermometria em rochas do MAPC realizados por Ulbrich (1993), com resultados da análise de Traços de Fissão em Apatitas elabora uma curva de resfriamento, no qual consegue analisar o período de cristalização do magma alcalino e ainda os episódios tectonotermiais associados às atividades intrusivas e de estruturação da caldeira vulcânica. A figura 10 mostra a curva de resfriamento representando a evolução do MAPC a partir das idades K/Ar e TFA.

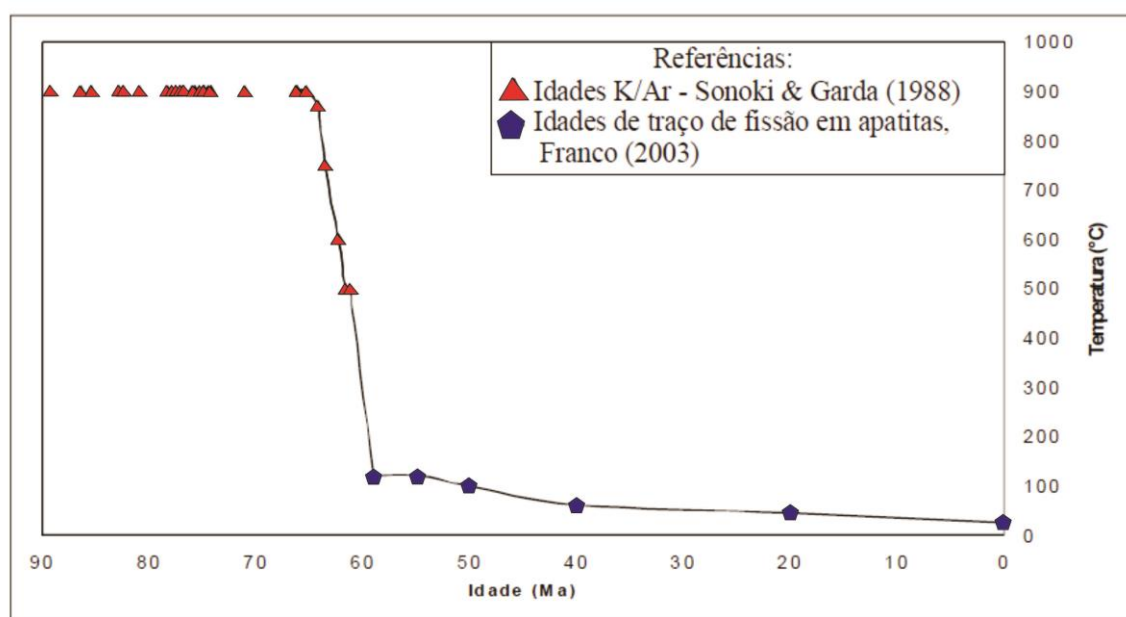


Figura 8. Curva de resfriamento da evolução do Maciço Alcalino de Poços de Caldas a partir de idades K/Ar (Sonoki & Garda, 1988) e idades de traços de fissão em apatitas (Franco, 2003).

Os dados de TFA de Franco et. al. (2005) indicam uma fase de soerguimento tectônico (domeamento), marcada por um resfriamento contínuo, possivelmente associado à intrusão do dique anelar e de rochas supracrustais. Segue um período marcado por um resfriamento repentino por volta de 60 Ma. Tal evento tectônico é de grande importância quanto à evolução termotectônica do Maciço, pois representa episódios de abatimento do conduto vulcânico e estruturação da caldeira, provavelmente ocorrido para acomodar a câmara magmática.

Com relação à petrografia do MAPC Ulbrich (1984) apresenta um estudo bastante detalhado caracterizando os diversos tipos litológicos existentes, descrevendo ainda as principais feições mostradas por rochas sedimentares epiclásticas, piroclásticas de diversos tipos e vulcânicas-subvulcânicas, além de dar destaque especial para os nefelina sienitos.

Muitos corpos individuais de nefelina-sienitos se localizam em áreas cuja geometria aparece condicionada pela presença de anéis. Os corpos da borda norte encontram-se, ora invadindo o egrina-fonólito da própria estrutura circular, ora por fora dele, e em parte em contato direto com o embasamento cristalino. Os pequenos corpos da borda leste, e da borda oeste, estão colocados a poucas centenas de metros do contato com o embasamento (ULBRICH, 1984).

Os corpos da zona sul encontram-se situados ora em contato praticamente direto com o embasamento, ora numa área interna, vizinha a borda Sul.

A topografia e a litologia, nos mostra proeminentes montanhas tinguaiticas que sugerem que o Maciço representa a parte mais superior da estrutura da caldeira, onde aparecem os tinguaitos na forma de diques anelares, seguido por um colapso e a intrusão de tinguaitos interiores e algum derramamento de fonólito, culminando com a intrusão posterior de mais nefelina-sienitos (ELLERT, 1959; ULBRICH & ULBRICH, 1992).

Segundo Ulbrich & Ulbrich (1992), no interior do maciço, particularmente na área de Águas da Prata, encontram-se ainda significativos restos do antigo teto do maciço, constituídos por remanescentes de arenitos ricos em quartzo, em geral atribuídos à Formação Botucatu. O contato das rochas alcalinas como o embasamento não é direto, a “zona de contato” possui rochas do embasamento que se encontram permeadas por pequenos corpos de fonólitos. Essas zonas parecem rodear o maciço, e sua espessura é bem variável, desde alguns poucos metros até, mais freqüentemente, dezenas ou centenas de metros. Essas zonas aparecem geralmente como conjuntos de blocos rolados, onde se misturam rochas do embasamento com fonólito e muito raramente com nefelina-sienitos (ULBRICH, 1984).

As rochas epiclásticas encontram-se distribuídas de maneira bastante irregular dentro do MAPC. Segundo Ulbrich (1984), nas áreas vizinhas do embasamento, essas rochas são encontradas apenas nas regiões mais elevadas da Serra do Mirante, localizada a norte da cidade de Águas da Prata sendo que no interior do MAPC, essas rochas são encontradas na encosta interna do Anel Norte, e em alguns pontos a S e SW da região.

Estruturalmente, as rochas epiclásticas são invadidas pelas rochas alcalinas, sendo possível observar em alguns casos, diques e corpos menores de fonólitos cortando os arenitos. Localmente, são encontrados pequenas zonas irregulares de brechas onde os clastos predominantes, angulosos e centimétricos, são de arenito (ULBRICH, 1984).

Evidências geológicas obtidas através do levantamento geológico realizado por Oliveira et al. (1983) constataram a presença de três pequenas ocorrências de rochas

sedimentares clásticas, associadas a vulcânicas alcalinas (traquitos), em contato direto com o embasamento cristalino sendo geneticamente associadas ao evento tectônico gerador do maciço alcalino de Poços de Caldas.

A região de Poços de Caldas possui sedimentos de ocorrência local, compostos por areias, siltes e brechas vulcânicas, formando uma faixa junto ao contato da rocha alcalina com o embasamento cristalino. Nessa área foi encontrado um material fino com laminação plano-paralela (siltito com intercalações laminares de arenito), com inclinação média menor que 20° (BJÖRNBERG, 1959); quando estes sedimentos apresentam laminação plano paralela ou cruzada, possui ângulos de aproximadamente 30°. Björnberg (1959) encontrou arenito arcossiano, localmente com estruturas de depósito torrencial e às vezes apresentando níveis de seixos. O arenito situado na Serra do Mirante na borda oeste-sudoeste do Planalto de Poços de Caldas foi estudado com o intuito de correlacionar o sedimento com os demais sedimentos situados no interior do planalto (BJÖRNBERG, 1959).

A conclusão que o autor teve foi que a explicação mais plausível para origem desses sedimentos é híbrida, de ambiente aquoso e eólico, estando sua correlação com outros sedimentos permanecendo desconhecida, mesmo porque as condições em que se apresenta parecem ser de caráter local. Este arenito às vezes apresenta fraca seleção e pequeno grau de arredondamento, sugerindo ambiente aquoso; outras vezes, estratificação cruzada compondo sets de vários metros de extensão, comum em sedimentos trabalhados pelo vento. No entanto, para Almeida (1964), os sedimentos da Serra do Mirante são de idade cretácea e a alternância de camadas de arenitos e siltitos argilosos, mais ou menos feldspáticos, com seixos isolados, identifica-se perfeitamente aos estratos basais, não calcários, do Grupo Bauru sobre a Serra do Itaqueri.

Na região do vale do córrego do Quartel associam-se segundo Almeida (1964), sedimentos do grupo São Bento e Supergrupo Tubarão, em camadas perturbadas pelas intrusões alcalinas. Ainda segundo este autor nas áreas isoladas do interior do planalto, ocorre o Arenito Botucatu afetado pelas intrusões alcalinas existindo também camadas típicas do Grupo Tubarão, são observados ainda na região, tilito com seixos facetados e estriados.

Motoki e Oliveira (1987) apresentam entretanto, um modelo diferente, em que consideram essas rochas sedimentares como “corpos capturados, fragmentados e afundados no magma fonolítico”, isto é, os autores consideram esses corpos como sendo

megaxenólitos sedimentares embutidos em rocha fonolítica, baseando-se nas suas atitudes aleatórias e relação de contato intrusivo.

De acordo com os autores na margem sul do complexo existe dois megaxenólitos que evidenciam a inexistência do dique anelar nesta área, concluindo que o nível de denudação atual seria muito mais profundo do que estimaram os outros autores até então, sendo o complexo alcalino um corpo intrusivo raso. Segundo Motoki et al (1988), em trabalhos anteriores “o argumento mais importante na estimativa do nível de erosão está no ponto de vista de que, os corpos extrusivos já foram eliminados completamente ou ainda estão preservados parcialmente”.

Além disso, outras áreas externas ao complexo alcalino apresentam registros sedimentares significativos, porém não há indícios sobre a origem e a idade destes depósitos, podendo ser terciários ou quaternários. As áreas de maior representatividade dessas coberturas situam-se nas proximidades das cidades de Tapiratiba-SP, Guaxupé-MG, Muzambinho-MG e Cabo Verde-MG (Região norte da cidade de Caconde-SP) (CAVALCANTE et. al. 1979).

Os depósitos quaternários apresentam-se geralmente sob forma de colinas de perfis convexos, bastante suaves, contíguas aos depósitos aluviais mais expressivos, ou mesmo afastadas destes, capeando interflúvios, em áreas onde se estabeleceu um rejuvenescimento no regime de drenagem. Esses depósitos apresentam-se geralmente compostos por cascalhos, areias e siltes inconsolidados, com estratificações cruzadas e gradativas (CAVALCANTE et. al. 1979).

O aspecto variado denota marcante influencia dos terrenos circunvizinhos (área fonte), com seus produtos de degradação mal trabalhados envolvendo também solos transportados. Ressalta-se a presença de linhas de seixos (CAVALCANTE et al., 1979; RADAM BRASIL, 1983) e perfis lateríticos, recobertos por espesso capeamento de latossolo vermelho. Ressaltam-se também os depósitos aluvionares e coluvionares presentes nas principais bacias hidrográficas da região como a do Rio Pardo, Muzambo, Jaguari-Mirim e Cabo Verde.

Com relação ao controle estrutural do maciço há duas observações bem colocadas por Ulbrich et al (2005). Por um lado, muitos corpos de nefelina-sienitos colocam-se na periferia, no entanto as litologias ocorrem em parte como manifestações localizadas em áreas específicas, ou ao longo de direções preferenciais. O autor faz referencia ao maior corpo de nefelina-sienito encontrado no interior do maciço, como larga faixa de direção NE-SW coincidindo grosseiramente com alguns lineamentos observados tanto no interior

do maciço como nas rochas encaixantes sendo que algumas manifestações menores deste nefelina-sienitos afloram como “diques” de direção N-S.

A distribuição das litologias do Maciço sugere que os processos subvulcânicos são mais intensos na parte norte do maciço, com fenômenos vulcânicos se manifestando mais caracteristicamente na parte sul. Alternativamente, a preservação da cobertura sedimentar da parte sudoeste, em Águas da Prata indicaria erosão menos marcada naquela área, em parte controlada por um possível basculamento da estrutura para sul e sudoeste (ULBRICH et al 2002)

3.3. Gradiente Geotérmico e Gravimetria

Na região do Maciço Alcalino de Poços de Caldas pesquisa sobre o gradiente geotermal foram realizadas na década de 80 por Araújo (1980). Em seu trabalho foram realizadas cerca de 40 perfilagens geotérmicas e medidas de condutividade térmica em mais de 80 amostras litológicas referentes a 5 regiões distintas dentro do complexo vulcânico alcalino (Figura 11).

O menor valor de fluxo térmico foi observado no setor centro-sul do Maciço (denominado pelo autor de C-08), com valor de $50.6 \pm 1.2 \text{ mW/m}^2$ e o maior valor, $96.5 \pm 7.7 \text{ mW/m}^2$, no Morro do Ferro (na região centro-leste). Segundo o autor, o contraste térmico entre a região de Poços de Caldas e a do escudo cristalino adjacente é de 32 mW/m^2 , podendo até alcançar 43 mW/m^2 .

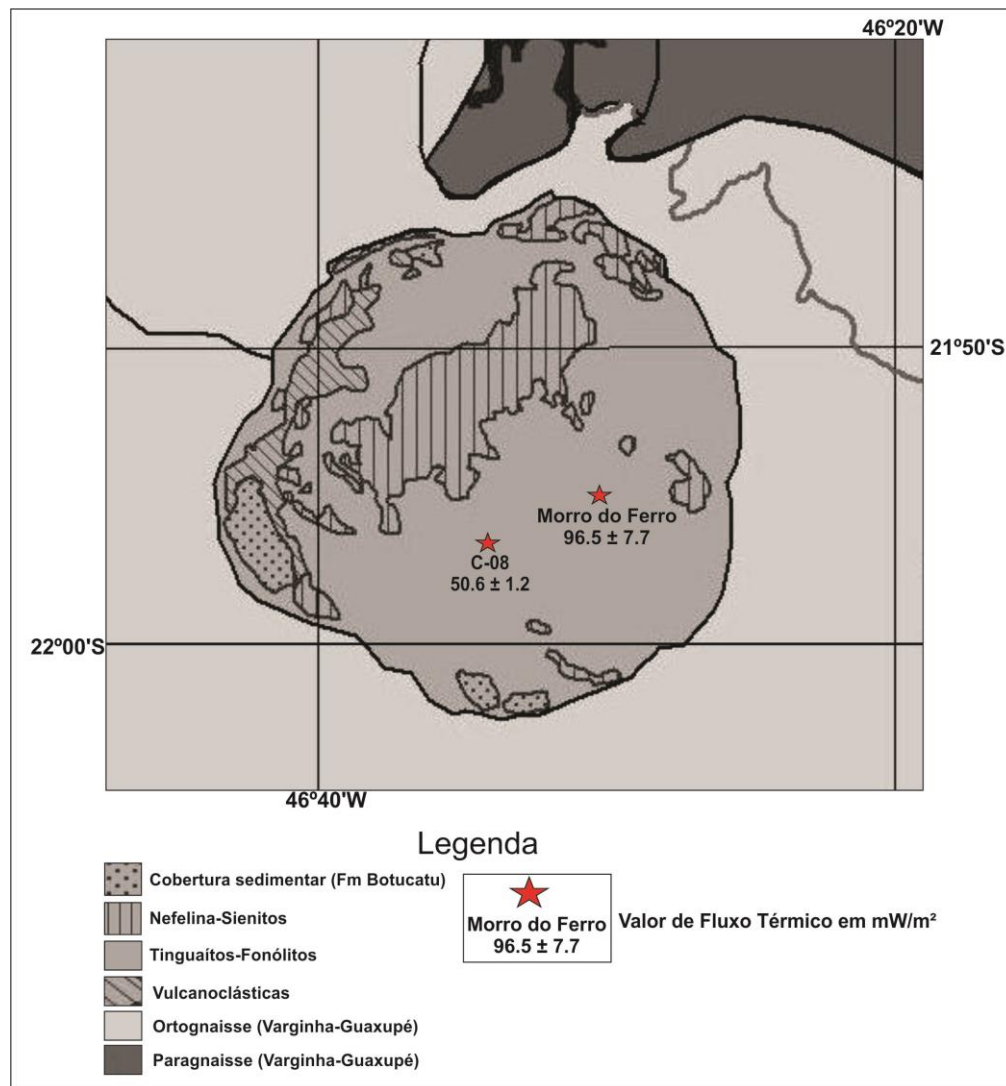


Figura 9. Valores de Fluxo Térmico em mW/m² (ARAÚJO, 1980) para dois setores do Maciço Alcalino. Mapa Geológico Simplificado (ULBRICH, 1982).

Com relação aos valores de condutividade térmica, o valor médio é de 2.2W/mK, e não foi observadas variações significativas nos valores. A taxa de produção de calor radiogênico é parcialmente responsável pelas anomalias geotérmicas observadas, sendo que a maior parte são originadas das reações químicas exotérmicas e de movimentos de água subterrânea.

A espessura da camada radioativa é da ordem de 4.7Km, e o fluxo térmico abaixo dessa camada é da ordem de 47.6 mW/m². É possível ainda que outras intrusões alcalinas estejam, também associadas com anomalias térmicas similares a de Poços de Caldas (ARAÚJO, 1980).

Com relação ao escudo cristalino, Vitorello et al. (1980) e Hamza et al (1977) registraram gradientes variando entre 7 a 25°C/Km enquanto Araújo (1980) registra para cinco regiões distintas de Poços de Caldas gradientes que variam de 27 a 38°C/Km e 9.2 a

10.4°C/Km em poços situados no embasamento, na região norte do maciço, nas proximidades de Cabo Verde e Botelhos-MG.

Assim comparando-se o intervalo de variação da condutividade térmica de rochas típicas do escudo, tais como granito e gnaisses, com o das rochas alcalinas de Poços de Caldas, verifica-se que as diferenças observadas nos gradientes geotérmicos dessas duas regiões não resultam de valores diferentes de condutividade.

Granitos e gnaisses possuem condutividade variando de 2.1 a 3.3 W/mK, com o valor médio de 2.7 W/mK (BIRCH & CLARCK, 1940) e as condutividades para a região de Poços de Caldas variam de 1.77 a 2.52W/mK, sendo o valor médio de 2.20W/mK. Não existem, portanto, diferenças significativas na condutividade térmica de rochas típicas do escudo e rochas alcalinas. A pequena discrepância observada não é suficiente para explicar as grandes variações nos valores do gradiente de temperatura (ARAÚJO 1980).

Assumindo um gradiente médio de 15°C/km e uma condutividade média de 2.7 W/mK para as rochas do escudo, obtêm-se um fluxo da ordem de 40×10^{-3} W/m², que é concordante com os valores registrados por Chapman & Pollack (1975). Considerando-se um gradiente médio de 32.5°C/km e uma condutividade média de 2.2 W/mK, obtidos dos cinco setores por Araújo (1980), o fluxo resultante é de 71×10^{-3} W/m² para a região de Poços de Caldas. Deste modo, os gradientes de temperatura das duas áreas envolvidas, indicam uma diferença significativa de fluxo térmico, da ordem de 31×10^{-3} W/m².

Desprezando-se os valores ao movimento de água subterrânea naquela área, o fluxo térmico resultante é igual a 83×10^{-3} W/m². Essas variações dos valores de fluxo podem ser determinadas indiretamente, conhecendo-se as idades das regiões estudadas. Araújo (1980) usando desta afirmação, utiliza a curva obtida por Hamza & Verma (1969), e considerando idades K-Ar calculadas por Amaral et al (1967) que estão entre 63 a 80 milhões de anos, o fluxo esperado para a região de Poços de Caldas é ligeiramente superior a 80×10^{-3} W/m². Esse modelo de fluxo térmico em função da idade tectônica prevê segundo Araújo (1980) a existência de uma anomalia termal considerável em Poços de Caldas.

Esses valores de gradientes geotérmicos (figura 12) obtidos por Araújo (1980) permitiram identificar duas regiões distintas dentro do complexo alcalino apresentados na figura 3.5. A primeira possui um gradiente inferior a 29°C/km, compreendendo os setores que o autor denomina de C-09 e C-08. Já os setores Pedra Balão, Vilela e Morro do Ferro constituem a segunda região, cujo gradiente médio é superior a 33°C/km.

O autor chama atenção para o fato de que mesmo o setor C-09 apresentar grande concentração do elemento Urânio, o gradiente geotérmico não é elevado e justifica esse comportamento através do fato da área ser extremamente fraturada, onde ocorre movimento de água subterrânea, responsáveis pelo decréscimo dos valores de temperatura.

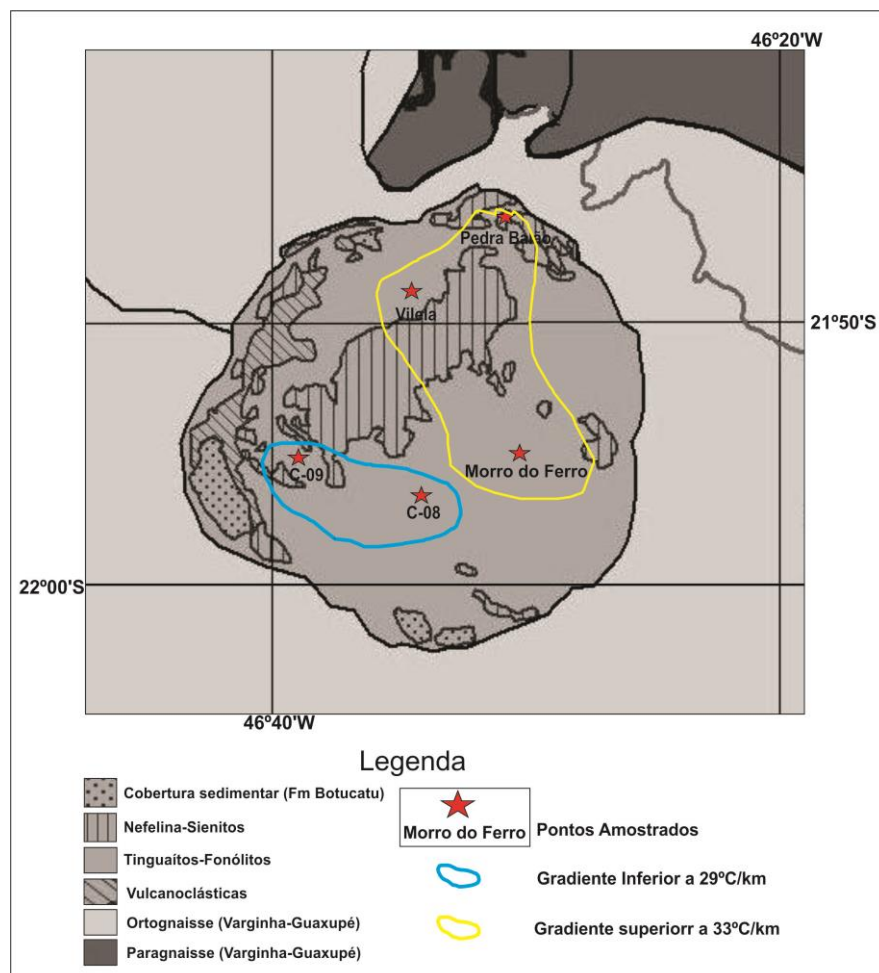


Figura 10. Mapa geológico simplificado (Ulbrich, 1982), contendo as áreas com as duas médias de valores de Gradientes Geotérmicos em Poços de Caldas.

Observa-se ao comparar os dados da região Sudeste no geral com os dados de Poços de Caldas que essa região é mais quente que seu embasamento cristalino e sedimentar adjacente, nas regiões dos Estados de Minas Gerais e São Paulo (Bacia do Paraná), mas se comparado com regiões próximas ao litoral e outros maciços de natureza alcalina sua temperatura é menos elevada.

Outra informação fundamental necessária nessa pesquisa é a questão da densidade do embasamento e também a profundidade máxima do corpo alcalino. Essas informações foram obtidas em Slavec et al. (2004) que efetuou um levantamento gravimétrico que apresentou uma boa caracterização do Maciço Alcalino de Poços de Caldas.

Para fazer essa modelagem os autores foram utilizaram quatro perfis que atravessam a região central do Maciço, considerando-se a presença de uma maior densidade de estações gravimétricas, além disso, foi utilizado o método iterativo, construindo-se o modelo a partir da comparação das curvas teórica e observada, ajustando-se o campo gravitacional observado e obtendo-se um modelo com geometria 2,5D. Para tal, foram considerados os dados da topografia e o valor de 2,66 g/cm³ para a densidade do embasamento.

Os perfis modelados estão apresentados na figura 14. O posicionamento do corpo em profundidade foi baseado em observações e trabalhos sobre a geologia de intrusões alcalinas (ex. ROSALES 1999, SLAVEC 2000).

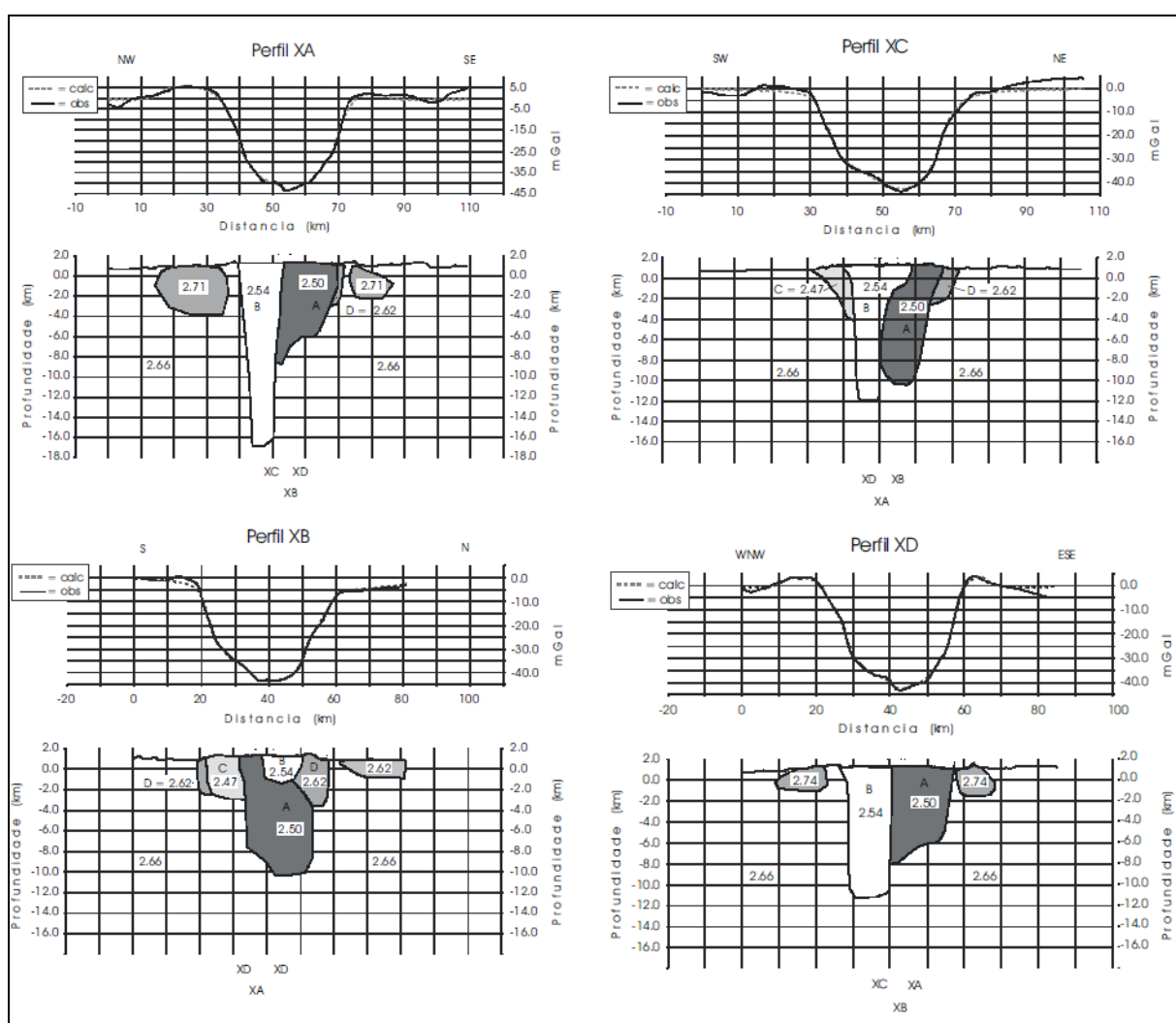


Figura 12. Perfis modelados a partir da figura 13 (XA, XB, XC e XD) (SLAVEC et. al., 2004)

A raiz mais profunda do Maciço Alcalino não deve ultrapassar 17 km de profundidade, sendo que a profundidade média do Maciço resulta da ordem de 7,5 a 8,0 km. O volume total da alcalina foi estimado em 7.220 km³ para uma área superficial de

pouco mais que 800 km², o que mantém o Maciço Alcalino de Poços de Caldas como o segundo maior maciço desse tipo conhecido na Terra, sendo ultrapassado apenas pela intrusão de Khibina, na Rússia, com 1500 km² (SLAVEC et al 2004).

É possível verificar através do trabalho de Slavec et al (2004) que as densidades das diferentes litologias encontradas no interior do Maciço juntamente com observações geológicas, de estruturas e de falhas dividem a região em seis grupos diferentes, mostrando que esses parâmetros são muito heterogêneos, o que pode influenciar nos resultados da modelagem termocinemática.

3.4. Perfis Bauxíticos

O estudo dos perfis bauxíticos é uma ferramenta importante, pois são associados a climas tropicais úmidos e áreas elevadas, onde a lixiviação por percolação em sub-superfície é promovida, e a rochas ricas em alumínio e pobres em ferro. Sua gênese, segundo Kotschoubey (1988), exige uma estabilidade crustal com um rebaixamento muito lento do nível de base sendo que a evolução dos depósitos é controlada pelas condições climáticas regionais e locais.

A bauxita é formada durante um longo período geológico sobre superfícies continentais estáveis, permitindo a maior ação do intemperismo químico sobre o físico (BOULANGÉ et al., 1987). Portanto, para que o intemperismo seja intenso e evoluam perfis lateríticos espessos, se faz necessária uma estabilidade tectônica e condições de relevo que permitam uma boa drenagem. Assim, a formação de depósitos bauxíticos em regiões mais acidentadas é possível a partir de rochas de composição química favorável, como as rochas alcalinas hiperaluminosas ou em condições climáticas excepcionais, extremamente úmidas e quentes.

No Brasil e na África as superfícies de aplainamento são caracterizadas pelos profundos mantos de alteração limitados por concreções ferruginosas, lateríticas, bauxíticas ou silcretes e duricrostas que ajudaram a preservar os remanescentes dessas superfícies até os dias atuais. Marker & Holmes (1999) estudaram os processos de laterização na região sul da África do Sul e os correlacionaram ao período Mioceno ao Pleistoceno, sendo que Burke & Gunnel (2008) colocam que as bauxitas e lateritas existentes sobre a Superfície Africana representam um registro de mudanças no ambiente

tectônico, incluindo episódios de inundação parcial pelo mar, durante um intervalo de tempo de 150 milhões de anos entre 180 a 30Ma.

No Brasil, as maiores ocorrências de bauxita encontram-se no Estado do Rio de Janeiro, próximo a Resende (Maciços Alcalinos de Itatiaia, Passa Quatro e Morro Redondo) e no extremo sul de Minas Gerais (Maciço alcalino de Poços de Caldas). Há algumas ocorrências menos relevantes na Serra da Mantiqueira, na região de Bom Repouso (KOTSCHOUBEY, 1988).

Segundo Bigarella et al (1996), as ocorrências de bauxita no sudeste do Brasil estão relacionadas às essas intrusões alcalinas que formam maciços e planaltos elevados. A bauxita ocorre nessas regiões em dois tipos de compartimentos topográficos: na borda do maciço alcalino com relevos ondulados e vertentes íngremes e outro, na parte interna do maciço, com morfologia suavemente ondulada.

Considerando que a idade da atividade magmática responsável pela geração desses maciços varia entre o Cretáceo Superior e Paleógeno é possível inferir que esses depósitos bauxíticos foram formados a partir desse período, sugerindo um período de estabilidade tectônica e condições climáticas quentes e úmidas.

Em Poços de Caldas, Almeida (1977) é o primeiro a detalhar e caracterizar os principais tipos de depósitos, os processos de bauxitização e os fatores de formação. Os fatores mais importantes segundo o autor seriam a topografia, a natureza da rocha e o clima. Os depósitos de bauxita se localizam, em sua maioria, no norte do maciço, numa área praticamente contínua no dique anelar, e no interior do maciço estão distribuídos numa região de argilas residuais.

Para Schulman et al. (1997), existem dois tipos de bauxita em Poços de Caldas:

- Bauxita de origem hidrotermal: foi formado pouco depois da intrusão do Maciço Alcalino de Poços de Caldas através de processos de percolação de fluidos hidrotermais que alteram a rocha mãe para a rocha potássica, aumentando a quantidade de poros na mesma e facilitando a percolação de água para a remoção da sílica e outros elementos.
- Bauxita de origem supérgena: alta precipitação e alta temperatura combinadas em regiões tropicais criam condições de intenso intemperismo. Alguns elementos do solo são lixiviados (como a sílica) e outros elementos insolúveis permanecem como um depósito residual, como o Alumínio.

O autor ainda ressalta que a bauxita na região do Maciço Alcalino se desenvolve preferencialmente intercalando saprólitos sobre rochas de nefelina-sienitos e fonólitos em

posição elevada e de boa drenagem, sendo que outras unidades bauxíticas formam-se ao longo da crista e vertentes íngremes da seção norte da borda exterior.

Já na região central do complexo de Poços de Caldas, a bauxita pode corresponder a saprólito que sobre nefelina-sienitos metassomáticos são formados apenas em lugares de drenagem pobre, menor elevação e áreas levemente inclinadas. Já o saprólito em depressão são cobertos freqüentemente por solos pálidos (solo amarelo), material argiloso redepositado com ou sem turfa. A figura 15 ilustra a variabilidade dos perfis bauxíticos definidos por Valetton et al., (1997) em Poços de Caldas.

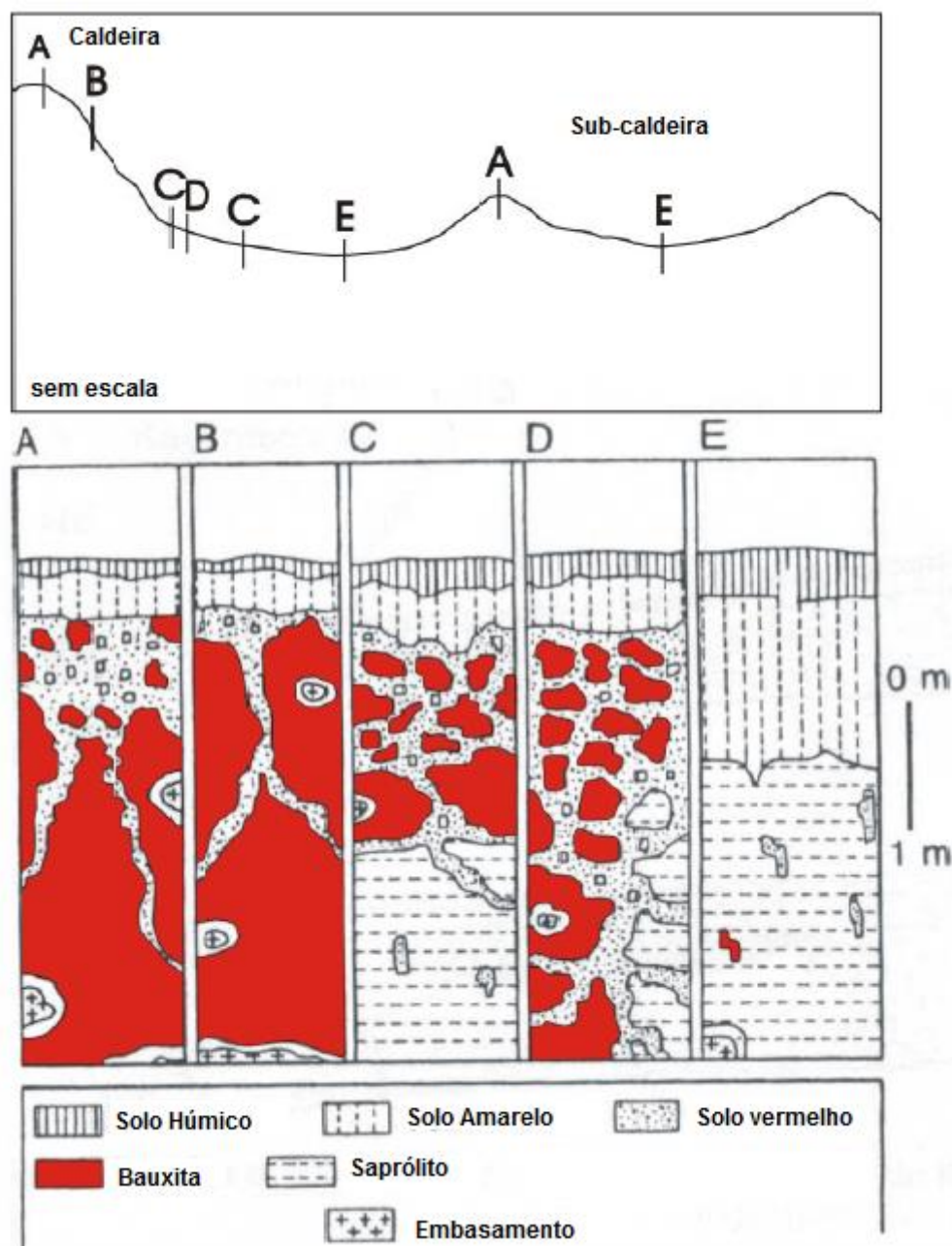


Figura 13. Variabilidade de perfis de intemperismo com posições morfológicas. Adaptado Valetton et al (1997).

Mais recentemente, Leonardi (2007) descreve os perfis bauxíticos de Poços de Caldas em grande nível de detalhamento. A autora caracteriza esses perfis segundo sua macromorfologia e os subdivide em três tipos de materiais: os Perfis Retrabalhados, os Perfis de Serra e Perfis de Campo.

Os Perfis de Serra, descritos anteriormente por Almeida (1977) e Parisi (1988), são bem evoluídos, com alto teor de alumínio, bastante espessos e estão localizados nas áreas de maiores altitudes do complexo sendo que os Perfis de Campo são pouco espessos e muito argilosos.

Já o Perfil Bauxítico Retrabalhado é caracterizados por fragmentos (cascalheiras) de bauxitas ferruginosas sendo semelhantes ao material encontrados nos topos dos Perfis de Serra e no de Campo. Na região do Morro do Serrote, no setor oeste do Maciço, os blocos são formados tanto por materiais ferruginizados quanto por bauxita, estando misturados, sendo caracterizado por material depositado (clastos), heterogêneo, concentrando fragmentos de bauxita de diferentes tamanhos. O material encontrado no topo do perfil está associado ao retrabalhamento do material do topo de um Perfil Bauxítico de Serra ou de Campo, sendo um material bastante similar ao do Perfil de Serra.

Leonardi (2007) afirma algumas falhas cortam os materiais associados aos Perfis de Serra, Perfis de Campo e, especialmente, em alguns casos, afetam os níveis de Perfis Retrabalhados, indicando que a atividade tectônica não se restringiu apenas em moldar o quadro (junto com o clima) dos processos erosivos que afetaram os perfis in situ, mas avançou para além dos eventos de formação dos materiais lateríticos.

Assim, em algum momento, após a formação dos Perfis de Serra, houve mudança no nível de base do Maciço, provavelmente associada a essas movimentações tectônicas que permitiu a erosão do topo do Perfil de Serra e origem dos Perfis Retrabalhados. A figura 16 mostra o mapa elaborado por Leonardi (2007) que ilustra a posição dos diferentes perfis bauxíticos encontrados no Maciço Alcalino de Poços de Caldas.

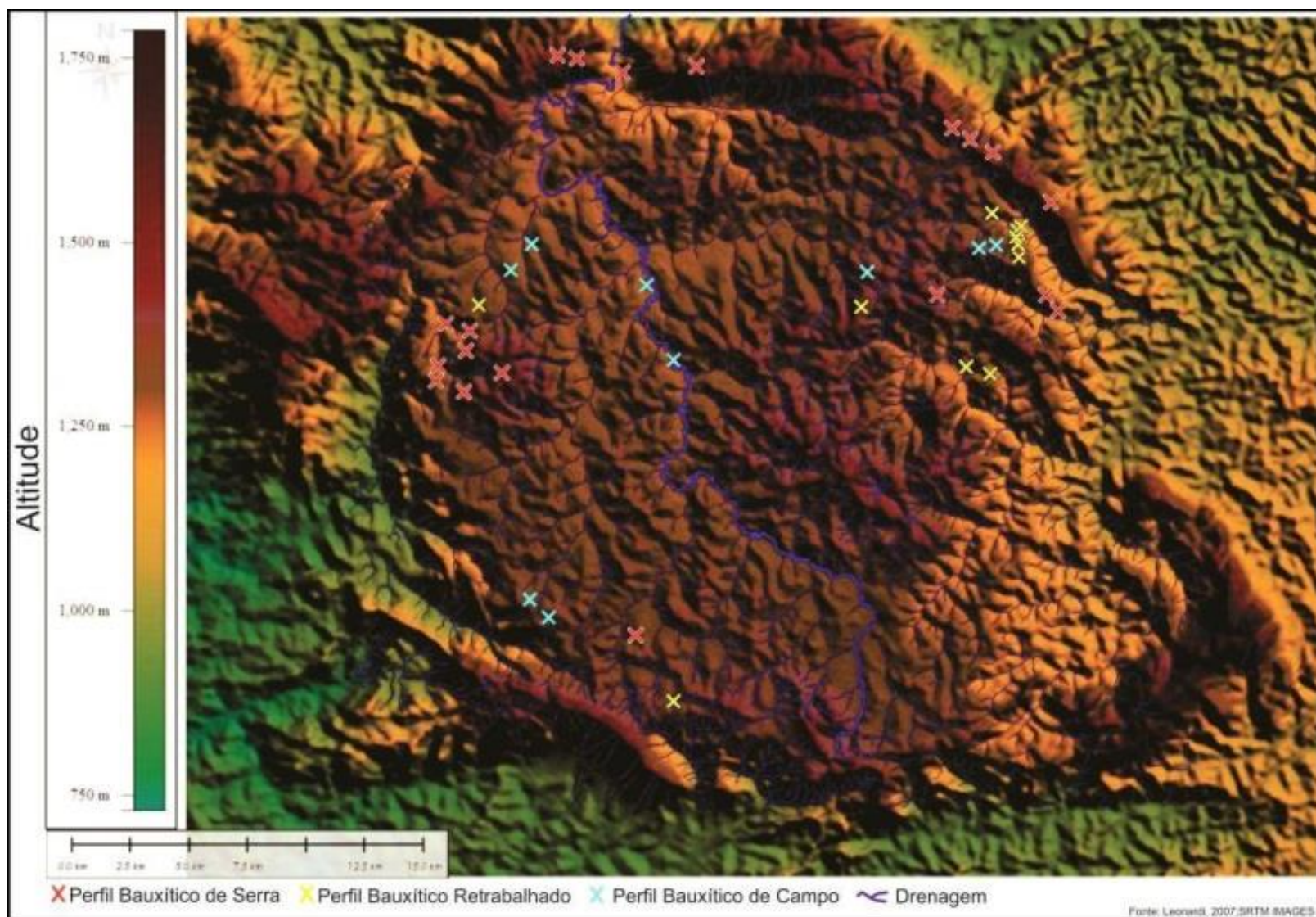


Figura 14. Distribuição dos perfis bauxíticos do Planalto de Poços de Caldas (Leonardi, 2007).

CAPITULO 4

4. SÍNTESE DO CONTEXTO GEOMORFOLÓGICO REGIONAL

4.1. Introdução

A área de estudos está inserida geomorfologicamente na denominada Província do Planalto Atlântico (ALMEIDA, 1964; CAVALCANTI *et al.* 1979; PONÇANO *et al.*, 1981; RADAM, 1983; IBGE, 2000). Esses autores subdividiram o Planalto Atlântico utilizando diferentes critérios, no entanto a subdivisão adotada neste trabalho será a proposta por Cavalcanti, *et al.* (1979), pois toma como base a divisão proposta por Almeida (1964) e elabora a partir dela a compartimentação das unidades morfológicas, acrescentando novas unidades para a área mineira, que não foi englobada na divisão do referido autor.

Cavalcanti *et al* (1979) é o trabalho que descreve com melhor abrangência de detalhes a região pois retrata geomorfologicamente o vale do Rio Sapucaí de uma forma regional na escala mais adequada para este trabalho. Segundo o autor o Planalto Atlântico é subdividido em varias unidades sendo relevantes para este estudo são o Planalto Sul de Minas e a Zona Cristalina do Norte, a serem descritas a seguir.

4.2. Unidade Planalto Sul de Minas

A unidade Planalto Sul de Minas é constituída por grandes extensões de terras altas, sendo formadas predominantemente por rochas cristalinas pré-cambrianas e cambro-ordovicianas, cortadas por intrusivas alcalinas. Estende-se por uma grande porção de terras do sul de Minas Gerais, onde apresenta planaltos com forte índice de dissecação e tectonicamente elevados (CAVALCANTI, et al. 1979; PONÇANO, et al., 1981; RADAM, 1983; IBGE, 2000). A unidade é subdividida em outras três unidades morfológicas: a superfície alto Rio Grande, o planalto de São Pedro de Caldas e o Planalto de Poços de Caldas (Figura 16).

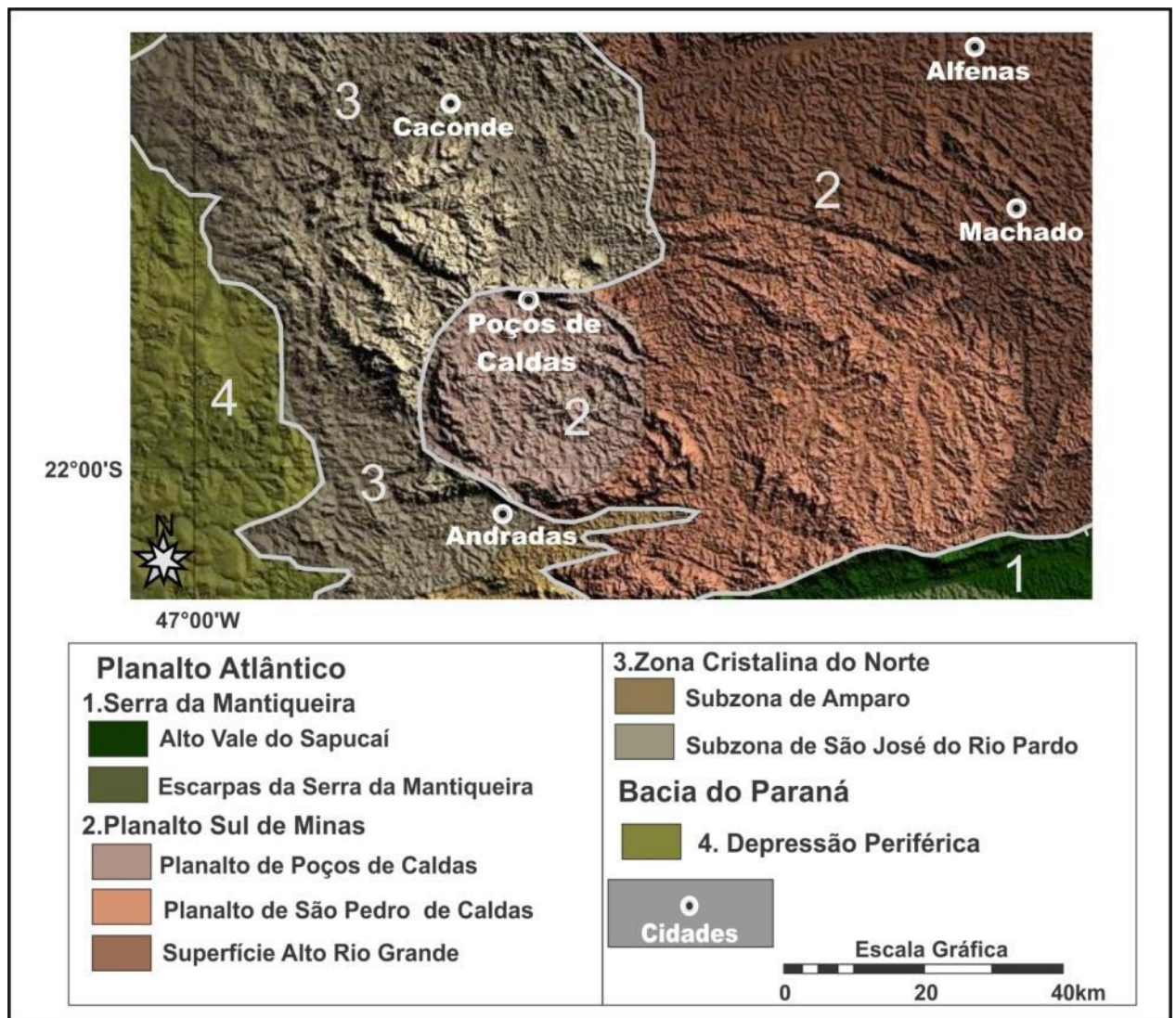


Figura 15. Detalhe da compartimentação do Planalto Sul de Minas

4.2.1. Superfície Alto Rio Grande

A Superfície Alto Rio Grande de acordo com Cavalcante, et. al., (1979), é uma ampla superfície de relevo ondulado com altitudes variando em torno de 900 metros, onde se salientam cristas de cotas um pouco superiores a 1000 metros.

A evolução das formas ocorre de modo diverso nos diferentes tipos de rochas que aí ocorrem, sendo que as rochas gnáissicas de mais avançado grau de cristalinidade e granitos são constituídos por uma drenagem densa, vertentes abruptas, cristas de interflúvios bem delimitadas formando interflúvios achatados, com drenagem esparsa, poucas ravinas e vales mais largos. Contudo, o autor ainda coloca que tais diferenciações não podem ser generalizadas, em decorrência do estabelecimento na região em tempos pretéritos, de um processo de arrasamento indistinto no qual rochas diferentes chegam a exibir formas de relevo semelhantes.

Nessa região, as altimetrias variam de 800m, nas margens da represa de Furnas a 1200m em algumas cristas destacadas. À norte destaca-se as bacias dos rios Guaxupé e Canoas, afluentes do Rio Pardo; a leste, as bacias dos rios Muzambinho, Verde, São Tomé, Machado e Sapucaí-Guaçu, afluentes do Rio Grande. No conjunto, a drenagem da área configura padrão básico dendrítico, com variações para subdentrítico, apresentando curvas e ângulos anômalos localizados, bem como segmentos retilinizados (RADAM, 1983). Os detalhes, como a rede de drenagem da região podem ser visualizados na figura 19.

Ainda de acordo com os autores do RADAM (1983), na Superfície Alto Rio Grande, predominam os modelados de dissecação homogênea, com densidades finas e grosseiras e aprofundamentos oscilando entre 38 e 115 metros. Configuram colinas e morros algumas vezes alongados, de vertentes convexas-côncavas e topos convexas a planos.

Observa-se a presença de divisores de drenagem de topos muito íngremes. Foram reconhecidos setores de dissecção diferencial, com aprofundamento de 101 a 155 metros, refletindo algumas direções estruturais de unidades adjacentes, como os Patamares da Canastra e planaltos de Andrelândia e de Poços de Caldas. Ainda segundo esses autores, os modelados de acumulação correspondem a planícies fluviais, com a presença de terraços esculpidos em formações aluviais. Em algumas áreas, como a oeste de Alfenas-MG (Figura 19), observam-se linhas de pedras, constituídas de fragmentos de quartzo pouco trabalhados que separam o manto de alteração dos colúvios.

A cobertura coluvial é quase inexistente, restringindo a certos topos e ao preenchimento de alguns vales, em geral a rocha emerge na base dos cortes de estrada, sob um espesso manto de alteração. No extremo sudeste da área de estudos, os terrenos da Superfície Alto Rio Grande elevam-se até cotas de 1500 m, originando um planalto ligeiramente mais elevado, de relevo bastante movimentado e constituído de granitos porfiroblásticos, migmatitos homogêneos e heterogêneos, rochas cataclásticas e charnokitos, subsidiariamente. O acidente geográfico mais importante é a serra do Tipuí, que alcança 1478 m de altitude. Esta área compõe o Planalto de São Pedro de Caldas (CAVALCANTE et al., 1979).

4.2.2. Planalto de São Pedro de Caldas

Esse planalto, foi bem descrito por Cavalcante, et al., (1979), sendo caracterizado por grandes formas de topos convexos que apresentam desníveis da ordem de 80 a 90m em relação aos fundos de vales. Há escarpas reconhecidas como adaptadas as falhas ou escarpas de falhas, com feições tipo facetas trapezoidais nas bases; as escarpas de alguns morros mostram fendas que aparentam o deslocamento de blocos, com elevação e/ou abatimento.

Ocorrem feições tipo cristas que se destacam dos relevos arredondados rebaixados, assim como ocorrência de matacões nas encostas dos relevos, em áreas fechadas nos seus sopés e seus vales eventualmente são largos, sendo que alguns possuem fundos planos.

Nos arredores da cidade de Campestre-MG, ocorrem vales mais profundos e encaixados sendo que os materiais coluvionares quando não entulham os vales alveolares restringem-se à frente das cristas escarpadas e morros destacados, com uma espessura variável de 1,5 a 3 metros (CAVALCANTE, et al., 1979).

O relevo nessa região é fortemente acidentado apresentando formas escarpadas e alta densidade de drenagem, apresentando elevada quantidade de rios de primeira e segunda ordem. O solo é espesso e há vários anfiteatros soerguidos desconectados da drenagem. Os vales são preenchidos por pacotes coluviais enquanto que os topos e as vertentes sustentam coberturas delgadas. Os interflúvios são intensamente entalhados por ravinas. A figura 18 mostra o relevo suavizado do Planalto de São Pedro de Caldas, e ao fundo os dois Maciços, o da Pedra Branca, e o de Poços de Caldas.

Essa região é predominantemente cortada por falhas com direções NE-SW, apresentando rios encachoeirados como os rios do Machado e Machadinho do Campo, na região extremo leste da área estudada. As figuras 19 e 20 ilustram essas drenagens respectivamente. E a figura 21 representa o vale do rio do Machado do médio curso em direção ao baixo curso onde é possível ver a transição entre a Superfície Alto Rio Grande e a Zona Cristalina do Norte.



Figura 16 - A foto mostra o Planalto de São Pedro de Caldas e ao fundo os Maciços de Pedra Branca e Poços de Caldas.



Figura 17 - Topo da cachoeira do rio do Machado que possui três níveis chegando a quase 400m de desnível altimétrico.



Figura 18 - Cachoeira no alto curso do ribeirão Machadinho do Campo



Figura 19 - Vale do Rio do Machado, na região onde seu curso muda de direção (N-S para SW-NE).

4.2.3. Planalto de Poços de Caldas

O Planalto de Poços de Caldas vem sendo caracterizado do ponto de vista geomorfológico há muito tempo por diversos pesquisadores. Em 1956, L.C. King observa que essa região é atravessada por várias escarpas importantes e vales que se desenvolveram ao longo de linhas de falhas e que algumas escarpas cortam as extremidades superiores de vales que drenam em direção oposta à escarpa que se dirige para nordeste a partir de São João da Boa Vista. A figura 22 mostra uma visão geral da área externa do anel (oeste) do Maciço Alcalino.



Figura 20 - visão geral da área externa do anel (oeste) do Maciço Alcalino.

Segundo esse autor, à primeira vista, muitas dessas escarpas parecem escarpas de falha recentes e os vales se assemelham à depressão de ângulo de falha, no entanto ao observar mais atentamente se constata que são, na realidade, escarpas e vales de linha de falha esculpida pela erosão ao longo de fraturas que podem ser tão antigas quanto o Mesozoico Superior. O mesmo poderia ser dito em relação aos limites do bloco elevado que ocorre a norte de Poços de Caldas (KING, 1956).

Outro autor a estudar com atenção o Planalto de Poços de Caldas foi F.F. de Almeida em 1964, que descreve o Planalto como sendo uma pequena unidade morfoestrutural representada por um relevo montanhoso, de configuração circular, destacado 300 a 500m sobre a maior parte do relevo cristalino que o rodeia, constituída principalmente de foiaítos e tinguaitos, com um rebaixamento apenas em sua parte sudeste, por onde penetra o rio Verde sendo que no centro desse anel desenvolve-se uma topografia de morros de vertentes suaves, cujos desníveis locais raramente ultrapassam 150m.

As serras que envolvem o planalto de Poços de Caldas alcançam 1637m no morro do Cristo Redentor, enquanto que o interior nivela em 1300m e segundo Almeida (1964) o relevo do planalto vem evoluindo a partir de uma superfície de erosão que nivela seus mais altos cimos em altitudes compreendidas entre 1550 a 1600m sendo que essa superfície não teria sido limitada à área eruptiva, estendendo-se à região gnáissica a noroeste dela,

nivelando as serras do Mirante, da Forquilha e do Boqueirão, sobre as quais perde altura para oeste.

A figura 23 ilustra as feições do relevo da borda oeste do Maciço Alcalino de Poços de Caldas, próximo ao município de Águas da Prata-SP (vista do lado externo a caldeira), a figura 24 ilustra a borda sudoeste do Maciço de Poços de Caldas, com vista da parte interna (voltada para o interior da caldeira), e por fim a figura 25 ilustra o relevo acidentado de uma das bordas do Maciço Sienito da Pedra Branca, nas proximidades do município de Caldas-MG.

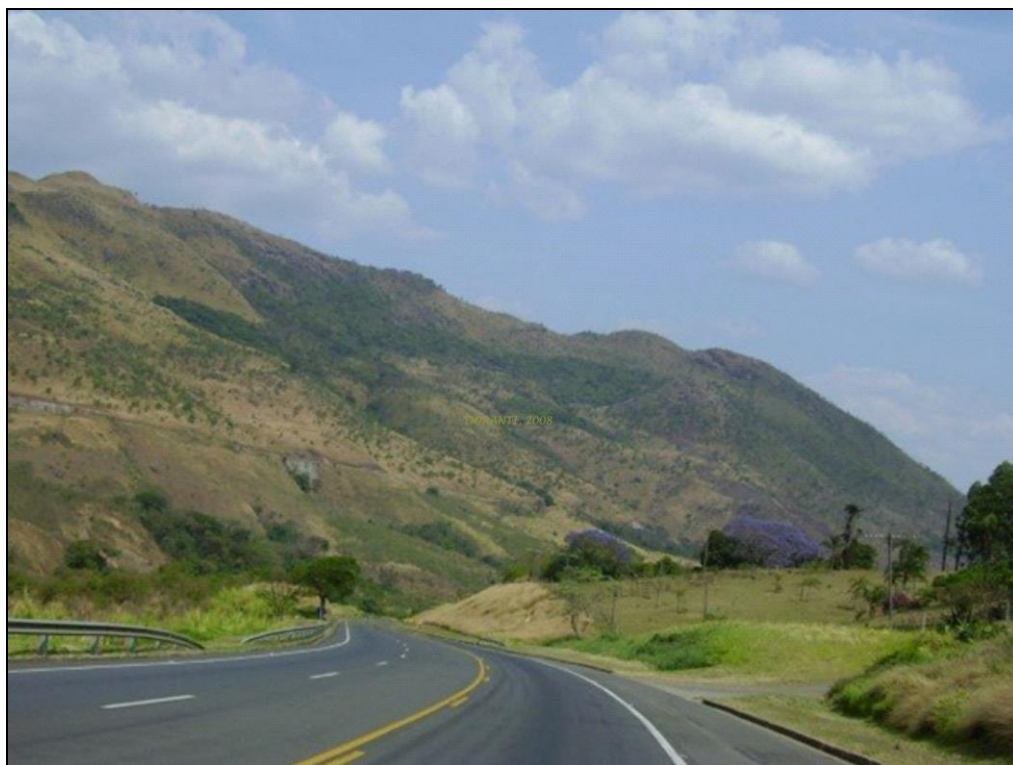


Figura 21 - Relevo acidentado da região sudoeste do Maciço de Poços de Caldas



Figura 22 - Vista do interior do Maciço Alcalino de Poços de Caldas (SW)



Figura 23 - Vista do topo do Maciço da Pedra Branca, município de Caldas-MG

O Radam (1983) atenta para a drenagem, que refletem nos canais com segmentos orientados e vales profundos, o condicionamento imposto pela estrutura, observando que esta área é abrangida por redes de drenagem pertencentes à bacia do Rio Paraná.

De acordo com esses autores o interior do Planalto de Poços de Caldas, apresentado nível rebaixado de colinas e morros de topos convexos, com vertentes convexo-concavas, são isolados por densa malha de drenagem em que as incisões dos vales contam cerca de 30m de aprofundamento, em média.

Os vales são preenchidos por pacotes coluviais enquanto os topos e meias vertentes sustentam coberturas delgadas. Os interflúvios são intensamente entalhados por ravinas cicatrizadas pela vegetação de pastagem. Dos dissecados mais baixos de topos nivelados, elevam-se pontões e cristas estruturais representando variações de componentes litológicos.

A figura 26 ilustra a paisagem na região sudoeste do Maciço Alcalino de Poços de Caldas, sendo possível observar seu interior, onde o relevo é caracterizado por vertentes côncavas e relativamente suavizado, sendo que a altitude varia entre 1200 a 1500m.



Figura 24 - Vista do interior do Maciço Alcalino de Poços de Caldas (SW).

Nessa região, observa-se ainda, um relevo ondulado com vertentes que se apresentam de formas variadas, mas são predominantemente côncavas, principalmente nas áreas no interior do maciço. As vertentes retilíneas concentram-se nas áreas onde a

declividade é mais acentuada, como nas bordas do maciço e alguns interflúvios. Alguns vales apresentam vertentes côncavos-convexos indicando uma assimetria do vale.

4.3. Zona Cristalina do Norte

A Zona Cristalina do Norte é uma área de transição entre as terras altas do sudoeste de Minas Gerais e a região sedimentar da Depressão Periférica. (Almeida, 1964; Cavalcanti et al., 1979) Trata-se de uma zona de estrutura complexa, cujo relevo montanhoso tem seus cimos condicionados, a oeste, pela superfície Itaguá, chegando a 1200 metros de altitude.

Porém ultrapassam tal valor a leste, alcançando 1600m, pois se entendem às áreas de influência da superfície Japi, deformada por falhas e flexuras em Minas Gerais. Cavalcante et al. (1979) subdividem esta área em duas zonas de feições ligeiramente distintas: subzona de Amparo e subzona de São José do Rio Pardo.

4.3.1. Subzona São José do Rio Pardo

A subzona de São José do Rio Pardo abrange parte da área de estudos estendendo-se de Mogi - Guaçu e Pinhal até Jacuí do Norte. Seu relevo mostra-se mais movimentado, sobretudo a noroeste de Poços de Caldas, onde a tectônica é responsável pela elevação da superfície até níveis de 1550m (Almeida, 1964). Nas vizinhanças da orla sedimentar, a superfície Itaguá determina o teto local a que se elevam os morros graníticos próximos a Itobi, ou ainda a acidentada morraria, atravessada pelo rio Pardo na região de São José do Rio Pardo. (ALMEIDA, 1964; CAVALCANTI et al., 1979).

Na região que abrange as cidades de São Sebastião da Gramma, Vargem Grande do Sul e Divinolândia, o relevo manifesta perturbações tectônicas que levaram a superfície Japi a se erguer cerca de 1550m, tanto na área gnáissica quanto nas áreas alcalinas do vizinho Planalto de Poços de Caldas. Segundo Almeida (1964), os falhamentos atuaram mesmo após a sedimentação do Grupo Bauru, elevando à altitude de 1550m o testemunho arenítico cretáceo da Serra do Mirante, e ainda afetaram os sedimentos do Grupo Tubarão em Águas da Prata.

Apresenta um relevo levemente dissecado com altitudes entre 900 e 1200m, onde a drenagem se apresenta em padrão dentrítico paralelo. Essa região apresenta topos aplainados e achatados de extensão considerável. Abrange grande parte da área de estudos, estando localizado no entorno do dique anelar, na região norte da área de estudos, nas

proximidades da cidade de Divinolândia a noroeste, na região de Botelhos e Cabo Verde, além da região do vale do Alto Rio Pardo que separa o Maciço de Poços de Caldas com o Planalto de São Pedro de Caldas (Figura 27).

Os topos são bem distribuídos por toda a área, apresentando formas e tamanhos variados, chegando a 2km de extensão. Em toda área são comuns, os colos topográficos abrangendo mais de dois topos na mesma altitude. O caimento topográfico dos topos possui direção aos vales do Rio Pardo e seus afluentes (Figura 28).



Figura 25 - Vale do Alto Rio Pardo nas proximidades da cidade de São Pedro de Caldas

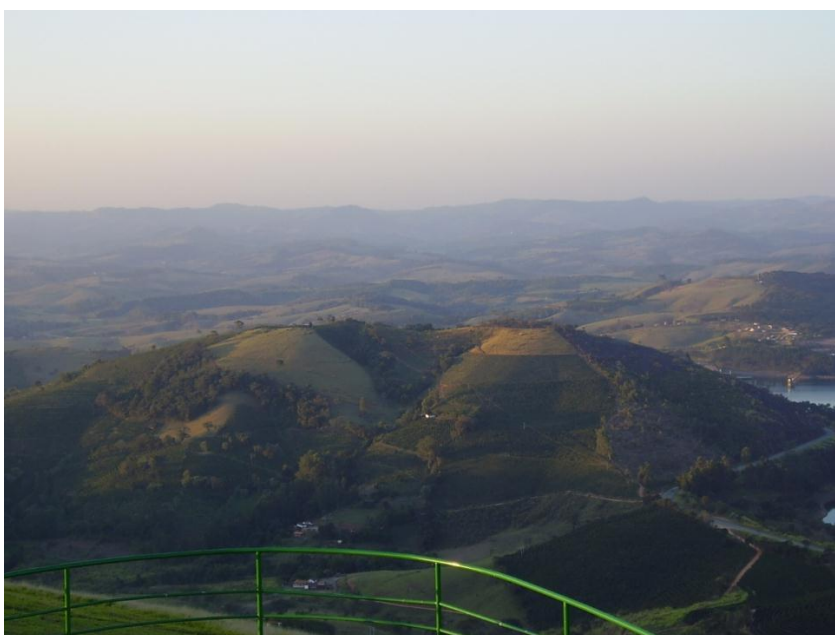


Figura 26 - Região norte da área de estudos nas proximidades de Divinolândia-SP(Doranti, 2006)

A região oeste é representado na figura 29, onde é possível verificar que as formas são suaves e os topos aplanados com pequeno grau de inclinação e a presença de grandes blocos de rochas denominados *Matacões* ou *Boulders*. A área apresenta colinas e morros predominantemente alongados, com vertentes convexo-côncavas e retilíneas, que se concentram nas cabeceiras de drenagem, nos limites com o maciço onde a declividade se torna muito acentuada.



Figura 27 - Região à oeste do município de Águas da Prata-SP(Doranti, 2006)

A oeste da área, a drenagem é controlada pelas estruturas, encontrando-se bem encaixadas nas direções NE-SW. Nessa área, os solos do topo contêm litólito sem a presença de solo, que passa a desenvolver-se a partir da média vertente sendo que os anfiteatros encontram-se soerguidos e a drenagem desconectada do seu curso normal.

Na região mais a norte, é representada pelos níveis mais baixos 900m de altitude, sendo caracterizado por um relevo suavizado com drenagens densas servindo de nível de base regional controlando o relevo dessa área. Abrangendo principalmente a região oeste da área de estudos, nos limites com a Bacia do Paraná, prolongando-se pelo vale do Rio Pardo até a altura da Represa da Graminha seguindo pelo seu afluente Ribeirão Bom Jesus que corta a região central da área, chegando a leste pelo vale do Rio Cabo Verde mantendo-se a nordeste pelos afluentes do Rio Muzambo até seu curso principal.

Os topos apresentam-se de tamanhos variados, porém são em grande parte largos e achatados; alguns deles chegam a 2,5 km de extensão, especialmente nas proximidades do

rio Jaguari-Mirim a sudoeste da área. Nas proximidades de São José do Rio Pardo, há maior concentração de topos, porém são de pequena extensão. Os colos topográficos se intensificam nas áreas onde os topos são mais alongados. No geral são achatados, amplos e suavizados. A figura 30 ilustra a paisagem característica dessa região, com colinas amplas, e presença de amplas várzeas.



Figura 28 - Região noroeste da área nas proximidades Caconde-SP e Cabo Verde-MG(Doranti, 2006)

A princípio, a compartimentação e análise do relevo mostra que na região estudada há predominância de relevos aplainados com escarpas e maciços modelados em rochas cristalinas e relevos com forte controle estrutural local, sendo que fica evidente a existência de uma superfícies, caracterizada por uma sucessão de morros com altitudes entre 900 e 1200m interrompida eventualmente por cristas que coincidem com as orientações gerais da litologia e da estrutura. Essa superfície, chamada de Alto Rio Grande por Moreira & Camelier (1977), seria a Sul-Americana (King 1956), Japi (Almeida, 1964), Sul Americana II (Valadão, 1998).

Além disso as áreas elevadas acima de 1200m são correlacionadas em alguns trabalhos como sendo a superfície Japi (Almeida, 1964), Gondwana (King, 1956) e foram identificadas como Superfícies de Cimeira por Melo et al (1993) e as áreas com altitudes menores que 900m seriam a região dos grandes vales dos rios Pardo, Cabo Verde e Peixe estando correlacionadas principalmente a superfície Velhas, ou seja seria fruto de um retrabalhamento das superfícies mais elevadas, no caso Sul Americana e Gondwana.

5. MATERIAIS E MÉTODOS

5.1. Termocronologia de Baixa Temperatura

A termocronologia de baixa temperatura é uma reunião de métodos que registram a passagem da rocha por uma determinada isoterma ou mesmo uma série de isotermas de variadas temperaturas. Cada sistema isotópico tem uma temperatura de fechamento e acima dela todos os elementos filhos produzidos por decaimento radioativo saem do mineral numa taxa maior do que a de acumulo. Já abaixo da temperatura de fechamento do sistema isotópico, os elementos filhos são retidos com o mineral (DODSON, 1973).

Termocronômetros individuais são sensíveis as diferentes temperaturas como pode ser visto na figura 31. Termocronometria de baixa temperatura tem o potencial de limitar pequenas magnitudes de denudação e processos mais superficiais ao contrario de outros métodos isotópicos como U-Pb e K-Ar, os tornando assim mais efetivos para os estudos de evolução da paisagem.

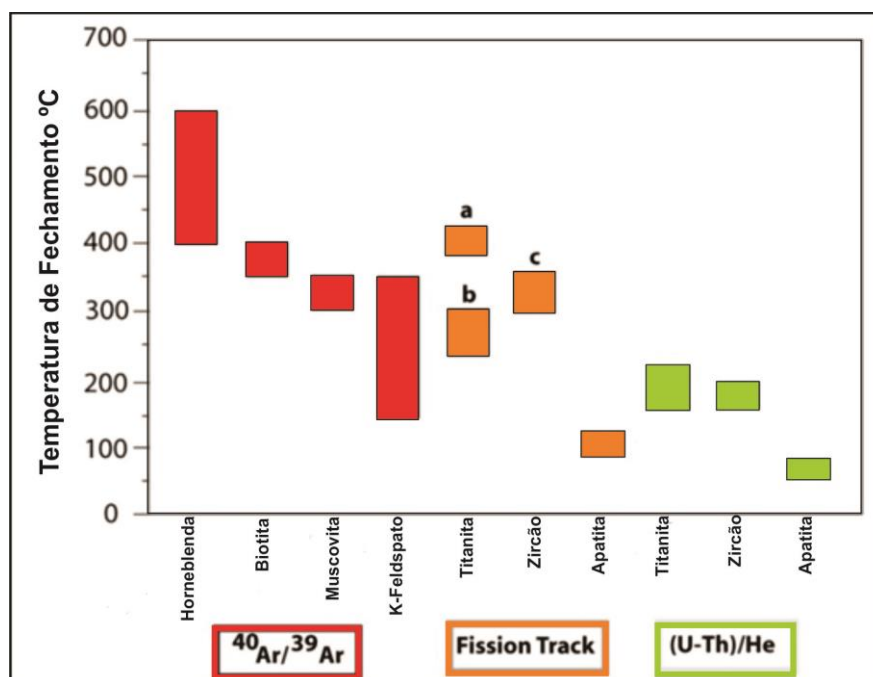


Figura 29. Temperaturas de fechamento dos sistemas termocronométricos (Modificado de Campanile (2007). $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ - Hornblende (DAHL, 1996; HARRISON, 1981), Biotita (GROVE & HARRISON, 1996; HARRISON et al., 1985), Muscovita (HAMES & BOWRING, 1994), K-Feldspato (LOVERA et al., 1997). Traços de Fissão – Titanita a) Coyle & Wagner, (1998); b) Naeser, 1967; Watt & Durrani, (1985); Zircão c) Tagami et al, (1998) Apatite (KETCHAM et al., 1999; LASLETT et al., 1987) (U-Th)/He – Titanita (Reiners & Farley, 1999), Zircão (REINERS et al., 2004), Apatita (FARLEY, 2000).

No caso da formação dos traços de fissão, acima da temperatura de fechamento, os traços desaparecem porque o processo de annealing ocorre numa taxa mais rápida do que a

formação de novos traços, mas estes acabam sendo retidos numa temperatura abaixo da temperatura de fechamento. A idade isotópica produzida por termocronômetros são consequentemente uma função da história térmica da rocha.

5.1.1. Termocronologia de baixa temperatura e evolução da paisagem

Nos últimos anos vem surgindo novos conceitos sobre a evolução da paisagem tanto em margens passivas como em regiões de tectônica ativa (SUMMERFIELD, 1991; BURBANK & PINTER, 1999; GUNNEL, 2000). São trabalhos que quantificam as taxas responsáveis pela evolução e modelagem do relevo que são de fundamental importância para o entendimento da dinâmica evolutiva da paisagem que deve levar em consideração a interação entre os processos erosivos, deposicionais e tectônicos (REINERS & BRANDON, 2006; BISHOP, 2007; FRANCO-MAGALHÃES, 2009).

Estes trabalhos estão baseados em modelos numéricos complexos, que envolvem informações sobre os parâmetros superficiais e sub-superficiais além da idade de resfriamento da rocha a partir da termocronologia de baixa temperatura (PAZZAGLIA, 2003; SUMMERFIELD, 2005, BISHOP, 2007). Os modelos numéricos descrevem a evolução da paisagem representada através de modelos matemáticos, que simulam a integração dos diversos processos (físicos, químicos, biológicos) em diversas escalas evolutivas das paisagens.

Beaumont et. al., (2000) categoriza os modelos numéricos baseando-se na complexidade da evolução das paisagens subdividindo esses modelos em: modelos representativos, processos múltiplos e a interação entre processos superficiais e geodinâmicos. Assim, a grande maioria dos modelos numéricos enfatiza a mesma representação dos processos erosivos na paisagem, como um componente-chave na evolução do relevo, tratando a erosão de maneira proporcional ao relevo local e/ou relevo médio, ou de acordo com o seu gradiente hidrológico local (RIBEIRO, 2007).

Deste modo, novos conjuntos de dados, como os modelos de elevação digital e a termocronologia de baixa temperatura, permitem a caracterização e a comparação de paisagens regionais com uma resolução, acurácia que antes era praticamente impossíveis de se obter (LIFTON & CHASE, 1992; FIELDING ET. AL., 1994; BURBANCK & PINTER, 1999).

Esses dados são reunidos à cálculos da altitude média, relevo, hipsometria e distribuição das vertentes ou caracterização numérica das redes de drenagem e perfis

longitudinais dos rios possibilitando a elaboração de modelos numéricos termais permitindo o cálculo de taxas de exumação do relevo e estimar como se deu a evolução da paisagem em determinada região. A principal característica desses modelos numéricos termais é quantificar a exumação utilizando-se diversos parâmetros relacionados tanto com o grau geotérmico das isothermas quanto o comprimento de onda do relevo, ou seja sua amplitude horizontal e vertical.

Assim sendo, a principal característica desses modelos é o entendimento das isothermas em profundidade, sendo que anteriormente os estudos se preocupavam mais com a distribuição da temperatura em subsuperfície, conotando a ausência de erosão (ROBERTS & BURBANK, 1993).

O modelo utilizado nesse trabalho baseia-se nos trabalhos de Braun (2003), que propõe a utilização de diferentes parâmetros na resolução da equação de transferência de calor na litosfera na zona de passagem entre o soerguimento e a erosão, incluindo os efeitos da amplitude topográfica ao longo do tempo.

Segundo Braun, (2002a) as áreas afetadas por um soerguimento tectônico, seja no passado ou no presente, estão sujeitas a uma erosão mais intensa conduzindo a uma exumação e um resfriamento da rocha que tem sido documentado por meio de datações termocronológicas que estimam o tempo em que a rocha passa pela isoterma correspondente a temperatura de fechamento da metodologia utilizada.

As rochas situadas na superfície seriam exumadas antes de atingir essa temperatura de fechamento, o que não ocorreria com as rochas situadas próximas aos fundos de vale (GLEADOW et. al., 1987; BROWN et. al. 1994; BRAUN, 2002a,b).

Assim, a diferença no tempo seria mais elevada nos sistemas com temperaturas mais altas ao contrário do que ocorreria em sistemas de baixa temperatura. Segundo Turcotte & Schubert, (1982), isso se deve à perturbação térmica causada pela diminuição exponencial da superfície topográfica com a profundidade. Essa amplitude poderia ser parametrizada pela deflexão vertical da isoterma correlacionada com a temperatura de fechamento dentro da amplitude da superfície topográfica.

De acordo com Braun (2002a), as modificações que ocorrem na topografia ao longo do tempo podem ser verificadas se forem plotados dados termocronológicos de baixa temperatura num gráfico de idade versus altitude denominada Relação Idade x Altitude (RIA). Os gráficos contendo essa relação fornecem informações sobre a taxa de exumação média, a forma da superfície topográfica e a taxa de mudança na forma do relevo na superfície.

Essa relação (RIA) tem sido documentada tanto em regiões tectonicamente ativas (FITZGERALD et.al. 1993; BATT et. al. 2000) como também em áreas de margem passiva (GALLAGHER, et. al., 1994; HOUSE et. al. 1997; RAAB, 2001; HACKSPACHER, 2004) e pode fornecer informações sobre a mudança nas taxas de erosão que atuam nos processos que formam e modelam o relevo, enfatizando as diferenças entre termocronômetros como a Análise de Traços de Fissão em Apatita e a análise de (U-Th)He em apatitas.

Essa relação leva em consideração que o movimento vertical de qualquer parte da superfície ocorre em função de taxas de soerguimento, compactação do material em subsuperfície e erosão (ENGLAND & MOLNAR, 1990; BURBANK & ANDERSON, 2001; REINERS & BRANDON, 2006; FRANCO-MAGALHÃES, 2009). O soerguimento da rocha (por exumação tectônica e epirogênese) e a deposição contribuem para o aumento da topografia; enquanto que erosão, compactação e subsidência contribuem para a diminuição da topografia (FRANCO-MAGALHÃES, 2009).

5.1.2. Análise de Traço de Fissão em Apatitas (TFA)

Como visto anteriormente, a análise de Traços de Fissão é uma metodologia com baixo termocronômetro capaz de auxiliar na interpretação das análises geomorfológicas e geológicas permitindo a reconstrução da história térmica da rocha, implicando assim no registro dos principais eventos formadores e deformadores do relevo, possibilitando assim aventar hipóteses sobre sua origem e evolução. Como se sabe, a paisagem de uma área não é uma feição estática e pode ser entendida como uma expressão geomórfica resultante da interação entre a tectônica e a erosão. Esses processos afetam a disposição da temperatura na crosta superior, através de uma perturbação térmica influenciada principalmente pela variação horizontal e vertical das isothermas (STÜWE et al. 1994, MANCKTELOW & GRASMANN, 1997).

Assim, as isothermas definindo-se como faixas de temperatura dispostas em profundidade na crosta controladas pelos processos de condução de calor vão ser diretamente influenciadas pelo comprimento de onda da topografia, ou seja, pela amplitude topográfica do relevo (TURCOTTE & SCHUBERT, 1982; STÜWE et al., 1994; MANCKTELOW & GRASEMANN, 1997; STÜWE & HINTERMÜLLER, 2000; BRAUN, 2002)

Como a perturbação da temperatura decresce exponencialmente com a profundidade na proporção do comprimento de onda do relevo (amplitude topográfica), relevos com baixa amplitude topográfica não afetam profundamente a forma das isothermas subjacentes. Desta forma, tal disposição térmica da crosta pode ser correlacionada à temperatura de fechamento dos sistemas termocronológicos de baixa temperatura. Assim, a termocronologia por Traços de Fissão em Apatitas poderá determinar as taxas de soerguimento da rocha, da superfície e ainda sua exumação.

5.1.2.1. Formação dos Traços de Fissão e a Equação da Idade

Os traços de fissão são formados quando, núcleos pesados radioativos decaem e se separam em dois fragmentos carregados positivamente deixando um defeito em forma de traço no cristal latente. Enquanto vários isótopos radioativos sofrem fissão nuclear, o ^{238}U ocorre em concentração suficiente para que decair rápido o bastante para formar os traços naturalmente nos minerais ao longo do tempo geológico (PRICE & WALKER, 1963).

Assim, considerando o decaimento nuclear como principal agente na determinação da idade tem-se a equação geral do decaimento:

$$N_d = N_{d0} + N_p(e^{\lambda t} - 1) \quad (1)$$

Essa equação permite determinar a idade de sistemas radiométricos observados e determinar a equação da idade, dada por:

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left(1 + \frac{N_d}{N_p} \right) \quad (2)$$

Diferentemente de outros sistemas isotópicos, a fissão nuclear é única em que não há acúmulo de isótopos filhos, somente o acúmulo de defeitos no cristal na forma de traços de fissão latentes. Os traços de fissão latentes possuem tipicamente entre 10 a 20 μm de comprimento e 4 a 10nm de largura (TAGAMI & O'SULLIVAN, 2005) e deve ser quimicamente atacado para que seja visível ao microscópio ótico.

O número de traços de fissão preservados numa amostra depende da concentração de ^{238}U e da história térmica do mineral. Para o mineral de apatita, os traços de fissão latentes são estáveis somente em baixas temperaturas (menor que 60°C) e irão se encurtar

em uma taxa controlada pela temperatura, tempo e composição química do mineral (FLEICHER et al. 1975). Em temperaturas maiores que 110 °C os traços de fissão sofrem um processo chamado “*annealing*”, ou seja, um encurtamento ou apagamento, assim que são formados, não sendo então preservados a estas temperaturas.

Já em temperaturas intermediárias entre 110°C e 60°C os traços de fissão somente são parcialmente encurtados ou apagados. As características de encurtamento dos traços de fissão são as propriedades chave na sua utilização como termocronometro, pois diferentes histórias térmicas produzem distintas idades e distribuição de comprimentos de traços.

A abrangência de temperatura sobre quais os traços encurtam através da escala de tempo geológica tem sido chamada de “*Zona de Retenção Parcial*”, como mostra a figura 32 (GLEADOW & FITZGERALD, 1987; LASLETT et al., 1987). De acordo com Hamza et al. (1989) a temperatura de 120°C situa-se a 3 km de profundidade em grande parte da porção sudeste brasileira.

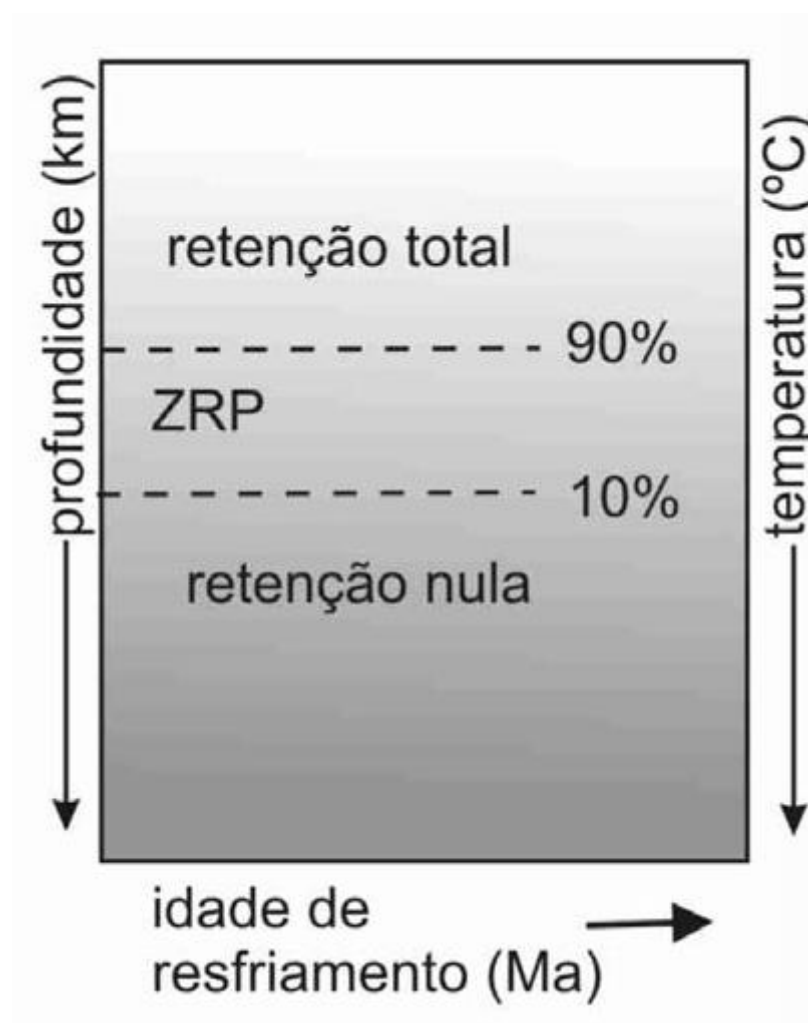


Figura 30. Conceito da zona de apagamento “*annealing*” para a apatita em perfil crustal. (Modificado de Brown et al. 2000 apud Franco-Magalhães, 2009).

O encurtamento dos traços na apatita é caracterizado por dois processos devido à sua anisotropia. Cada traço é encurtado progressivamente de maneira com que os traços perpendiculares ao eixo-c cristalográfico são encurtados mais rapidamente que os paralelos ao eixo-c cristalográfico da apatita. Conforme o processo se apresentar mais intenso, os traços se rompem em porções descontínuas. A distribuição do comprimento de traços em apatitas com o apagamento total dos traços refletem uma interação de ambos processos (GREEN et al., 1986 *apud* FRANCO-MAGALHÃES, 2009).

As taxas de encurtamento dos traços nas apatitas devido ao aumento da temperatura são totalmente dependentes dos componentes químicos e cristalográficos. A razão $Cl/(F + Cl)$ domina tal relação (GREEN et al., 1986; 1989), embora a substituição de outros ânions (OH) e cátions (ETR, Mn e Sr) tem igual importância (CARLSON et al., 1999; BARBARAND et al., 2003 *apud* FRANCO-MAGALHÃES, 2009).

Além disso, tal taxa é também dependente da orientação cristalográfica dos traços, de modo que traços ortogonais ao eixo-c cristalográfico sofrem encurtamento com o aumento da temperatura mais rapidamente do que aqueles paralelos ao eixo-c (GREEN et al., 1986; DONELICK et al., 1999 *apud* FRANCO-MAGALHÃES, 2009).

5.1.2.2. Distribuição e comprimento dos Traços Confinados

Depois de atacados quimicamente, os grãos de apatita revelam os traços de fissão que podem vistos através do uso de um microscópio ótico. Alguns desses traços encontram-se paralelos a superfície dos grãos, como mostra a figura 33.

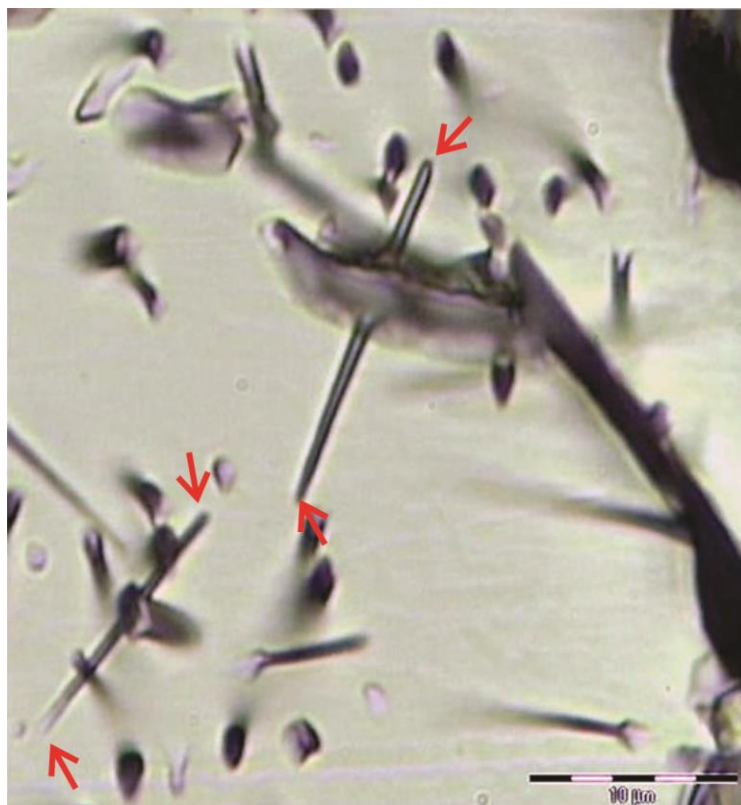


Figura 31. Mineral de apatita contendo traços de fissão revelados. As setas indicam os traços confinados(fonte: <http://www.georesources.eu/thermochron.html>).

Os traços de fissão quando formados possuem por volta de 16 μm de comprimento e vão encurtando dependendo do tempo em que permanecem na ZAP, sendo assim, traços mais novos serão sempre mais longos pois eles teriam sofrido menos processo de encurtamento que os traços mais antigos. A distribuição de traços confinados vai fornecer informações importantes relacionadas a história térmica do mineral (GLEADOW et al., 1986; GREEN et al., 1989).

O tamanho inicial dos traços confinados foi determinado a partir de uma apatita Durango (LASLETT et al., 1987) que ao ser irradiada por nêutrons produziu traços induzidos com aproximadamente 16.3 μm , no entanto o comprimento inicial dos traços fósseis tendem ser 10% mais curtos e há sido demonstrado que um grau de annealing parcial ocorre em ambiente de temperatura por volta de 20°C (CORRIGAM, 1993; DONELICK et al., 1990; KETCHAM et. al., 1999). A medida do comprimento dos traços confinados permitem reconstruir as histórias térmicas dos minerais.

5.1.2.3. Procedimentos

Os grãos de apatita foram obtidos usando as técnicas do Laboratório de Geocronologia e Cronometria da UNESP de Rio Claro a serem descritos abaixo.

Após a coleta em campo de algumas amostras, elas passaram por um processo de moagem, em dois britadores de mandíbula, e posteriormente em um britador de rolo. Após serem britadas, as amostras foram peneiradas automaticamente, para que fosse separada a fração mais fina do material rochoso recém britado.

Com o peneiramento das amostras, o próximo passo foi o bateamento das amostras onde foram descartadas as frações mais leves dos minerais, restando apenas a fração mais pesada.

Com a separação desta fração mais pesada, os mesmos foram separados em um separador magnético do tipo Frantz para separar as frações magnéticas e paramagnéticas. Este procedimento é repetido para correntes desde 0,0 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, seguiu-se para separação por densidade, onde é utilizado o Bromofórmio. Neste tipo de separação, minerais como a apatita e zircão afundam na solução, enquanto que os demais minerais mais leves flutuam. Após a separação química, o concentrado seguiu para a separação manual realizada com o auxílio de lupa com aumento máximo de 40x, nos quais foram separados os melhores grãos de apatita, nessa etapa incluiu as amostras que já tinham sido coletadas nos campos anteriormente, por outros pesquisadores do grupo.

Após essa separação essas amostras foram enviadas para o Instituto de Ciências da Terra da Universidade de Heidelberg, na Alemanha, aos cuidados do Prof. Dr. Ulrich A. Glasmacher. As amostras foram preparadas, montadas em resina Epoxi e enviadas para o “Thetis reactor Gent” na cidade de Munique, com a presença de três vidros dosímetros (CN5) dopados de urânio e duas amostra padrão Durango.

Nesse laboratório, as amostras foram atacadas em 2.5% HNO₃ por 70s em 23 jC e as micas em HF 40% por 20 min a 23jC. As densidades das dos traços espontâneos e induzidos foram contadas no microscópio Leitz-Leica de objetiva 1000x, com o sistema Axioplan2. As idades foram calculadas utilizando o valor de $\lambda = 324 \pm 29$ a/cm² para CN5 obtidos utilizando-se apatitas padrão Durango. Para o cálculo foi utilizado o programa TRACKKEY (DUNKL, I. 2002).

5.2. Análise de (U-Th)He em Apatitas e Zircão

Essa metodologia fundamenta-se na produção de Hélio em grãos de apatita em decorrência do decaimento dos isótopos do Urânio e do Tório, ao longo do tempo

geológico. Para Lippolt et al. (1994) o processo de produção do He, serviu de base para as primeiras tentativas em geocronologia. Contudo, logo se torna claro, a partir de observações mais detalhadas desse processo, e com o advento de métodos geocronológicos aparentemente mais confiáveis, o interesse nas sistemáticas de Hélio dos minerais aumentou.

Mais recentemente, quando se compreendeu que a perda parcial dos produtos radiogênicos poderiam proporcionar informações quantitativas da historia termal dos grãos minerais levaram a um renascimento do interesse sobre este tópico (Lippolt et al., 1994). Somente em meados de 1990 se desenvolve a técnica do (U-Th)/He em apatitas como uma ferramenta quantitativa rigorosamente confiável. (Wolf et al. 1996). Estudos sobre a difusão sistemática do Hélio em apatita (Wolf et.al, 1998 e Farley, 2000) também revelaram a única temperatura sensível da técnica, com todo hélio sendo perdido ao longo do tempo geológico em temperaturas de 90°C ou menos uma temperatura de fechamento mais baixa de 75°C.

As seqüentes aplicações do método (House et.al, 1997; Warnock et.al, 1997; Wolf et.al,1997) tem ilustrado o potencial da técnica na obtenção de dados termocronológicos em temperaturas menores que 100°C. Essa metodologia tem sido amplamente utilizada em estudos de reconstrução da paisagem em conjunto com a ATFA e ATFZ (Análise de Traços de Fissão em Zircão) (Braun, 2005) como por exemplo trabalhos de Brown et al. (1994); House et al. 1997, 1998; Persano et al. 2002, 2006; Reiners et al. 2003; Danisik et al. 2006; Campanille et al. 2006 entre outros.

5.3. Modelagem Termocinemática 3D (PECUBE)

Para o tratamento da evolução geomórfica da região é preciso entender a relação entre a tectônica e a erosão (BEAUMONT et. al. 1999; BRAUN, 2002a) para tanto e necessário determinar o tempo em que a paisagem se adapta a uma mudança tectônica no ambiente. Isso tem se tornado um importante problema a se resolver (BRAUN, 2002a).

A quantificação dos processos, como a tectônica e a erosão, que levam a paisagem se adaptarem tem sido objeto de estudos em muitas pesquisas aumentando o conhecimento sobre a relação entre isothermas e a superfície topográfica, o que possibilita melhores interpretações de dados termocronológicos (BRAUN, 2005).

Para alcançar esses resultados é necessário o uso de sofisticados modelos numéricos para resolver um conjunto de equações que descrevem os processos físicos.

Essas equações são resolvidas a partir de um método numérico, baseado num código elemento-finito criado por Jean Braun chamado PECUBE (BRAUN, 2005).

Esse código foi desenvolvido basicamente para solucionar a equação do fluxo de calor em três dimensões numa região da crosta terrestre que tenha sido exumada e caracterizada por uma mudança na amplitude da superfície topográfica (BRAUN 2003; 2005).

Todos os parâmetros são definidos, incluindo a taxa de exumação e a geometria da superfície topográfica em um número finito de vezes no passado. Entre essas vezes, se assume que a topografia muda linearmente de uma configuração para a próxima. Segundo Braun (2005), o método possui excelente acuracia, é estável e eficiente sendo descrito em Braun (2003).

O Pecube tem sido desenvolvido no sistema computacional ForTran90, onde o usuário pode descrever o problema de duas maneiras (Figura 34): através de uma entrada detalhada ASCII (Pecube. in) ou modificando uma das sub-rotinas (create_pecube_in.90) que ira criar um arquivo de saída.

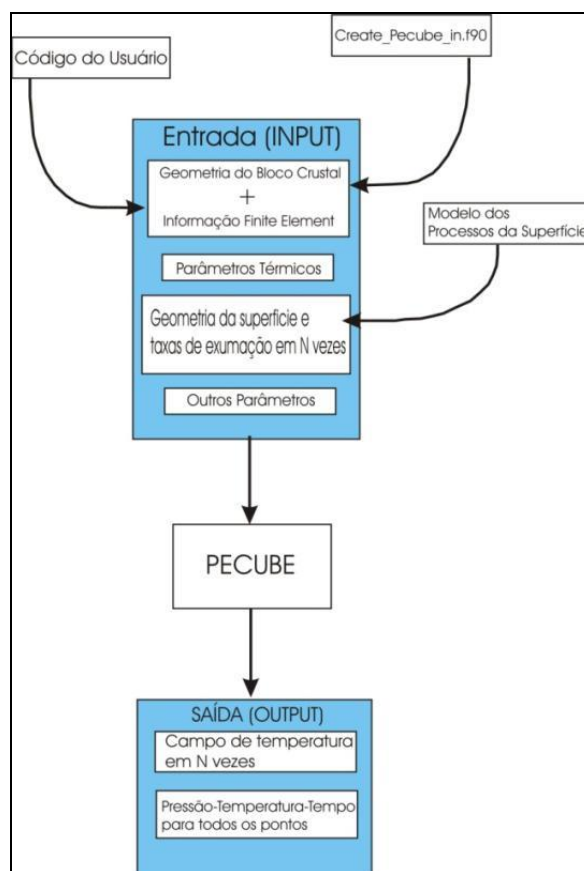


Figura 32. O diagrama descreve varias opções de parâmetros de entrada e saída utilizados no Pecube. (Modificado de Braun, 2003).

Esse programa tem sido utilizado em varias regiões, sendo que a mais estudada foi a de Sierra Nevada, na Califórnia. O Pecube foi utilizado para estudar a evolução da estrutura termal abaixo da superfície topográfica do King Canyon, onde já havia dados de termocronologia por (U-Th)/He (HOUSE, et. al. 1998; BRAUN et al. 2003;2005).

O resultado é apresentado na figura 35 onde é possível visualizar os modelos gerados pelo programa, ou seja, uma evolução do relevo ao longo de milhares de anos numa perspectiva 3D. Essa modelagem termocinemática auxilia na interpretação dos dados termocronológicos obtidos pela análise de traços de fissão e (U-Th)/He em apatitas, permitindo melhores resultados sobre a gênese e evolução da paisagem numa determinada região.

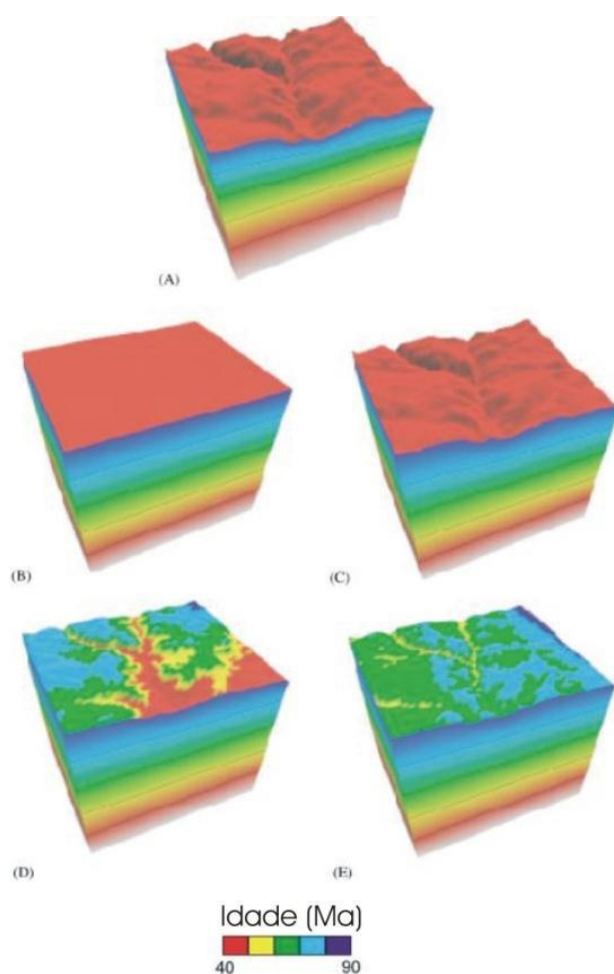


Figura 33. Vista em Perspectiva do modelo produzido pelo Pecube para região do King Canyon. (A) Solução no final da orogênese Laramida; (B) 20Ma depois do cenário seguinte 1 e (C) cenário 2; (D) solução no final do cenário seguinte computado 1 e (E) cenário 2. Contornos de idades foram superpostos na superfície em painéis (D) e (E). (Modificado de Braun, 2003).

É importante ressaltar que a modelagem termocinemática facilita o entendimento da distribuição das isotermas ao longo do tempo geológico. Em suma a modelagem é obtida a

partir de uma interpretação prévia dos dados termocronológicos, sendo que quanto mais termocronômetros melhor a interpretação e mais precisos os resultados.

Deve ser entendido que as informações inseridas no PECUBE são atuais, e o que vai determinar a história pretérita são basicamente as informações do item 9 da figura 36, pois é nesse item que devemos definir o tempo máximo em Ma da sua história, que já deve estar embasada teoricamente em conceitos geológicos pré existentes. Deve-se também definir o fator de ampliação da altitude com relação ao relevo atual, valor esse que também deve estar apoiado em conhecimentos geomorfológicos prévios.

Observando a figura 37 é possível entender alguns conceitos importantes para obtermos uma modelagem mais precisa e próxima a realidade. Num primeiro momento (A) rochas situadas na superfície foram exumadas antes de atingir a temperatura de fechamento, ao contrario das rochas que se situam próximas ao fundo do vale, sendo que a diferença no tempo é mais elevada para sistemas com temperaturas mais elevadas (BRAUN, 2002a) do que para sistemas de baixa temperatura, como mostra o item (B) da figura 37. Isso ocorre devido a perturbação térmica causada pela diminuição exponencial da superfície topográfica com a profundidade (TURCOTTE & SCHUBERT, 1982).

Assim, a amplitude dessa perturbação pode ser parametrizada pela deflexão vertical da isoterma correlacionada com a temperatura de fechamento dentro da amplitude da superfície topográfica. Na secção (B) da figura 36 este parâmetro é denominado proporção α e na região mais profunda da crosta, as isotermas não são afetadas pela superfície topográfica, sendo $\alpha = 0$, sendo que nas proximidades da superfície topográfica, as isotermas seguem exatamente esta superfície, sendo $\alpha = 1$. No caso (C) verifica-se o comportamento da isoterma quando encontramos um baixo termocronômetro juntamente com uma mudança de relevo. O decréscimo do relevo leva a diminuição da superestimativa da taxa de exumação na relação da inclinação entre o relevo e idade (BRAUN, 2002a).

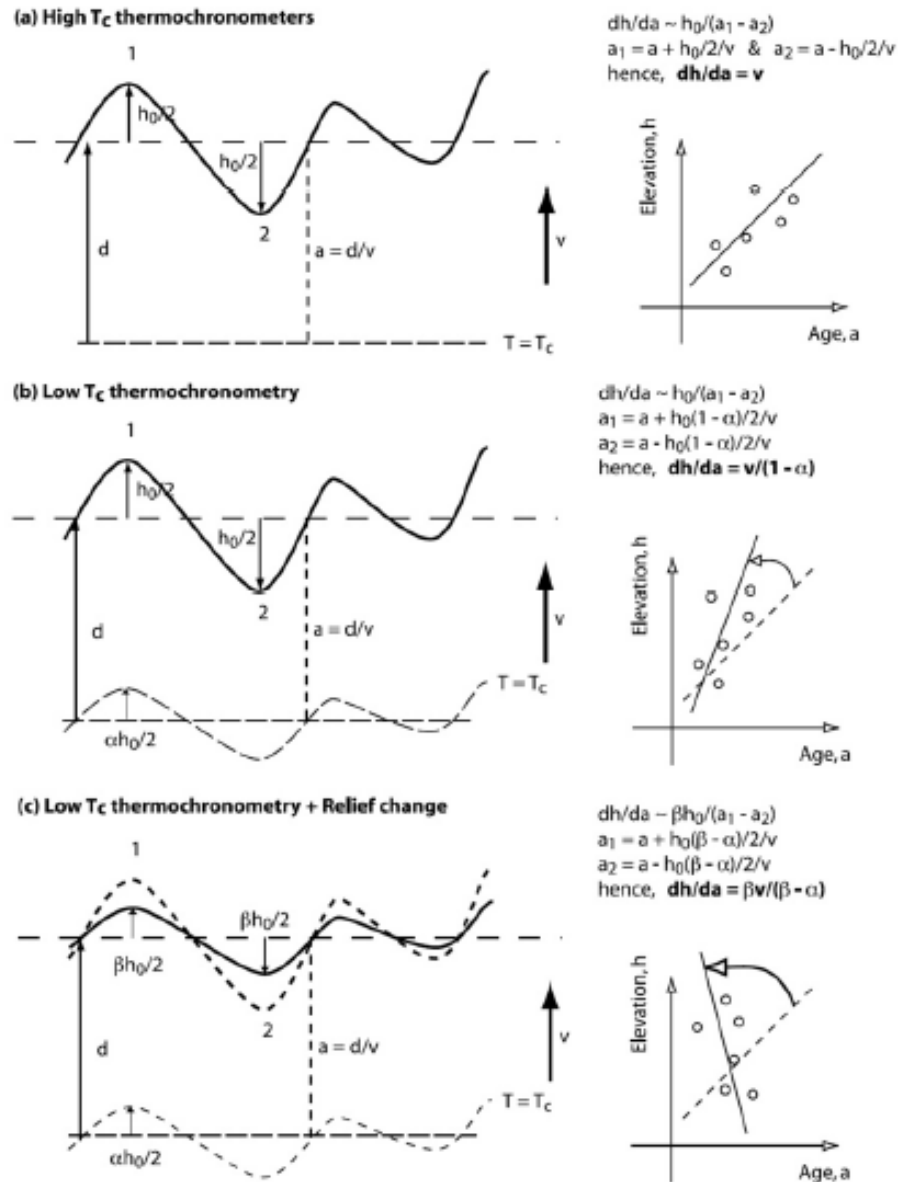


Figura 34. Três exemplos no qual a taxa de exumação pode ser estimada pela relação idade x elevação. (a) Alta- T -Termocronômetro, a inclinação é igual à taxa de exumação. (b) Baixa- T -Termocronômetro taxas superestimadas de exumação. (c) O decréscimo do relevo leva diminuição da superestimativa da taxa de exumação na relação da inclinação entre o relevo e idade (Modificado de Braun, 2002a).

5.4. Cálculo do Total Denudado e Taxa de Erosão

O total denudado e a taxa de erosão de uma região são obtidos a partir da metodologia proposta por Raab (2001) e Raab *et al* (2002) que é baseada na variação da temperatura de amostras obtidas a diversas altitudes e sua relação com o gradiente geotérmico do local. As idades obtidas de amostras coletadas a diversas altitudes são plotadas num gráfico de idade *versus* altitude. As amostras que possuem a mesma idade e encontram-se em altitudes diferentes podem estar indicando soerguimento tectônico, o que significa que não houve erosão significativa entre as essas amostras. Ao analisar as

histórias térmicas destas amostras obtém-se a paleotemperatura que as afetou durante o soerguimento, como se observa na figura 37.

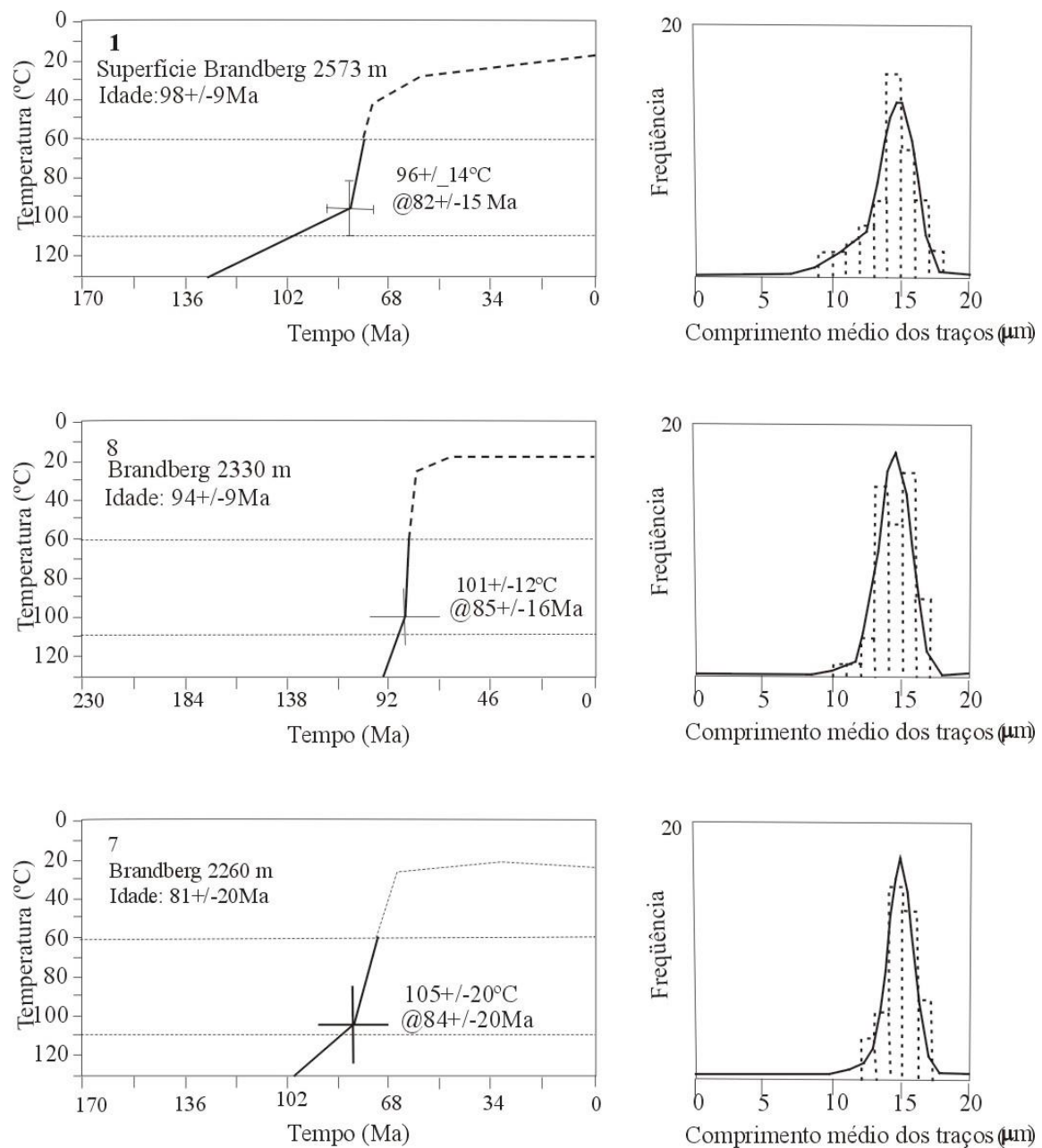


Figura 35. Histórias térmicas e respectivos pontos de inflexão da paleotemperatura que afetou estas amostras durante o soerguimento (Raab, 2001).

As paleotemperaturas obtidas são plotadas num gráfico *versus* elevação e através de técnicas estatísticas é possível encontrar a paleotemperatura para outras amostras da região; isso permite o cálculo da seção total denudada, a partir da fórmula:

$$D = \left(\frac{T - T_0}{G} \right)$$

Onde:

D = é a seção denudada (km);

T = a paleotemperatura modelada (° C);

To = é a temperatura da superfície (°C);

G = o gradiente geotérmico (°C/Km);

A obtenção da taxa de erosão é dada a partir do método proposto por Raab, (2001) que leva em consideração o intervalo de cotas entre duas amostras e o intervalo de idade entre essas amostras, só sendo válido quando não há descontinuidades estruturais entre as amostras. O cálculo para a taxa de erosão é dado por:

$$E = \Delta A / \Delta T$$

Onde:

E: valor da taxa de erosão média

ΔA : intervalo de altura de coleta entre as amostras

ΔT : intervalo de idade entre as amostras

Com relação à metodologia dos Traços de Fissão em Apatitas alguns cuidados devem ser tomados com relação à interpretação, pois os resultados não fornecem a idade de construção da topografia, e sim da erosão que houve com o soerguimento; as idades obtidas são da época em que as rochas foram denudadas. O que causa o resfriamento é a erosão/denudação; a tectônica responsável pelo soerguimento, se houve, terá sido mais antiga.

5.5. Análise Morfométrica da Rede de Drenagem

As bacias de drenagens são sistemas abertos, que estão constantemente se adaptando à paisagem. Assim, qualquer alteração que ocorre em qualquer de suas partes vai alterar todo o sistema. Os cursos d'água se adaptam para carregar a carga adequada de sedimentos referentes a sua vazão, e quando o sistema chega a um limite em que não pode mais manter sua forma atual, as relações dentro do sistema da bacia são desestabilizados, o que dá início a um período de transição para uma condição mais estável.

De tal modo, um sistema de drenagem de corrente luta constantemente para atingir o equilíbrio entre as variáveis interativas de vazão, carga transportada, forma e inclinação (Christopherson, 2012). Os eventos responsáveis por esse desequilíbrio podem ser desde uma simples ação do homem, como também mudanças climáticas e eventos tectônicos.

Alguns métodos como a análise dos perfis longitudinais e dos Índices Relação Declividade e Extensão do canal, auxiliam nos estudos sobre esses desequilíbrios que transformam a rede de drenagem e consequentemente a paisagem, ao longo do tempo geológico.

5.5.1. Análise do Perfil Longitudinal

Sabe-se que as correntes fluem em direção descendente sob a atração da gravidade. É durante esse processo que cada uma das correntes irão desenvolver seu próprio gradiente, que é a taxa de declínio de elevação entre a cabeceira e sua foz (CRISTOPHERSON, 2012). Assim, os perfis longitudinais, é a visão lateral do curso d'água, e deve apresentar um declive mais íngreme a montante e um declive mais suave a jusante. O perfil longitudinal das correntes pode ser expresso matematicamente, permitindo que os cientistas categorizem e prevejam o comportamento da corrente.

O perfil longitudinal de um rio mostra a sua declividade, ou gradiente, sendo a representação visual da relação entre a altimetria e o comprimento de determinado curso d'água. O perfil característico é côncavo para o céu, com declividades maiores em direção da nascente e com valores cada vez mais suaves em direção ao nível de base (CHRISTOFOLETTI, 1981).

Assim, curvas de menor concavidade ou quebras na linha do perfil indicam condições de desequilíbrio, ou seja, alterações nos talwegues, tanto por incisão dos canais como por mudanças em seu estilo geométrico, ou mesmo deposição de sedimentos (GUEDES, 2008). O equilíbrio é dado pela ausência significativa de processos de entalhe ou de agradação. O desequilíbrio pode ser devido a diversos fatores como tectônica, clima ou litologia (MOLIN & FUBELLI, 2005). Particularmente, segmentos convexos, podem ser pesquisados para validar perturbações tectônicas em diferentes escalas (SEEBER & GORNITZ, 1983; TROIANI & DELLA SETA, 2008).

Essas mudanças, especialmente as mudanças mais abruptas de gradiente, como em uma queda d'água ou em uma área de corredeiras, o ponto de interrupção é um *nickpoint* ou *knickpoint*. Em um *knickpoint*, a conversão de energia potencial na água à beira das quedas em energia cinética concentrada na base, serve para eliminar a interrupção de

knickpoints e suavizar o gradiente. Entretanto, ocorrem também quando uma corrente passa por uma zona de rocha dura e resistente ou de vários episódios de levantamento tectônico, como acontece ao longo de falhas geológicas. Assim, os *knickpoints* migram a montante, conforme vão se reajustando até que se torne uma série de corredeiras e por fim seja eliminado (CRISTOPHERSON, 2012).

O método do perfil longitudinal dos vales consiste em plotar-se o desnível altimétrico entre os pontos extremos do vale no eixo das ordenadas e a distância, em linha reta, entre os pontos no eixo das abscissas. Este procedimento elimina o efeito da sinuosidade do canal. Em seguida, sobre põe-se ao perfil obtido à linha de melhor ajuste, o que permite definir, genericamente, áreas em subsidência e soerguimento, ou seja definir os *knickpoints* de cada drenagem.

A linha de melhor ajuste, neste caso, corresponde a uma simulação matemática do perfil de equilíbrio do rio. Assim é possível a identificação das áreas de estocagem de sedimento, e sua relação com o arcabouço tectônico.

Como resultado, geralmente os cursos d'água tendem a exibir perfis longitudinais muito próximos ao de uma função logarítmica, ou seja, quanto mais equilibrada a drenagem melhor o ajuste. Entretanto as curvas que apresentam menor concavidade ou quebras na linha do perfil podem estar indicando condições de desequilíbrio, que consequentemente vão implicar em alterações no talvegue, tanto pela incisão do canal, seja por mudanças em sua morfometria, ou ainda pela deposição de sedimentos aluvionares.

Assim ao estabelecer um determinado nível de base, o cenário evolutivo da região da montante da bacia de drenagem vai abranger um aumento gradual das cabeceiras, resultando na geração, em última instância, de um pedimento ou mesmo de um peneplano, sendo que a velocidade de evolução deste cenário vai depender da quantidade de energia cinética a rede de drenagem e sua competência erosiva e de transporte sedimentar resultante (GUEDES, 2008).

Para complementar essa análise será utilizado o método proposto inicialmente por Hack (1973) que visa identificar alteração nos cursos de drenagens, provenientes de alterações no substratos rochoso, aporte de carga ou tectonismo, denominado *stream-gradient index (SL)* que é entendido como sendo a relação entre a declividade e a extensão do canal fluvial (RDE), que será descrito mais detalhadamente a seguir.

5.5.2. Análise dos Índices Relação x Declividade e Extensão do Canal (RDE)

O índice RDE resulta, como dito anteriormente, do método estabelecido por Hack (1973), com a designação *Stream-Gradient Index* ou índice SL (Slope vs. Length) (ou eventualmente “índice de Hack”) podendo ser correlacionado com os níveis de energia da corrente, que reflete na capacidade da mesma erodir o substrato e de transportar a carga sedimentar, podendo detectar sensíveis mudanças na declividade de um canal fluvial, que podem estar associadas a diferentes resistências à erosão hidráulica e à atividade tectônica.

Esses índices foram aplicados a análises de cunho neotectônico em diversos contextos geológicos, onde se destacam trabalhos de Seeber & Gornitz, (1983), McKeown et al (1988), Merritts & Vincent (1989), Missura (2002), Doranti et al (2004), Etchebehere et al (2006), Guedes, (2008), Troiani & Della Seta (2008) e Font et al (2010) entre outros.

O índice cresce onde o rio flui por sobre rochas mais resistentes e decresce onde percorre um substrato mais friável. Pode-se suspeitar da atuação de processos tectônicos caso seja possível eliminar o fator litológico como causador principal da elevação do índice em algum determinado trecho do rio.

Portanto faz-se fundamental estabelecer um programa cuidadoso de avaliação de campo das anomalias encontradas em gabinete a fim de verificar as possíveis causas das suas origens. Assim sendo, os dados de índices RDEs passam a constituir alvos para verificação de campo, aumentando a efetividade da análise tectônica em áreas de grande extensão (MERRITTS & VINCENT, 1989; KELLER & PINTER, 1996; BROOKFIELD, 1998; CHEN et al., 2003;). O índice pode ser calculado como:

$$RDE = (\Delta H / \Delta L) \cdot L$$

Onde:

ΔH = diferença altimétrica entre dois pontos extremos de um seguimento ao longo do curso d'água;

ΔL = projeção horizontal da extensão do referido segmento;

L = comprimento total do curso d'água a montante do ponto para o qual o índice está sendo calculado. A figura 38 ilustra esquematicamente essa relação;

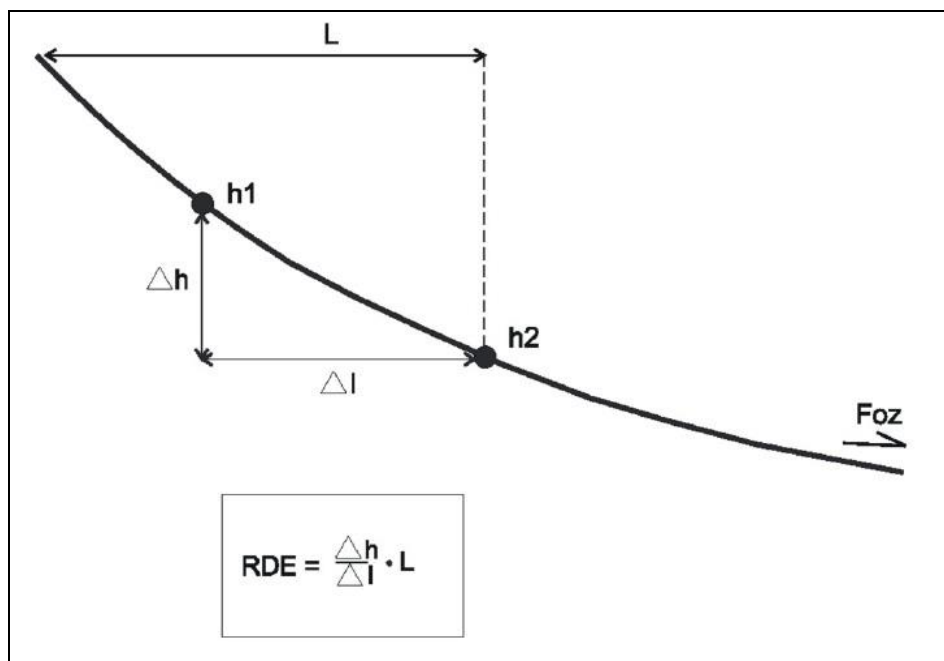


Figura 36 - Esquema que identifica os parâmetros utilizados para o cálculo dos Índices RDEs (Modificado de Guedes, 2008).

As anomalias são geralmente interpretadas como “knickpoints”, que são importantes para os estudos sobre os impactos da tectônica nas formas fluviais. Estudos sobre “knickpoints” e outras índices geralmente são representados em mapas bastante discretos (VERRIOS et al., 2004; CROSBY & WHIPPLE, 2006; HAYAKAWA & OGUCHI, 2006; LIN & OGUCHI, 2006). No entanto alguns autores tentaram fazer mapas de contorno com os resultados de RDE (HARKINS et al., 2005) para detectar anomalias nas drenagens, enquanto outros tentaram conectar esses valores a objetos geológicos (ZAPROWSKI et al., 2001).

No entanto foi adotado neste trabalho, o método de espacialização dos dados adotado inicialmente por Font et al (2010) cuja anomalias são plotadas ao longo dos rios fluviais. Dessa maneira podemos destacar zonas com altos valores de RDE as quais poderão ser interpretadas tanto como erosão diferencial como atividade tectônica. As anomalias então podem ser influenciadas por pelo menos três parâmetros: (i) reativações tectônicas; (ii) contrastes litológicos; (iii) alta frequência de mudança do nível do mar durante o Quaternário (FONT et al., 2010).

Ressalta-se que o índice RDE pode ser aplicado para toda extensão do rio onde é calculado a diferença topográfica entre a cabeceira e a foz, e o logaritmo natural da extensão total do canal. Quando os índices são aplicados apenas aos seguimentos das drenagens vão ter consequentemente uma conotação mais local (MCKEOWN et al 1988; GUEDES 2008)

6. APRESENTAÇÃO DOS RESULTADOS**6.1. Termocronologia por Traços de Fissão em Apatitas**

Foram analisadas 39 amostra de TFA distribuídas por toda a área de estudos incluindo as áreas interiores e exteriores ao MAPC. As idades obtidas no embasamento cristalino variam entre ~340 a ~100 Ma enquanto as obtidas no interior da intrusão variam entre ~90 a ~42 Ma. A tabela 1 a seguir mostra as propriedades de campo de todas as amostras. 17 amostras foram coletadas em campo, processadas e passaram por tratamento químico sendo irradiadas no Thetis reactor Gent em Munique, Alemanha.

Os detalhes dessas amostras estão descritos na tabela 2. Já as amostras restantes foram obtidas de diferentes publicações disponíveis (GODOY, 2003; FRANCO, 2003; FRANCO et al., 2005; DORANTI, 2006; SILVA, 2010; COGNÉ et al 2011) e seus parâmetro estão disponíveis nas tabelas 5 e 6. A figura 37 ilustra o mapa altimétrico da região com a distribuição das amostras e das idades de TFA por toda a área. A figura 38 mostra o mapa geológico com a distribuição das idades. Para auxiliar no entendimento da evolução do relevo foram elaborados os gráficos de idade TFA x altitude (m) a fim de obter estimativas de taxas de exumação que irão contribuir na interpretação dos modelos evolutivos da região (Figuras 39 e 40).

Amostras	Altitude	Latitude	Longitude	Localização	Litologia
TF-134	770	7617582	331787	estrada Barrânia / Caconde (Rio bom Jesus)	granito
TF-135	750	7614554	329929	rio Pardo - Caconde (SP)	granito epidotizado
TF-311*	1537	7591572	337268	Cristo/ Poços de Caldas	fonólito
TF-313	1442	7573706	355384	Alto da torre - Caldas - MG	sienito - fácies marrom café
TF- 315*	1031	7573519	352965	Pocinhos do rio Verde - MG	fonólito
TF- 502*	1180	7591158	332404	Poços de Caldas - MG	brecha magmática
TF- 503*	1051	7603203	324155	estrada Poços de Caldas - Divinolândia	gnaisse facoidal
TF- 505*	1036	7579484	357017	estrada Poços de Caldas - Caldas - MG	granito migmatítico
TF- 506*	1470	7573753	355392	Caldas - estação de rádio	sienio marrom - café
TF-507*	1290	7574463	355728	Caldas - estação de rádio	sienio marrom - café
TF-508*	1244	7573530	353094	Sta Ritas de Caldas - Ibitiura de Minas - MG	granito
TF-556	741	7584885	304812	Vargem Grande do Sul	biotita gnaisse
TF-557	1100	7585731	313899	Vargem Grande do Sul e estrada de Ag. Prata (SP)	gnaisse
TF-558*	1260	7583424	326145	Serra do Mirante -Poços de Caldas (MG)	sedimentos
TF-559	1015	7597384	361240	rodovia Campestre ~25 km de Poços de Caldas (MG)	biotita - gnaisse
TF-667	791	7603612	301669	Casa Branca sentido Caconde (SP)	ortognaisse bem milonitizado
TF-668	777	7618335	312092	S.José do Rio Pardo sentido Tapiratiba (SP)	gnaisse
TF-700	842	7621618	324535	Tapiratiba sentido Caconde (SP) km 5	gnaisse estirado de alto grau
TF-702	958	7625965	330386	Estrada Caconde sentido Muzambinho (MG)	granito
TF-703	1220	7627077	330049	Estrada Caconde sentido Muzambinho (MG) - Mirante	granito milonotizado
TF-712	972	7615744	370787	Divisa Botelhos - subida da Serra	granito foliado
TF-713*	914	7611998	366163	Leito do rio Verde - sentido Botelhos (MG)	granodiorito
TF-714*	1023	7605455	354398	Botelhos sentido Poços de Caldas (MG)	migmatito
TF-1074	1023	7560235	338343	Rodovia Andradas-Poços de Caldas (MG)	Fonolito (Dique Anelar)
TF-1076	930	7578634	337623	Rodovia Andradas-Poços de Caldas (MG)	Nefelina Sienito
TF-1077	1220	7586112	339680	Rodovia Andradas-Poços de Caldas (MG)	Nefelina Sienito
TF-1079	1180	7599471	328720	Rodovia Poços de Caldas-Divinolândia (MG/SP)	Charnokito
TF-1080	950	7604253	318320	Rodovia Divinolândia - São Sebastião da Gramma (SP)	Charnokito
TF-1180*	1341	7565081	331202	Estrada Pico do Gavião - Poços de Caldas - MG	Sienito- falha NE-SW
TF-1182*	1449	7564449	331777	Portaria Pico do Gavião – Poços de Caldas - MG	Sienito
TF-1183*	1465	7564332	332126	Poços de Caldas-MG- Pico do Gavião	Fonolito
TF-1186*	1418	7592696	339183	Poços de Caldas (MG)- Pedra Balão	Sienito
TF-1187*	1337	7591276	338421	Poços de Caldas - subida do Cristo	Sienito
TF-1188*	1322	7591132	338378	Poços de Caldas - subida do Cristo	Sienito
TF-1207*	1134	7573017	327025	estrada fonte Platina - Pico do Gavião	fonolito bem silicificado
TF-1208*	1290	7573103	328202	estrada para Cascata- Poços de Caldas- MG	fonolito
TF-1209*	1252	7577074	327553	estrada para Cascata- Poços de Caldas- MG	fonólito
TF-1211*	1209	7588051	338550	Rod. Poços de Caldas- Andradas-MG	fonolito
TF-1212*	1354	7583804	332720	Estrada nova de Poços de Caldas-MG	fonolito

Tabela 5. Parâmetros de localização e litologia de todas as amostras (Exceto amostras de Cogné et al 2011)

Amostras	U(std)	n	L	Lm	ps	Ns	pi	Ni	Chi-sq (%)	Idade Central	Referência
TF – 134	24.9(6.2)	19	N/D	N/D	46.647	1424	28.139	859	98.5	337(27)	atual
TF – 135	27.1(13.3)	9	N/D	N/D	37.342	470	29.383	380	21.5	256(25)	atual
TF – 311	N/D	27	N/D	N/D	N/D	308	N/D	304	N/D	60(6)	Godoy (2003)
TF – 313	9.6(4.2)	17	N/D	N/D	3.143	82	10.197	266	26.1	61(9)	atual
TF – 315	N/D	8	N/D	N/D	N/D	51	N/D	63	N/D	51(6)	Godoy (2003)
TF – 502	N/D	79	N/D	N/D	N/D	246	N/D	261	N/D	51(5)	Franco et al (2005)
TF – 503	N/D	82	N/D	N/D	N/D	963	N/D	752	N/D	59(4)	Franco et al (2005)
TF – 505	N/D	74	N/D	N/D	N/D	704	N/D	841	N/D	42(4)	Franco et al (2005)
TF – 506	N/D	88	N/D	N/D	N/D	419	N/D	377	N/D	55(5)	Franco et al (2005)
TF – 507	N/D	98	N/D	N/D	N/D	824	N/D	728	N/D	56(5)	Franco et al (2005)
TF – 508	N/D	67	N/D	N/D	N/D	444	N/D	487	N/D	46(4)	Franco et al (2005)
TF – 556	25.0(13.5)	17	N/D	N/D	31.473	1138	26.522	959	0	248(29)	atual
TF – 557	20.3(10.4)	5	N/D	N/D	18.928	205	22.067	239	0	159(42)	atual
TF – 558	N/D	19	N/D	N/D	N/D	89	N/D	39	N/D	105(13)	Godoy (2003)
TF – 559	17.1(9.9)	20	N/D	N/D	14.981	532	16.304	579	0.2	175(20)	atual
TF – 667	26.7(18.7)	17	50	11.22	40.752	1342	23.079	760	0	324(46)	atual
TF – 668	18.6(8.6)	19	50	11.97	28.243	1326	17.828	837	1.5	299(27)	atual
TF – 700	12.4(7.1)	17	50	11.53	21.010	972	13.423	621	0	330(46)	atual
TF – 702	30.7(10.4)	18	N/D	N/D	39.914	1562	31.712	1241	1	242(21)	atual
TF – 703	44.6(9.8)	12	N/D	N/D	51.829	1082	47.087	983	0	205(25)	atual
TF – 712	N/D	36	N/D	N/D	N/D	660	N/D	222	N/D	112(12)	Doranti (2006)
TF – 713	N/D	25	N/D	N/D	N/D	445	N/D	174	N/D	106(10)	Doranti (2006)
TF – 714	9.7(7.4)	20	N/D	N/D	15.444	626	9.991	405	0.2	323(38)	atual
TF-1074	11.9(4.9)	8	N/D	N/D	3.112	38	13.922	170	24.9	48(10)	atual
TF-1076	30.4(10.9)	20	24	10.08	8.144	328	32.253	1299	14.9	51(5)	atual
TF-1077	23.1(10.2)	7	N/D	N/D	7.104	76	21.313	228	20.62	60(10)	atual
TF-1079	15.6(8)	18	N/D	N/D	8.356	348	16.784	699	0	94(13)	atual
TF-1080	32.8(13.5)	19	22	11.09	25.604	782	31.595	965	28.6	151(13)	atual
TF-1180	48.13	61	N/D	N/D	14.946	1245	36.146	3011	71.19	53.7(1.8)	Pocay (2012)
TF-1182	9.72	15	N/D	N/D	3.352	61	7.857	143	72.64	55.4(8.5)	Pocay (2012)
TF-1183	20.71	16	N/D	N/D	6.885	126	15.628	286	37.79	56(7.1)	Pocay (2012)
TF-1186	34.17	27	N/D	N/D	10.641	382	25.738	924	99.15	53.7(3.3)	Pocay (2012)
TF-1187	23.6	30	N/D	N/D	7.542	224	18.552	551	19.14	54.4(4.9)	Pocay

											(2012)
TF-1188	25.02	16	N/D	N/D	9.579	182	14.579	277	6.25	76.8(10.9)	Pocay (2012)
TF-1207	19.3(6.0)	10	N/D	N/D	3.713	282	13.336	1013	42.7	43 (3)	Silva (2010)
TF-1208	15.1(17.7)	21	N/D	N/D	4.264	748	10.751	1886	43.5	60 (4)	Silva (2010)
TF-1209	15.3(4.9)	15	N/D	N/D	5.184	521	11.661	1172	81.5	71(4)	Silva (2010)
TF-1211	21.3(8.1)	20	N/D	N/D	6.778	1217	17.142	3078	90.7	61(3)	Silva (2010)
TF-1212	15.9(10.2)	13	N/D	N/D	4.467	418	11.06	1035	66	63(4)	Silva (2010)
BRA824	12.1	N/D	N/D	13.06	N/D	N/D	N/D	N/D	N/D	330.3(22)	Cogné (2011)
BRA827	39.9	N/D	N/D	11.49	N/D	N/D	N/D	N/D	N/D	284.9(10)	Cogné (2011)
BRA829	15.5	N/D	N/D	13.83	N/D	N/D	N/D	N/D	N/D	80.1(5)	Cogné (2011)
BRA831	10.5	N/D	N/D	13.54	N/D	N/D	N/D	N/D	N/D	81(6)	Cogné (2011)
BRA834	4.2	N/D	N/D	14.67	N/D	N/D	N/D	N/D	N/D	71.1	Cogné (2011)

Tabela 6. Parâmetros físicos das amostras. U(std): quantidade do elemento U na amostra; n: número de grãos utilizados; L: número de traços confinados; Lm: média dos traços confinados; ps: densidade de traços espontâneos; Ns: número de traços espontâneos; pi: densidade de traços induzidos; Ni: número de traços induzidos; Chi-sq (%): probabilidade de valores maiores.

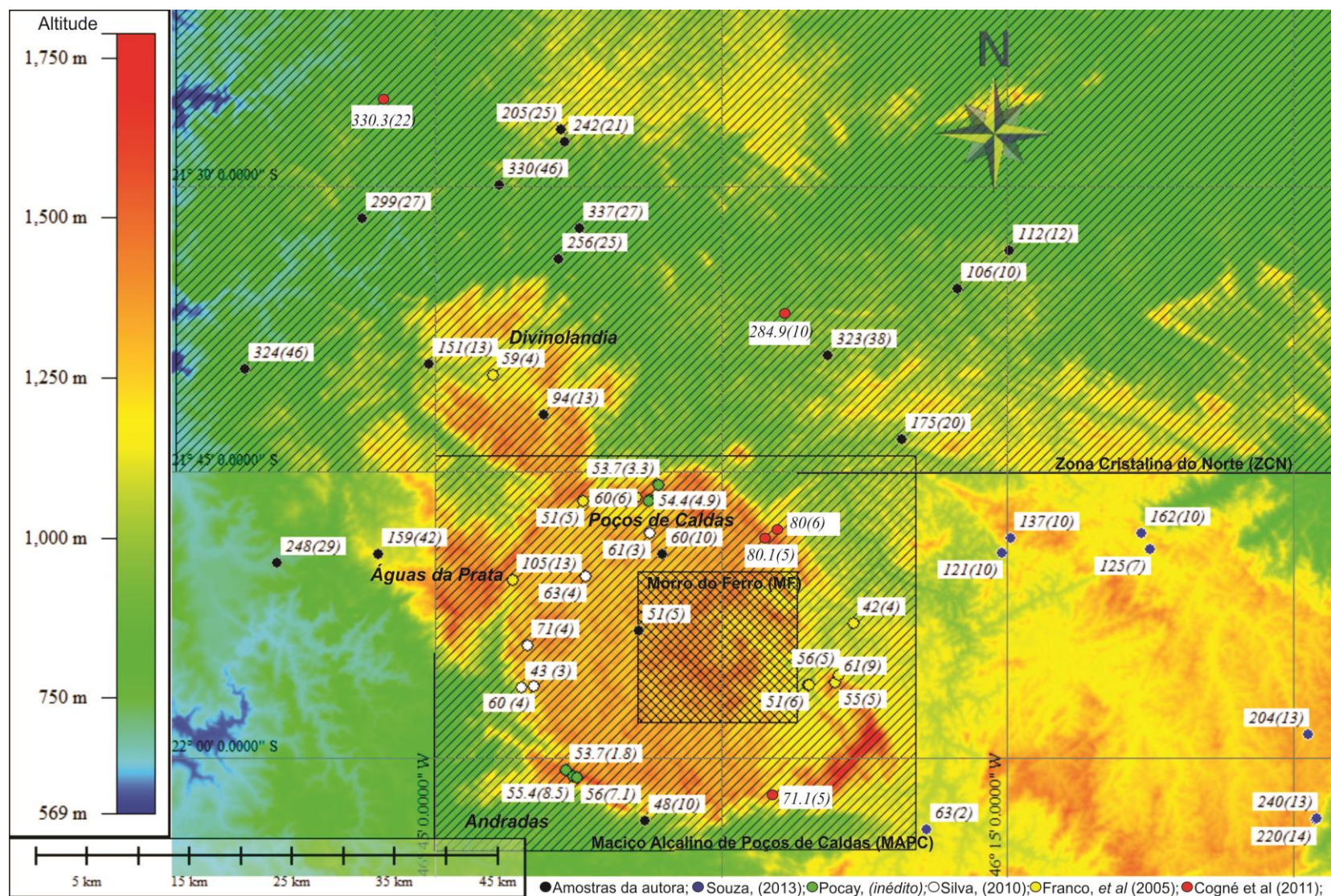


Figura 37 - Mapa altimétrico com a distribuição das idades de Traços de Fissão em Apatitas e áreas modeladas no PECUBE

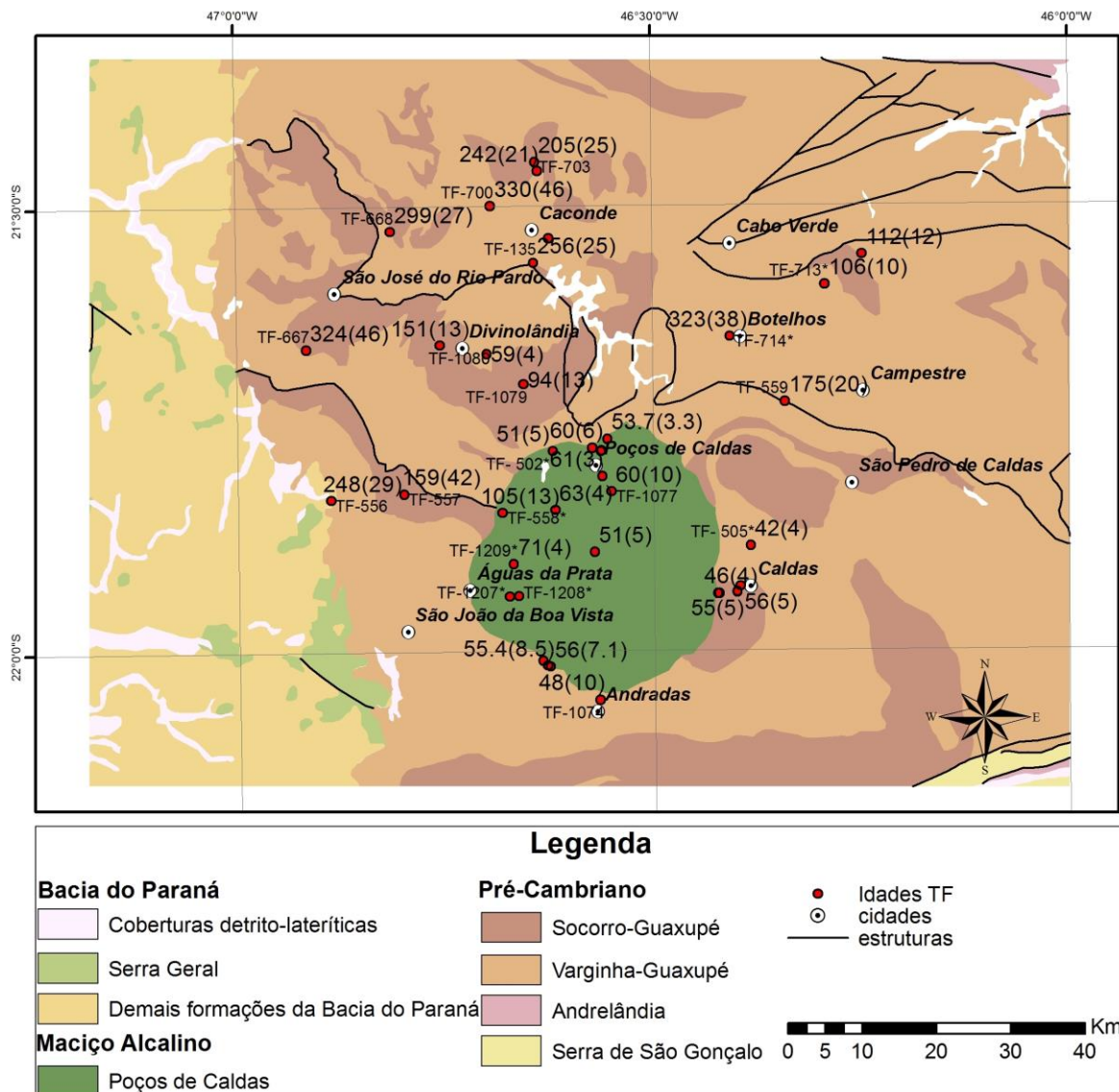


Figura 38 - Mapa Geológico com distribuição das idades de TFA

O gráfico de Idade x Elevação (Figura 39) mostra três grupos principais de idades, o primeiro grupo com elevações entre 700 a 1000m de altitude tem idades entre 250 a 350Ma. Enquanto que um segundo grupo, abrangendo elevações altimétricas entre 900 a 1200m possui idades entre 200 a 100Ma. Esses dois grupos de amostras correspondem à região cristalina da área de estudos enquanto o terceiro grupo de amostras pertencem à região do Máçio Alcalino de Poços de Caldas com idades entre 90 a 42Ma e elevações entre 900 a 1600m.

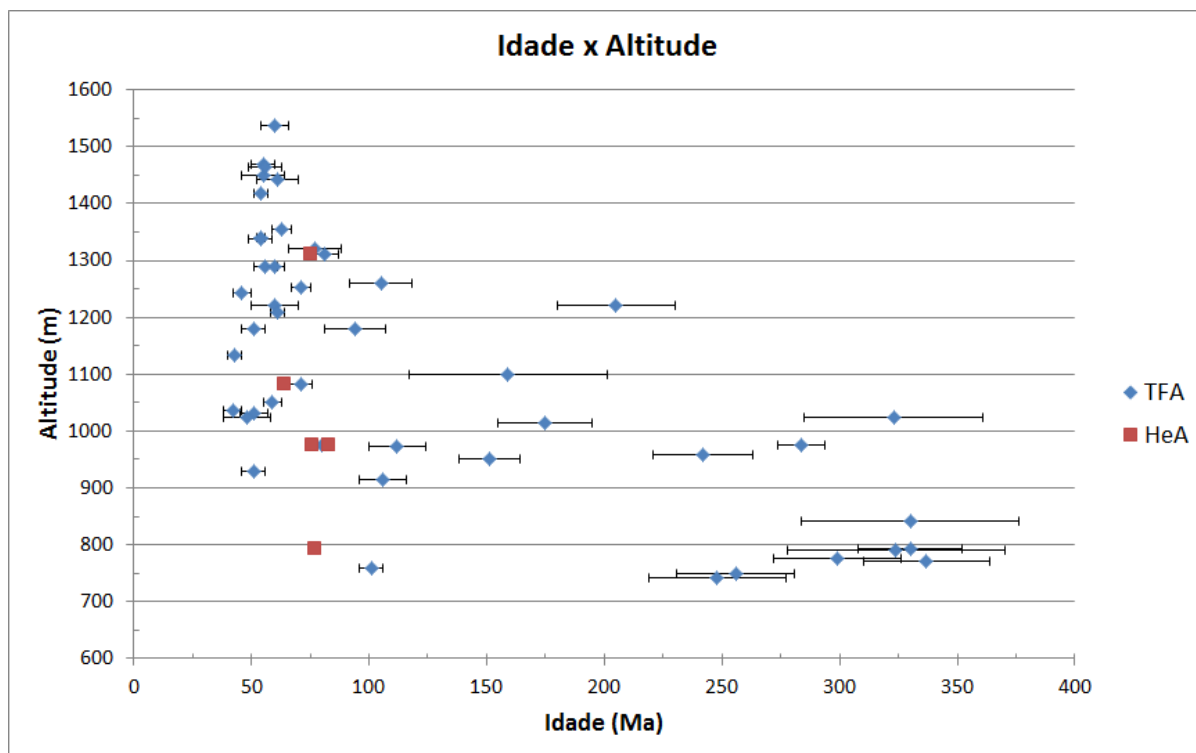


Figura 39 - Gráfico de Idade x Elevação (Traços de Fissão em Apatitas) da área total.

Pera efetuar o cálculo de taxas de exumação (soerguimento + erosão) através da RIA (Relação IdadexElevação) é necessário se fazer uma distinção entre as taxas locais e regionais pois pode haver muita diferenciação devido aos diferentes processos que podem ter afetado uma mesma região.

Por exemplo ao analisar o gráfico da figura 39 podemos verificar várias tendências, sendo quase impossível calcular uma taxa regional utilizando esse gráfico. Se considerarmos uma análise regional, calculando a taxa a partir da amostra mais antiga (TF-134) cuja idade é 337(27)Ma com altitude de 770 com a amostra mais recente e mais elevada topograficamente (TF-311), ou seja 60(6)Ma e 1537m de altitude a taxa de exumação seria de 0.002m/Ma. Nota-se pelo gráfico que há várias tendencias, sendo predominante três delas que estão ligadas não somente as diferenças topográficas e litológicas como também o próprio grau geotérmico.

As taxas de Erosão e total denudado foram calculadas conforme descrito no capítulo 5. Para o cálculo da taxa de denudação foram utilizadas histórias térmicas obtidas na literatura (FRANCO et al. 2005; DORANTI, 2006; SILVA, 2010; COGNÉ, et al 2010). Foram ainda utilizados valores de grau geotérmico dos trabalhos de Araújo (1980); Hamza et al (2005); Alexandrino (2008). Devido a essas diferenças, os dados foram agrupados em três áreas distintas que foram denominados da seguinte maneira: 1) Campestre;

2)Divinolândia; 3) Botelhos; 4) São José do Rio Pardo; 5) Pedra Branca; 6) Poços de Caldas.

1) Região de Campestre

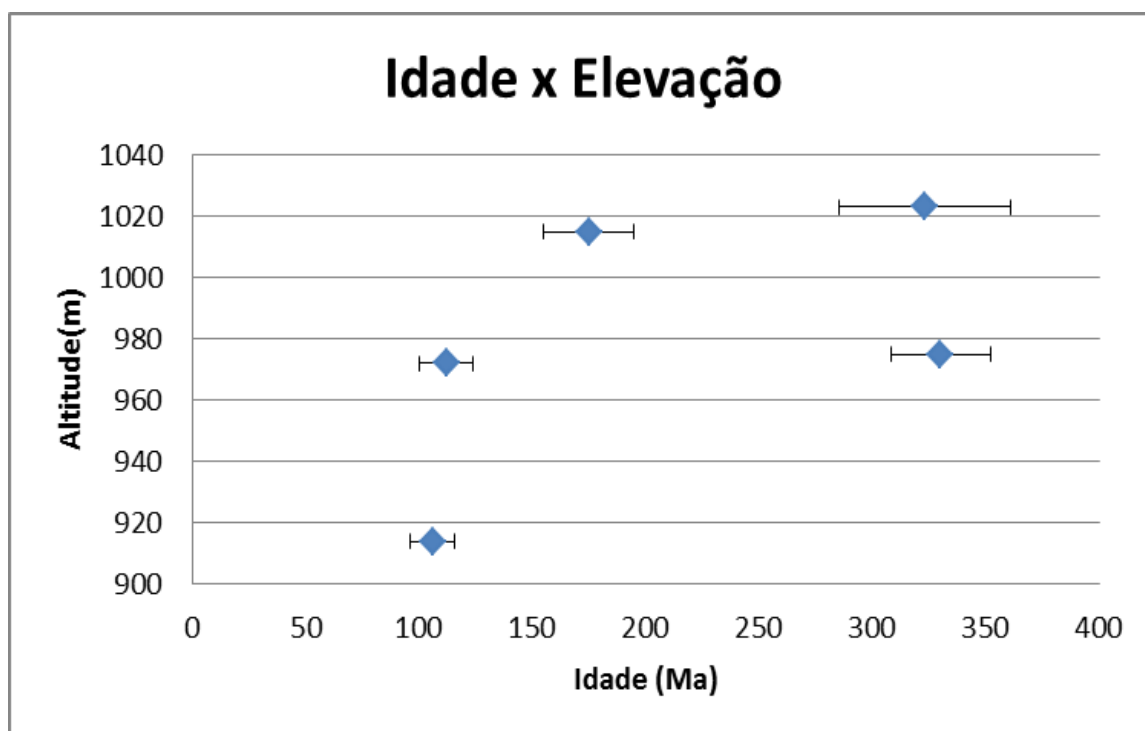


Figura 40- Gráfico idade x elevação para região de Campestre-MG. Observa-se duas tendências positivas

Amostras	Altitude	Idade
TF-712	972	112(12)
TF-713	914	106(10)
TF-714	1023	323(38)
TF-559	1015	175(20)
BRA-827	975	330(22)
TAXA DE EROÇÃO	0,50m/Ma	

Tabela 7 - Taxas de erosão para região de Campestre-MG

É possível analisar que na região de Campestre (figura 40) as taxas de erosão atual é de 0,50m/Ma, considerando amostras entre 900 e 1000m de altitude e idades variadas entre 330 e 106Ma. Observa-se assim duas tendências na região a primeira associada ao período Carbonífero, e a segunda mais recente, associada ao Juro-Cretáceo.

2) Região de Divinolândia

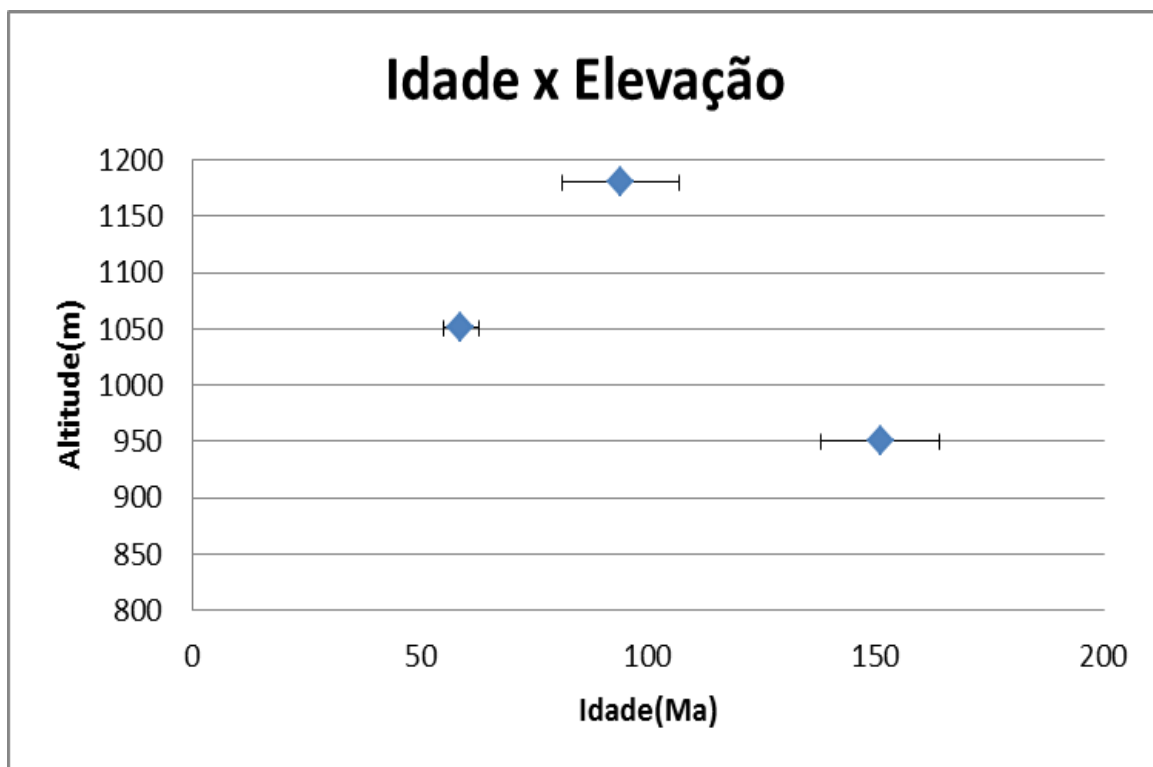


Figura 41 - Gráfico idade x elevação para região de Divinolândia-MG. Observa-se duas tendências uma positiva e outra negativa.

Amostras	Altitude	Idade
TF-1079	1180	94(13)
TF-1080	950	151(13)
TF-503	1051	59(4)
TAXA DE EROSÃO	0,4m/Ma	

Tabela 8 - Taxas de erosão para região de Divinolândia-MG

A região de Divinolândia (figura 41) é bastante particular. Trata-se de uma elevação adjacente a NW do Maciço Alcalino de Poços de Caldas e apresenta taxas de erosão por volta dos 0,4m/Ma, considerando um conjunto de 3 amostras. A amostra mais nova, do Paleoceno, está associada com eventos pós-intrusivos, sendo que a amostra intermediária do Cretáceo superior estaria correlacionada a própria intrusão, enquanto que a mais antiga, do Jurássico Superior, pode estar associada à abertura oceânica. São poucas amostras para ser fazer uma correlação entre as tendências.

3) Região de Botelhos

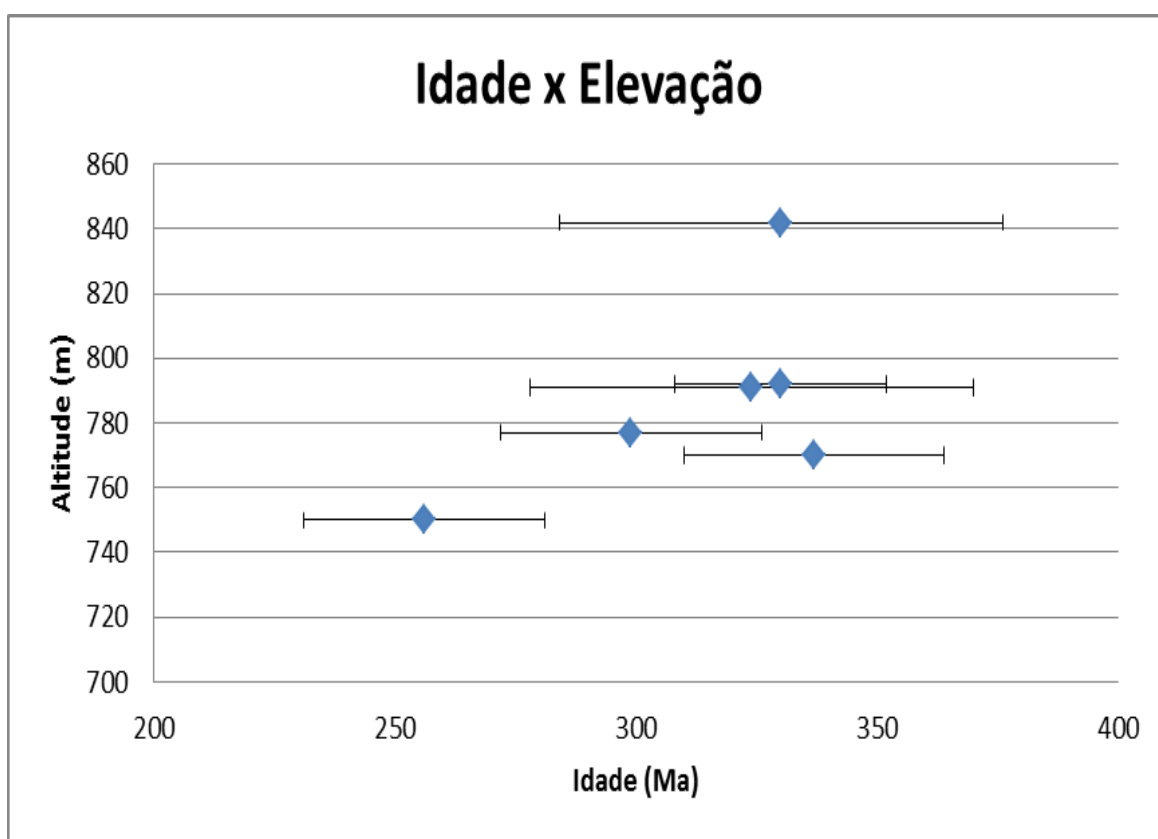


Figura 42 - Gráfico idade x elevação para região de Botelhos-MG. Observa-se uma tendência positiva.

Amostras	Altitude	Idade
TF-135	750	256(25)
TF-134	770	337(27)
TF-668	777	299(27)
TF-667	791	324(46)
TF-700	842	330(46)
BRA-824	792	330(22)
TF-702	958	242(21)
TF-703	1220	205(25)
TAXA DE EROSÃO	1,25m/Ma	

Tabela 9 - Taxas de erosão para região de Botelhos-MG

Essa região (figura 42) apresenta uma taxa de erosão relativamente baixa. Está localizada no embasamento cristalino a N e NE do Maciço Alcalino de Poços de Caldas. Observa-se claramente uma tendência positiva em que as amostras mais antigas estão localizadas no topo, que nesse caso não ultrapassa os 850m de altitude. Nessa região a evolução do relevo é comandada principalmente por processos erosivos, que tem como principal nível de base o Rio Pardo. Essa região praticamente não foi afetada pelos eventos

mais recentes pós abertura, como a intrusão do Maciço e a tectônica que gerou os rifts cenozóicos.

4) Região de São José do Rio Pardo

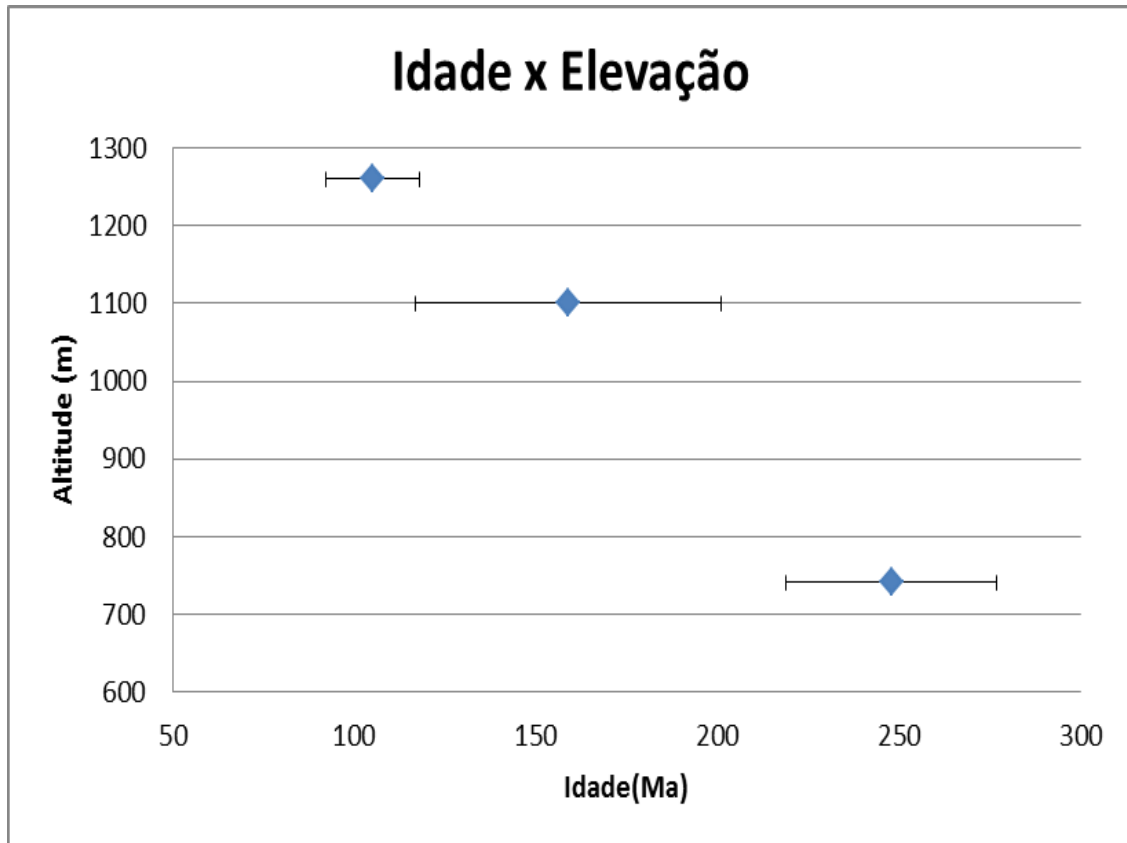


Figura 43 - Gráfico idade x elevação para região de São José do Rio Pardo-SP. Observa-se uma única tendência negativa.

Amostras	Altitude	Idade
TF-556	741	248(29)
TF-557	1100	159(42)
TF-558	1260	105(13)
TAXA DE EROSÃO	3,62m/Ma	

Tabela 10 - Taxas de erosão para região de São José do Rio Pardo-SP

A região de São José do Rio Pardo (figura 43) está localizada a Oeste do Maciço Alcalino, e apresenta uma taxa erosiva bastante acentuada, dentro do contexto das três amostras analisadas. Neste caso a amostra mais antiga do período Triássico encontra-se a pouco mais de 700m de altitude enquanto que a mais nova, do período Cretáceo Inferior encontra-se a mais de 1200m. Essa grande diferença de idade e altitude justifica a elevada taxa de erosão.

5) Região de Pedra Branca

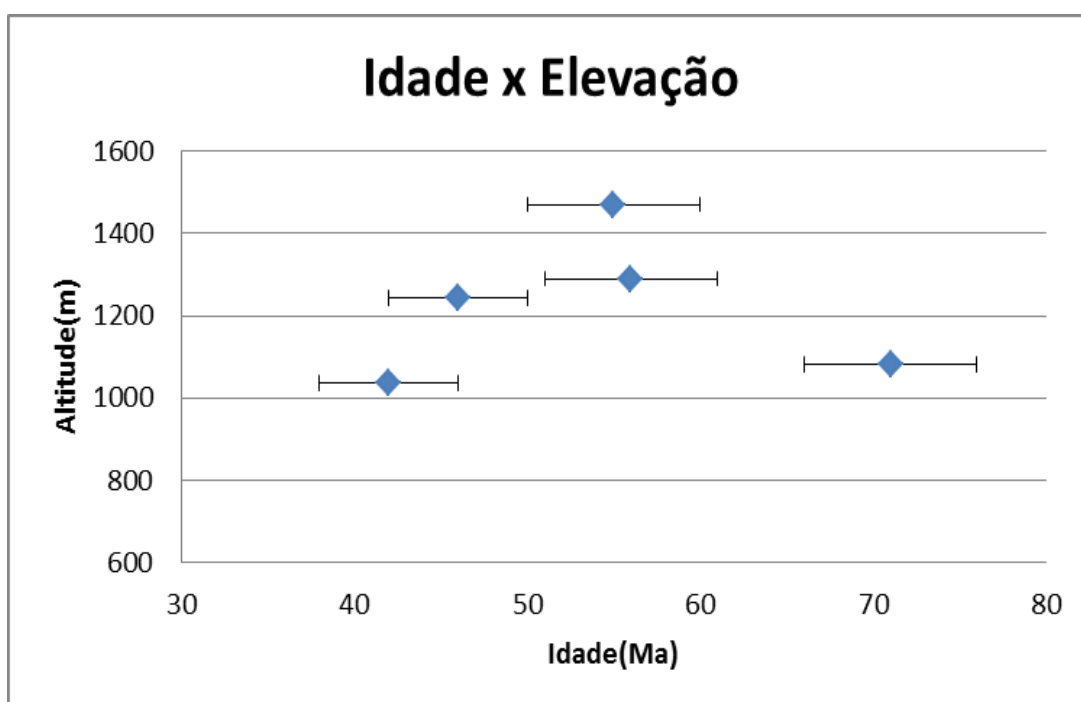


Figura 44 - Gráfico idade x elevação para região do Maciço da Pedra Branca (município de Caldas-MG). Observa-se duas tendências uma positiva e outra negativa.

Amostras	Altitude	Idade
TF-505	1036	42(4)
BRA-834	1082	71(5)
TF-508	1244	46(4)
TF-507	1290	56(5)
TF-506	1470	55(5)
TAXA DE EROSÃO	14,96m/Ma	

Tabela 11 - Taxas de erosão para região do Maciço da Pedra Branca, município de Caldas-MG

A região do Maciço da Pedra Branca (figura 44) está localizada à SE do Maciço e apresenta uma das maiores taxas erosivas. O gráfico mostra duas tendências uma positiva e outra negativa. A amostra obtida da literatura (COGNÉ et al 2011) é um pouco mais antiga que as demais criando essa dupla tendência. A tendência entre as amostras BRA-834, TF-507 e TF-506 é negativa sugerindo um evento de soerguimento entre 70 e 55Ma. Já a tendência formada pelas amostras TF-505, TF-508 e TF-506 é positiva sugerindo uma atuação maior de processos erosivos na região após os 50Ma.

6) Região de Poços de Caldas

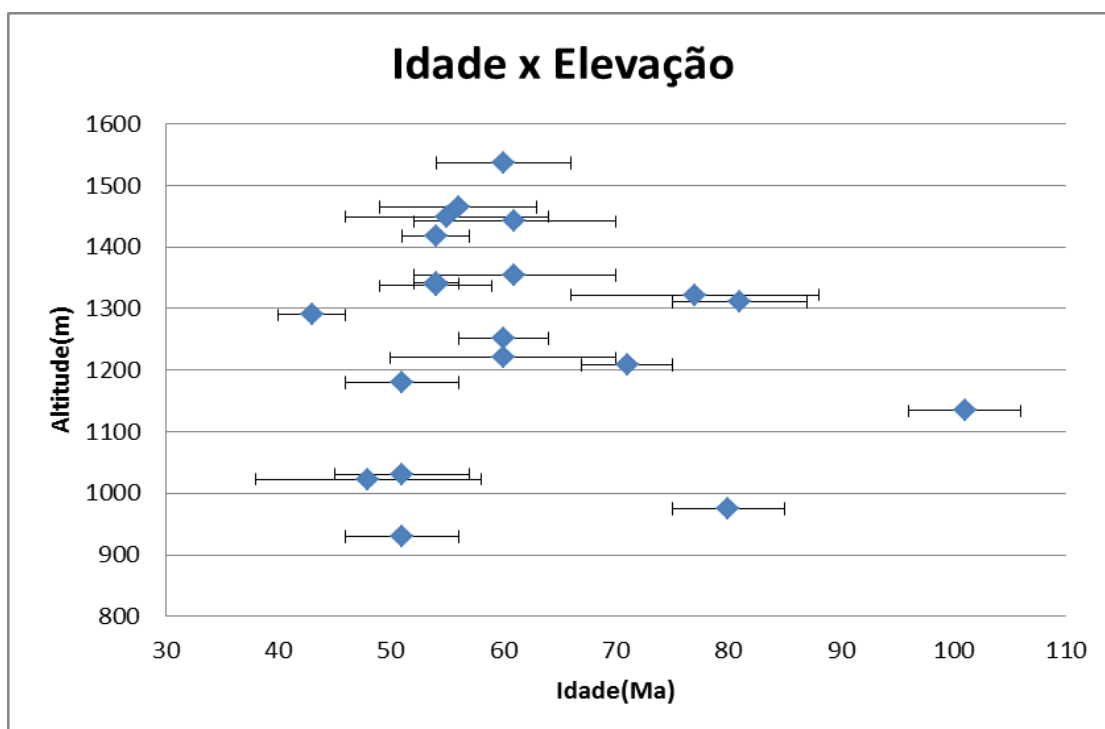


Figura 45 - Gráfico idade x elevação para região do Maciço Alcalino de Poços de Caldas. Observa-se várias tendências, e uma configuração bastante caótica por conta das diferentes idades e altitudes topográficas no interior do Maciço.

Amostras	Altitude	Idade
TF-1076	930	51(5)
BRA-829	975	80(5)
TF-1074	1023	48(10)
TF-315	1031	51(6)
TF-1207	1134	101(5)
TF-502	1180	51(5)
TF-1211	1209	71(4)
TF-1077	1220	60(10)
TF-1209	1252	60(4)
TF-1208	1290	43(3)
BRA831	1311	81(6)
TF-1188	1322	77(11)
TF-1187	1337	54(5)
TF-1180	1341	54(2)
TF-1212	1354	61(3)
TF-1186	1418	54(3)
TF-313	1442	61(9)
TF-1182	1449	55(9)
TF-1183	1465	56(7)
TF-311	1537	60(6)
TAXA DE EROSÃO	10,46m/Ma	

Tabela 12 - Taxas de erosão para região do Maciço Alcalino de Poços de Caldas

Observando o gráfico (figura 45) elaborado para região do Maciço Alcalino de Poços de Caldas, observa-se diversas tendências, refletindo a complexidade dos eventos que sucederam à intrusão. Uma primeira tendência identificada varia entre 100 e 60Ma, sendo ela negativa, pois a idade mais antiga encontra-se na base e a mais nova no topo, sugerindo um evento de soerguimento associado a própria intrusão alcalina e seu posterior resfriamento.

A segunda tendência considerada é pós 60Ma, a tendência chega a ser vertical, sugerindo que nessa região houve um forte pulso tectônico por volta dos 60Ma. Uma nova tendência, muito semelhante é verificada também em 50Ma, podendo ser aventada duas hipóteses: dois eventos de soerguimento rápido distintos pós intrusão, ou um único evento entre esses períodos que foi registrado em amostras de diferentes topografias.

6.2. Cálculo do total denudado

Como visto para o cálculo do total denudado é necessário que haja histórias térmicas da região, como também valores de grau geotérmicos. Os resultados são apresentados na tabela 13 a seguir:

Embasamento Cristalino				
Amostra	T	T0	G	D
TF-668	40	25	20	0.75
TF-668	30	25	20	0.25
TF-700	40	25	20	0.75
Bra-824	80	25	20	2.75
Bra-827	50	25	20	1.25
Maciço Alcalino				
TF-1076	40	25	38	0.39
Bra-831	30	25	38	0.13
Bra-834	30	25	38	0.14
Bra-829	30	25	38	0.15

Tabela 13 - Resultado do cálculo do total denudado para região do embasamento cristalino e da região do Maciço Alcalino de Poços de Caldas

6.3. Modelagem Térmica

As histórias térmicas foram obtidas usando o programa HeFTy (Ketcham 2007) nas amostras que foram encontradas pelo menos 50 traços confinados. Apenas uma história térmica foi obtida para a região do Maciço Alcalino de Poços de Caldas (TF-1076) e três histórias para a região cristalina a norte de Poços de Caldas (TF-667, TF-668 e TF-700). No entanto na interpretação foram utilizadas mais três histórias térmicas do Maciço

(Bra829, Bra831, Bra834 e duas da região cristalina (Bra824 e Bra827) obtidas na literatura (COGNÉ et al 2011). Foram também analisadas histórias térmicas elaboradas com dados de (U-Th-Sm)He em zircão, obtidas por Silva (2010) para região do MAPC.

Entre as amostras do embasamento cristalino quatro (TF-667, TF-668, TF-700 e Bra827) delas registram um resfriamento rápido iniciado por volta de $\sim 400\text{Ma}$ (entre $\sim 200^\circ\text{C}$ a $\sim 40^\circ\text{C}$) e um posteriormente longo período de estabilidade termal na faixa dos $\sim 40^\circ\text{C}$ até aproximadamente 150Ma quando se inicia um pequeno aquecimento em $\sim 20^\circ\text{C}$ se acentuando por volta de 80Ma , quando ocorre a intrusão alcalina nas proximidades, esse aquecimento é interrompido por um resfriamento rápido por volta de 65Ma . Já a amostra Bra824 (COGNÉ et al 2011), mostra um resfriamento rápido a partir de 300Ma entre ~ 180 a 80°C , e posteriormente um soerguimento relativamente lento até por volta de $\sim 30\text{Ma}$ quando ocorre um rápido soerguimento para a superfície. As figuras 46, 47, 48, 49 representam as histórias térmicas da região cristalina.

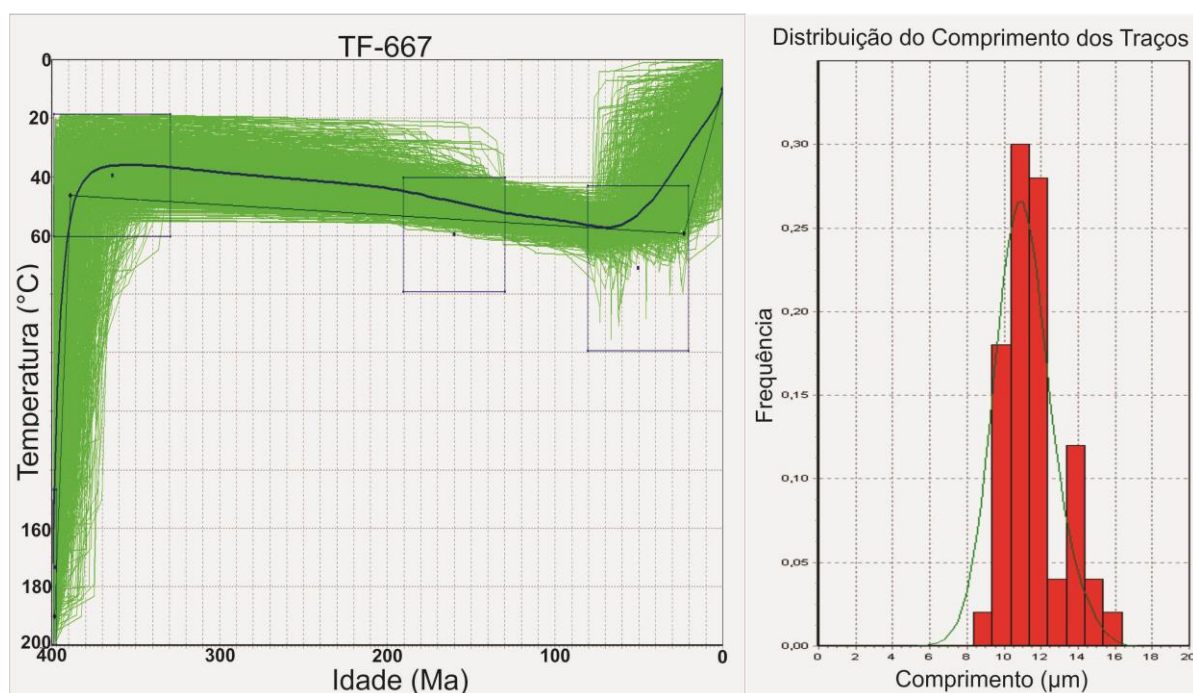


Figura 46 - Modelagem inversa e respectivo histograma de comprimentos da amostra TF-667

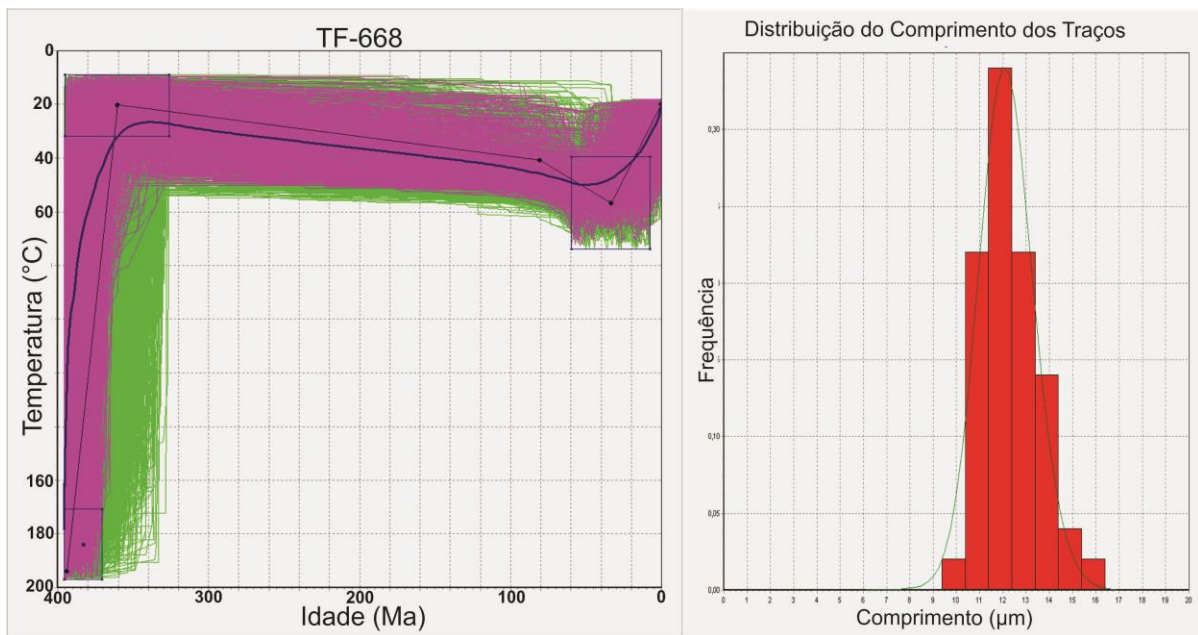


Figura 47 - Modelagem inversa e respectivo histograma de comprimentos da amostra TF-668

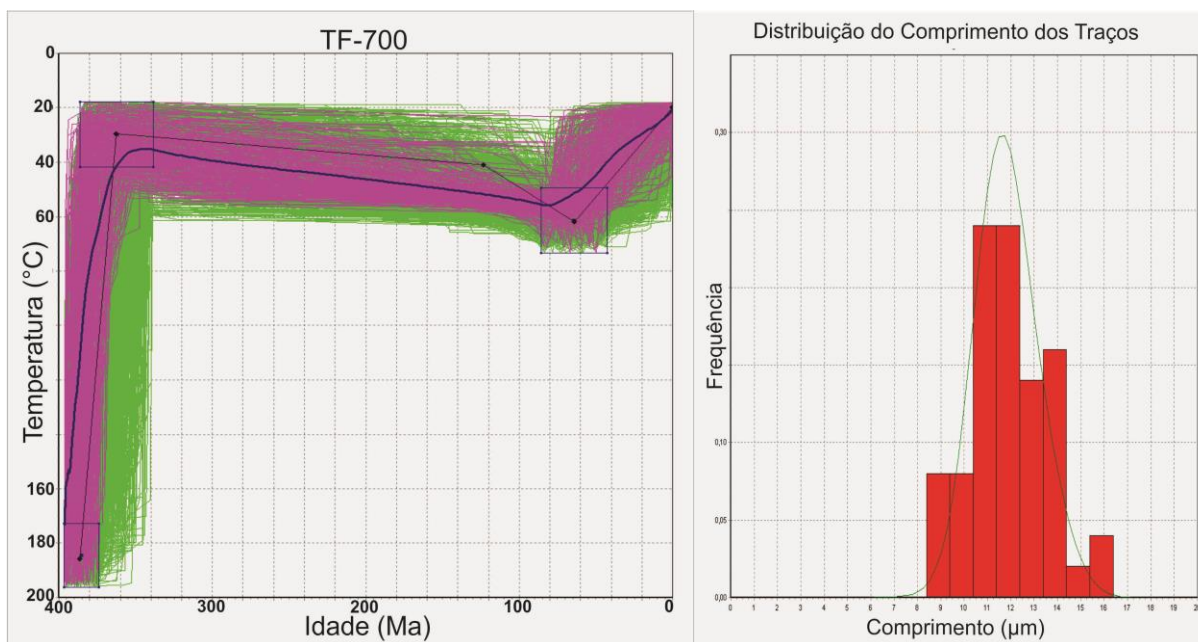


Figura 48 - Modelagem inversa e respectivo histograma de comprimentos da amostra TF-700

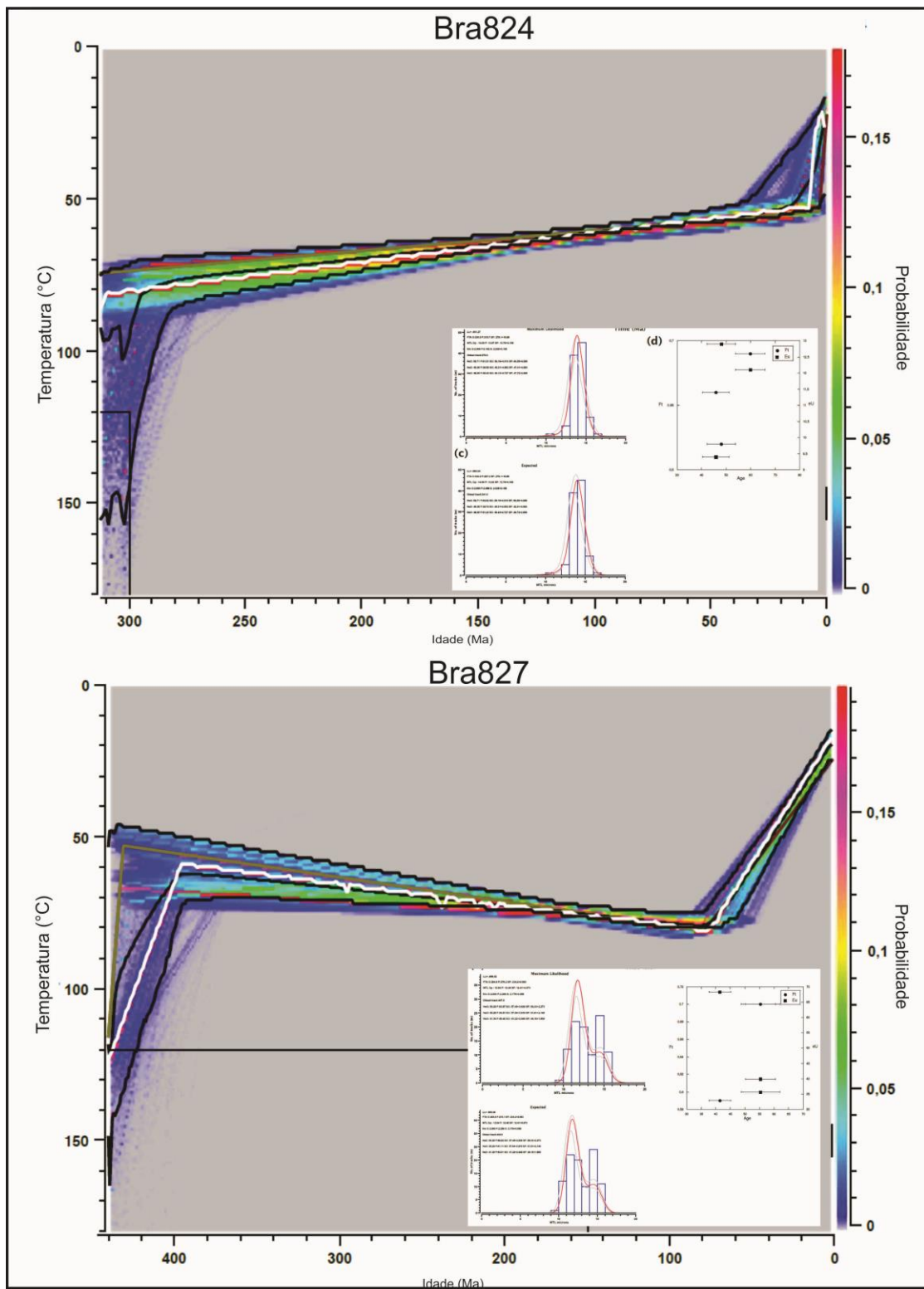


Figura 49 - Modelagem inversa e respectivo histograma de comprimentos das amostras Bra824 e Bra827(COGNÉ et al 2011)

Com relação às amostras da região do Maciço Alcalino, as amostras registram resfriamento rápido por volta de ~80Ma até ~70Ma, quando inicia uma estabilidade por volta dos 40°C permanecendo até os dias atuais. As figuras 50 e 51 ilustram essas histórias térmicas.

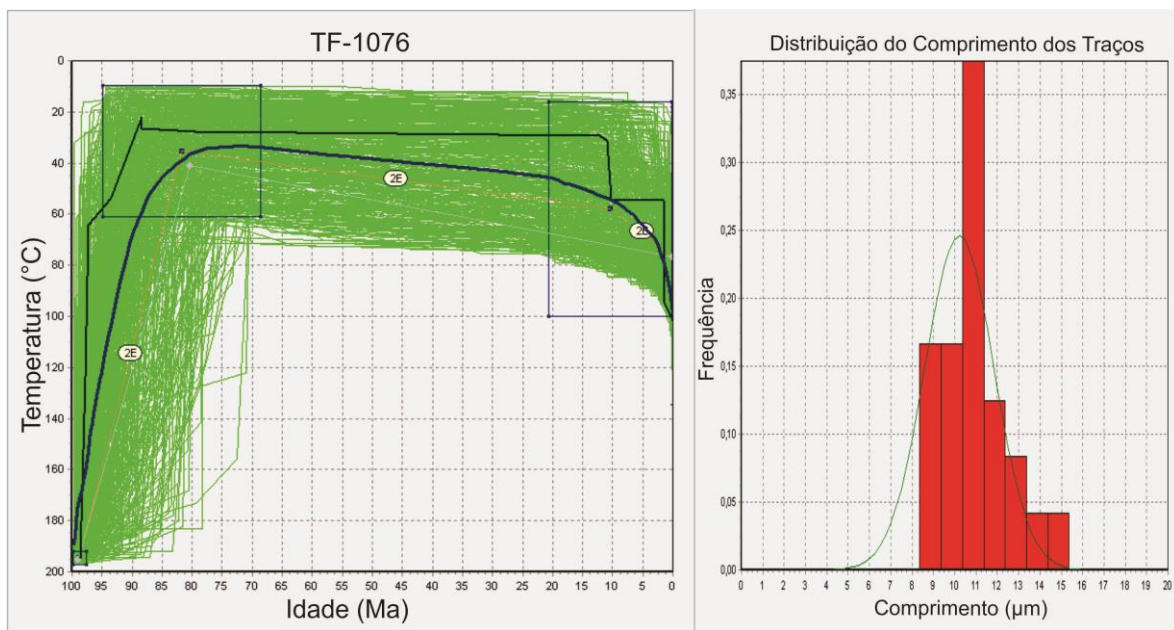


Figura 50 - Modelagem inversa e respectivo histograma de comprimentos da amostra TF-1076

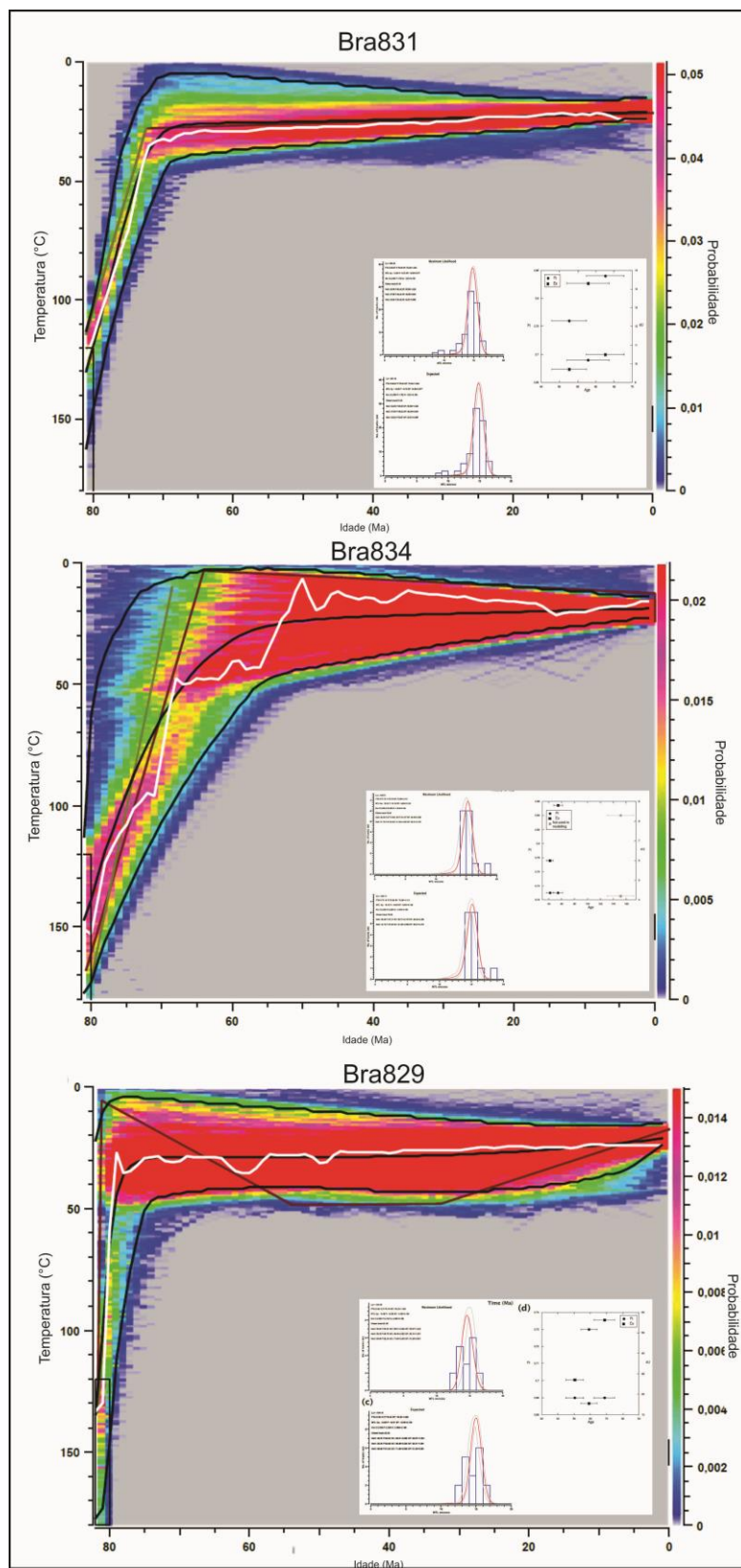


Figura 51 - Modelagem inversa e respectivo histograma de comprimentos das amostras Br831, Bra834 e Bra829(COGNÉ et al 2011).

Duas modelagens inversas obtidas por análise de (U-Th)He em zircão (SILVA, 2010) foram utilizadas para ajudar na interpretação final. A figura 52 mostra a história

térmica da amostra TF-502 da região norte do MAPC. Já a figura 53 mostra a história térmica da amostra TF-2007 localizada na borda oeste do MAPC.

As amostras apresentam uma configuração diferenciada das demais, sendo que ambas apresentam uma história de resfriamento rápido por volta dos 85Ma e um período de estabilidade na zona dos 120°C até 45Ma, quando ocorre um novo resfriamento rápido atingindo a estabilidade por volta dos 35°C em 40Ma.

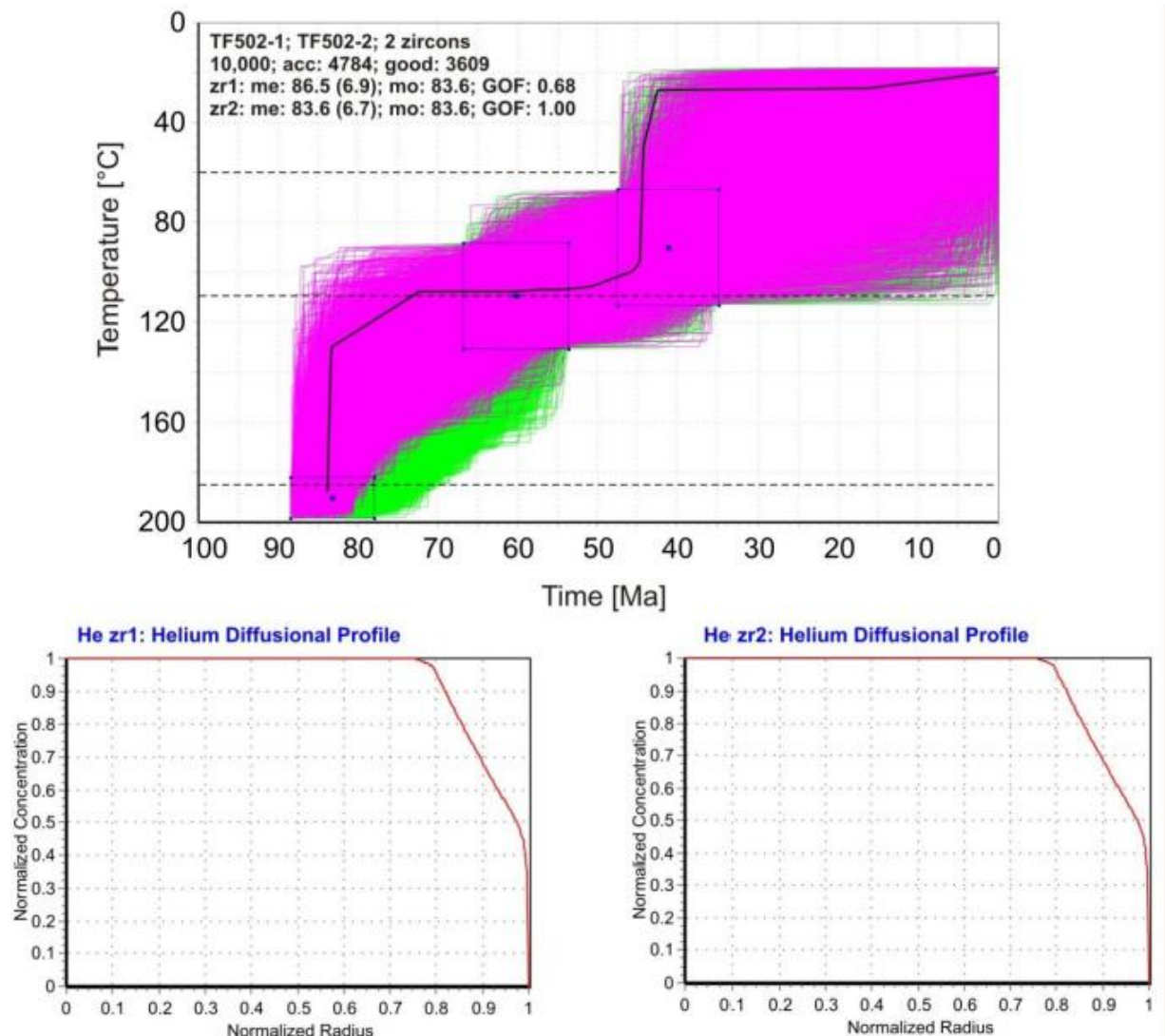


Figura 52 - Modelagem inversa para a amostra TF-502(SILVA, 2010)

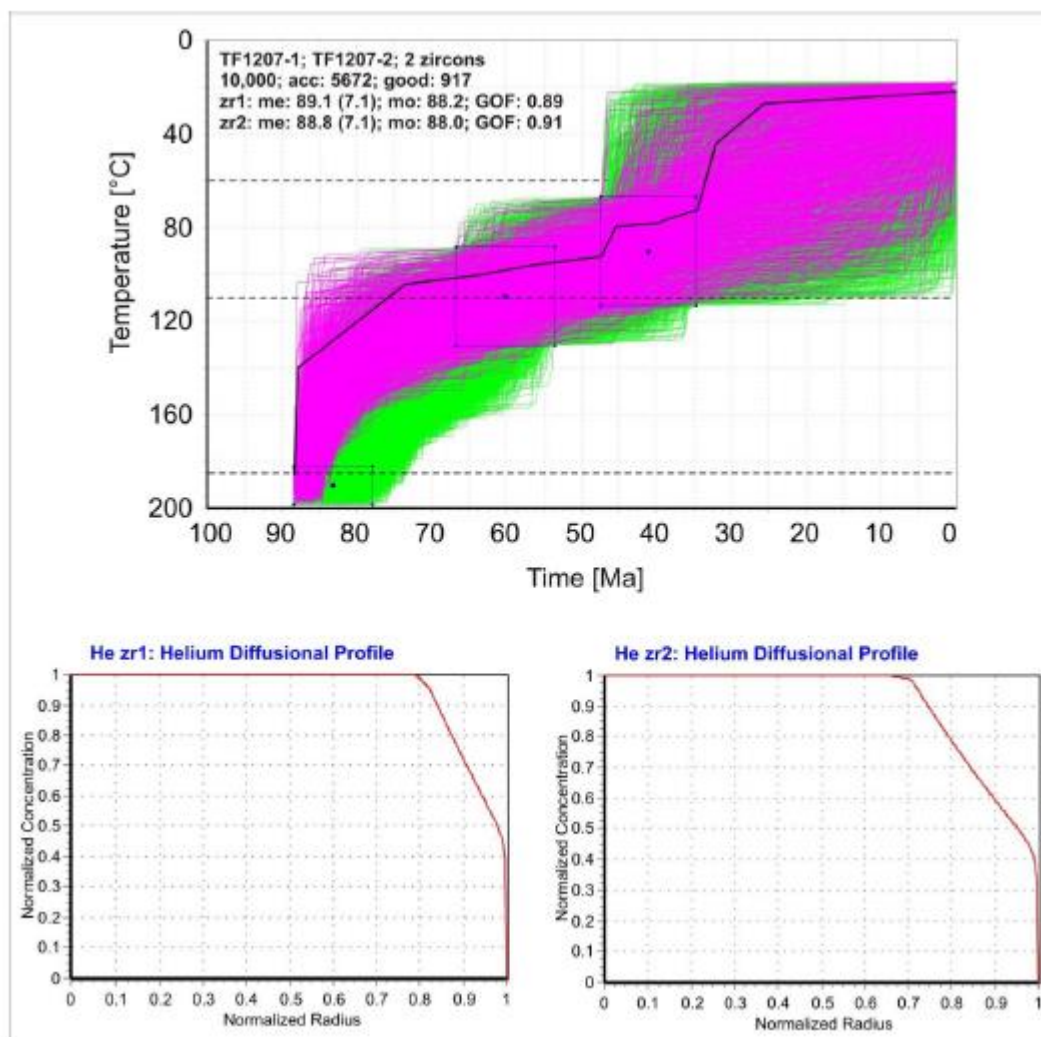


Figura 53 - Modelagem inversa para a amostra TF-1207 (SILVA, 2010)

6.4. Modelagem Termocinemática 3D

A modelagem termocinemática 3D realizada no programa PECUBE, levou em consideração diversos fatores, como descritos por Braun, (2003). Devido à complexidade do programa, a modelagem foi feita para apenas uma parte da área de estudos, com o intuito de testar os dados para posteriormente expandir essa modelagem para uma área maior correspondendo à área total do estudo. Foram considerados inicialmente parâmetros, obtidos a partir de dados da bibliografia (Araujo, 1980; Slavec et al.2004; Hanza et al. 2005). O programa de visualização dos dados obtidos pelo PECUBE, não tem uma resolução muito boa sendo assim, os dados de idade e topografia foram re-interpolados no programa Surfer 10 (GoldenSoftware).

Devido à complexidade da área de estudos, especialmente pelo fato da região do Maciço Alcalino de Poços de Caldas apresentar diferentes graus e fluxos geotérmicos, foram modeladas três áreas. Assim a região foi subdividida em três áreas: Poços de Caldas

(PC); Morro do Ferro (MF) e Zona Cristalina do Norte (ZCN). A figura 42 mostra a localização das respectivas áreas.

6.4.1. Resultados da Modelagem para Zona Cristalina do Norte

Foram considerados os seguintes parâmetros para obtenção dos resultados para a Zona Cristalina do Norte:

Parâmetros termais:

Modelo de espessura crustal: 30km

Numero de pontos na direção vertical: 30

Difusividade Termal: 25km/Ma (Braun et al 2005)

Temperatura na base do modelo: 300°C

Taxa de lapso atmosférico: 0

Produção de calor crustal: 3,5 C°/Km (Braun et al 2005)

Tempo de resposta erosional: 1000

Número de etapas do cenário tectono-mórfico: 3

Início: 300Ma

1º Evento: 150Ma

2º Evento: 80Ma

Observando o modelo gerado pelo PECUBE, para a ZCN (Figura 54), é possível notar que as taxas de exumação atuais são maiores para as regiões mais elevadas como o alto de Divinolândia a sul e o Maciço de Guaxupé a norte. Enquanto nas áreas de sedimentação como o fundo do vale do alto Rio Pardo, essas taxas de exumação são menores.

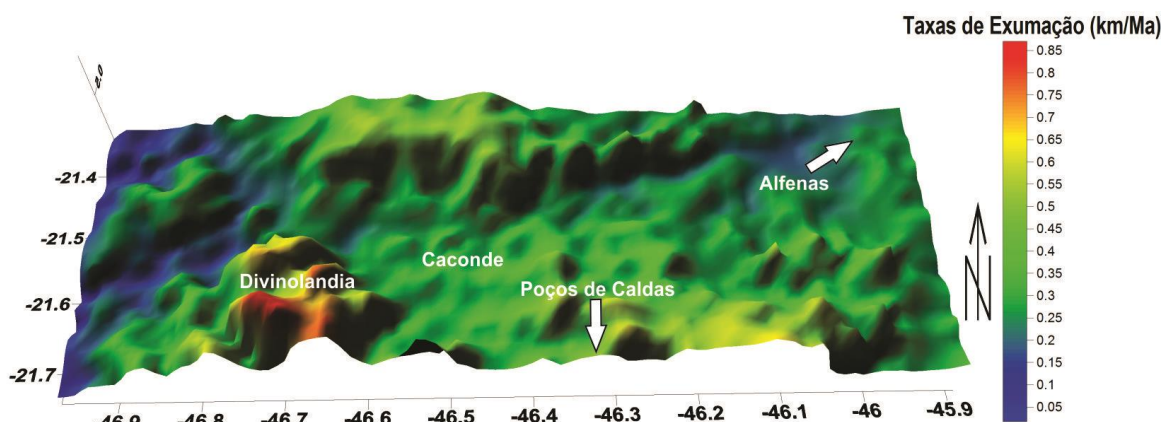


Figura 54 - Taxas de Exumação atuais calculada pelo PECUBE para a região denominada Zona Cristalina do Norte.

Na ZCN o programa PECUBE, simula idades de (U-Th)He em apatitas que teoricamente deveriam ser obtidas atualmente em campo. Observando a figura 55 é possível analisar essas idades, e constatar que elas variam entre 270 a 50Ma, sendo que a idade decresce conforme a altitude, ou seja, as idades mais novas estão no topo, e as mais antigas na base, nos fundos de vale.

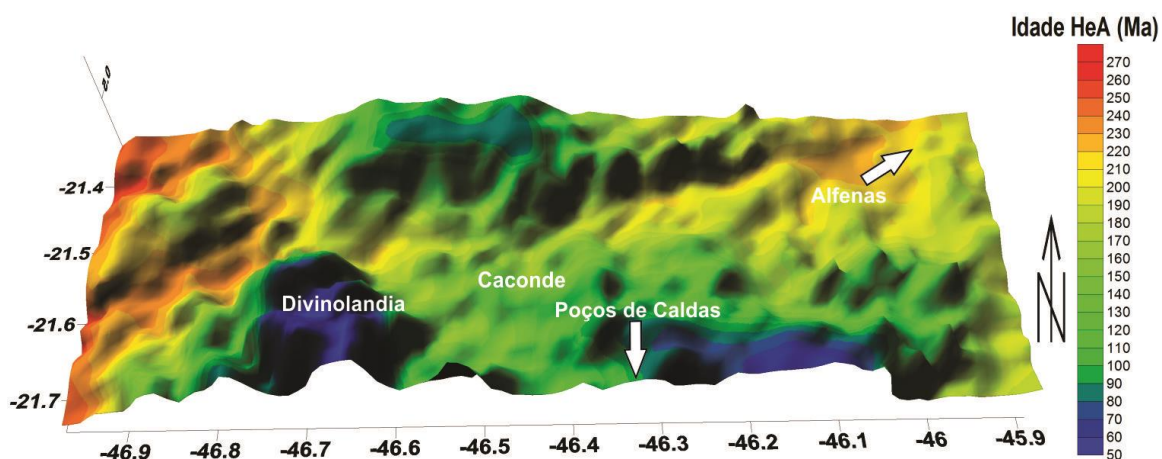


Figura 55 - Idade de (U-Th)He simuladas pelo programa PECUBE para a ZCN.

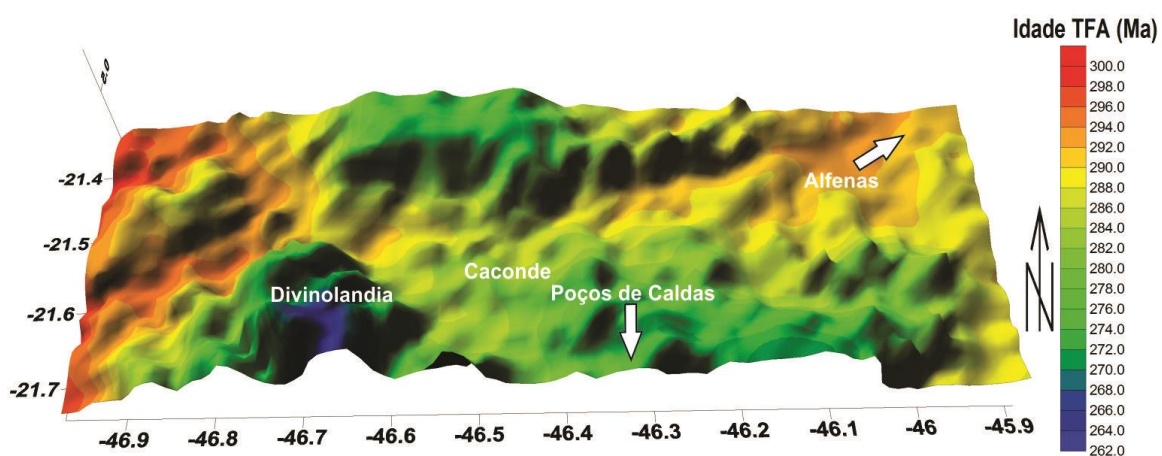


Figura 56 - Idade de (U-Th)He em Zircão simuladas para ZCN

As idades de (U-Th)He em Zircão simuladas para a ZCN (Figura 56) não variam dos 295,5 Ma, no entanto a figura apresenta uma variação de cores sugerindo idade de alguns anos mais nova nos topos. O programa não se mostra muito eficiente para modelar idades desse termocronômetro.

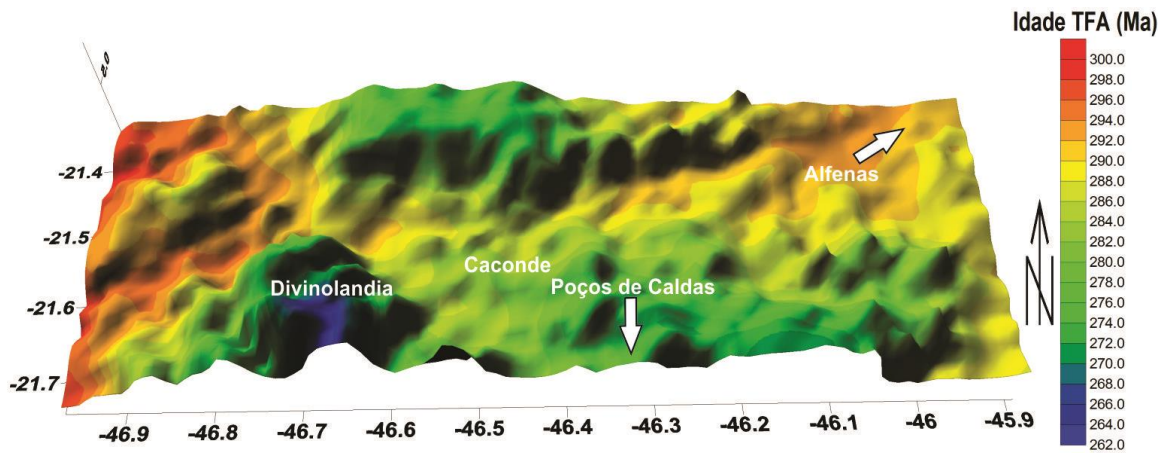


Figura 57 - Idade de Traços de Fissão em Apatitas simuladas para ZCN

As idades de TFA simuladas para a ZCN, como mostra a figura 57, variam entre 300 e 262 Ma, novamente decrescendo conforme aumenta a topografia. As idades simuladas estão bem próximas às idades obtidas pelo método, com exceção da região de Divinolândia, cuja topografia chega a 1400m de altitude estando muito próxima ao Maciço Alcalino. Nessa região as idades de TFA obtidas são de ~90Ma, sugerindo que devido sua proximidade com a intrusão, seu grau geotérmico ainda é elevado, assim como sua topografia. Isso mostra a relação entre idade, elevação e grau geotérmico. Assim quanto mais quente o grau geotérmico, mais elevada a topografia, mais nova a idade.

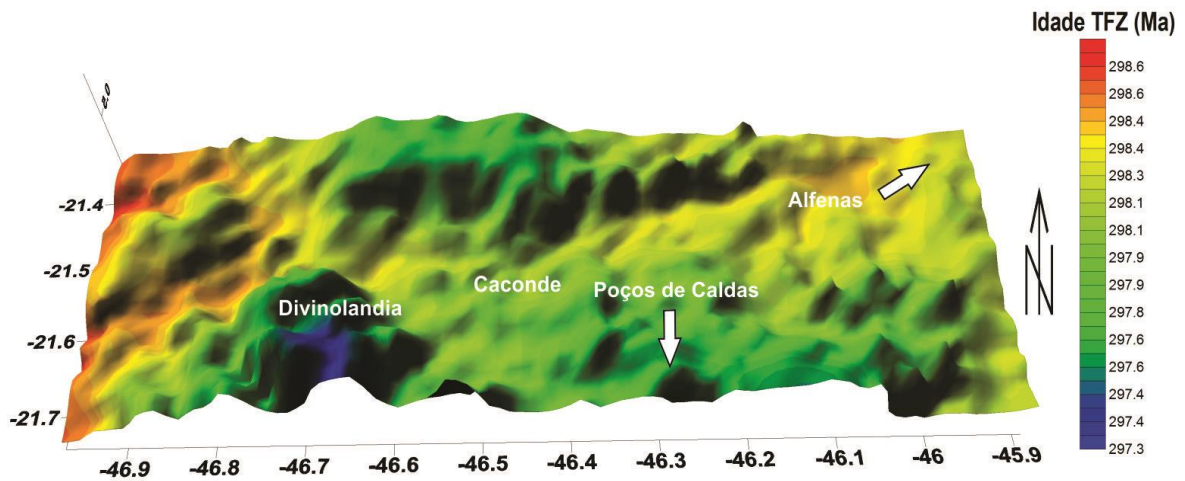


Figura 58 - Idades de Traços de Fissão em Zircão simuladas para a ZCN

As idades de TFZ não diferem muito dos outros termocronômetros mais quentes, não variam muito, abrangendo valores entre 298,6 a 297,3Ma, mostrando novamente idades mais novas nos topos. A figura 58 ilustra o resultado de taxas de exumação da modelagem direta para a zona cristalina do norte em 300, 150, 80Ma e atual. As maiores taxas de exumação são de 80Ma nas regiões mais elevadas.

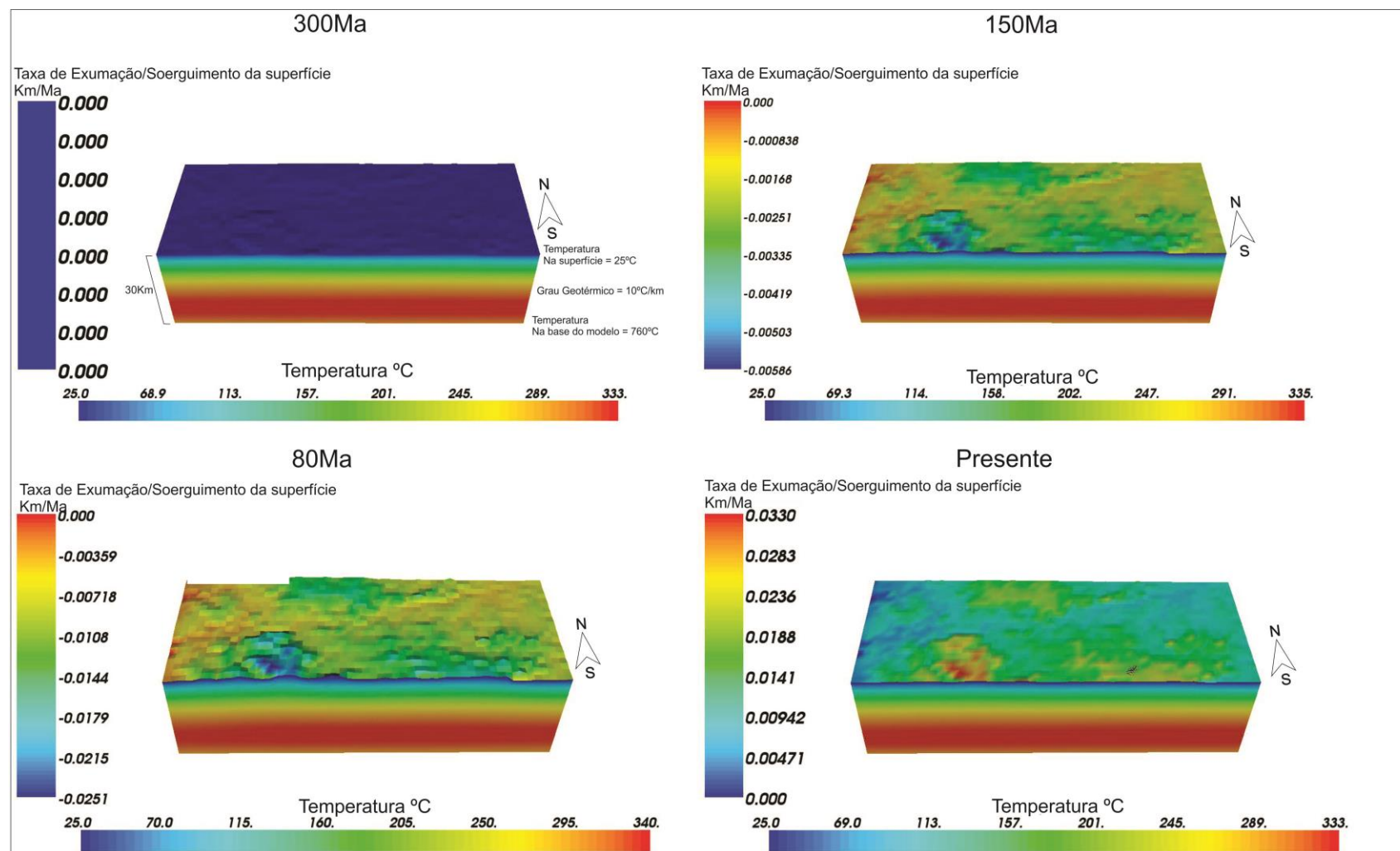


Figura 59 - Resultado da Modelagem Direta. Taxas de exumação pra Zona Cristalina Norte em 300, 150, 80Ma e presente.

6.4.2. Resultados da modelagem para o Maciço Alcalino de Poços de Caldas

Foram considerados os seguintes parâmetros para obtenção dos resultados para a Zona Cristalina do Norte:

Modelo de espessura crustal: 20km

Numero de pontos na direção vertical: 30

Difusividade Termal: 25km/Myr (Braun et al 2005)

Temperatura na base do modelo: 760°C

Taxa de lapso atmosférico: 0

Produção de calor crustal: 4,25 C°/Km (Braun et al 2005)

Tempo de resposta erosional: 1000

Número de etapas do cenário tectonomófico: 3

Início: 150Ma

1º Evento: 80Ma

2º Evento: 60Ma

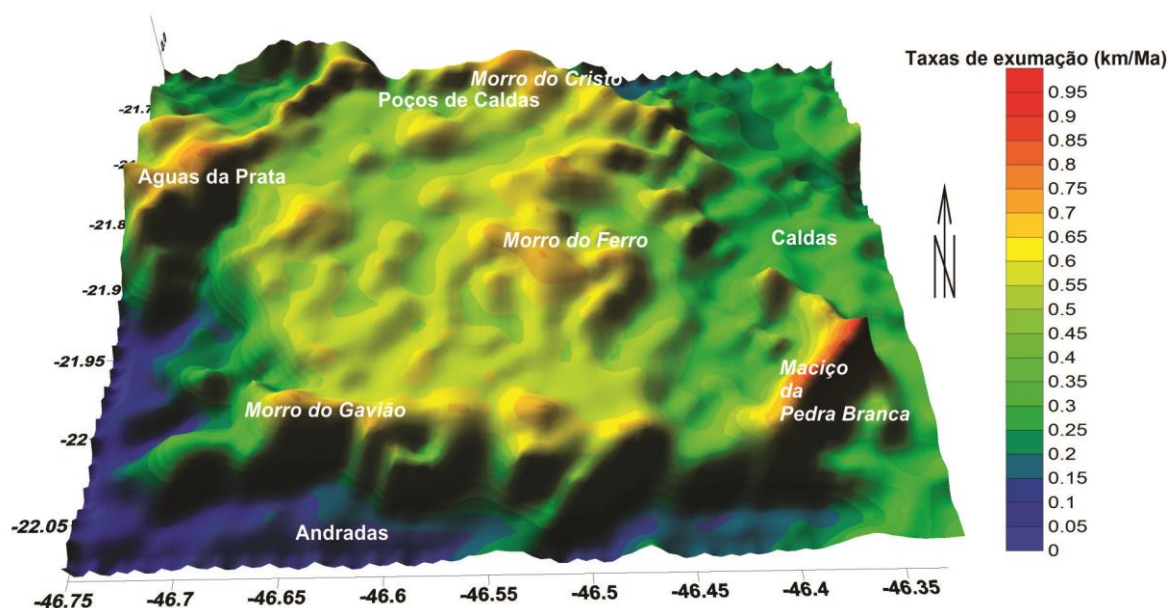


Figura 60 - Taxas de Exumação modeladas para região do Maciço Alcalino de Poços de Caldas(MAPC)

A modelagem termocinemática da região do MAPC mostra que atualmente as taxas de exumação variam entre ~1km/Ma nas áreas mais elevadas (Figura 60), como no Maciço da Pedra Branca a sudeste. Por outro lado essas taxas chegam à zero nas regiões de topografia menos elevada, do embasamento cristalino a sudoeste, em direção à borda da Bacia do Paraná e a nordeste próximo ao vale do Alto Rio Pardo.

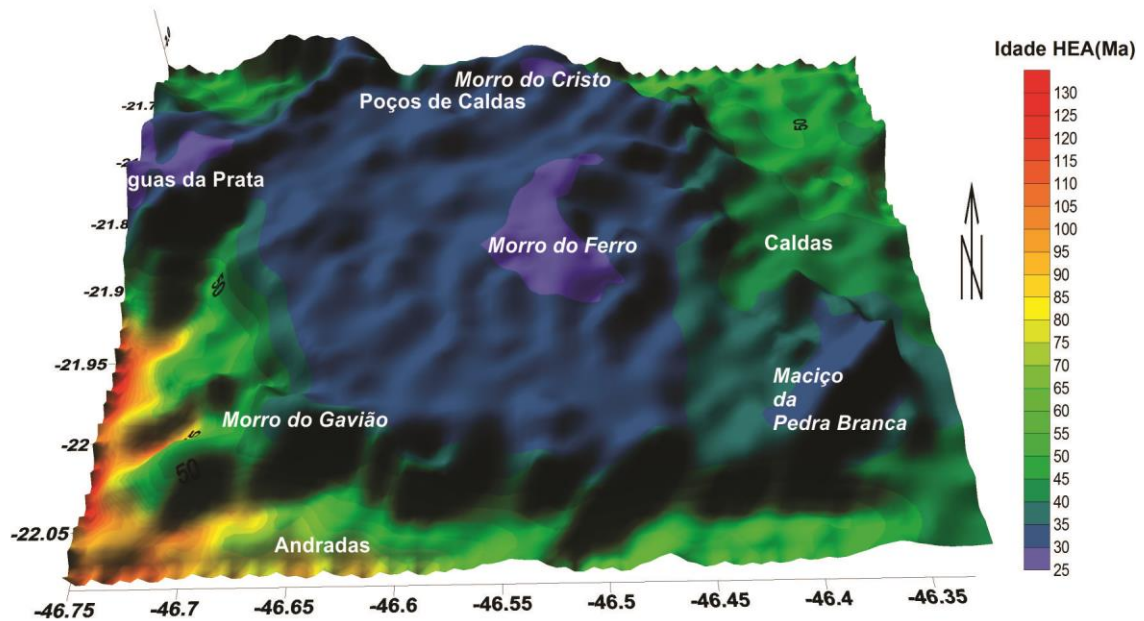


Figura 61 - Modelagem das idades de (U-Th)/He em apatitas da região do MAPC.

A modelagem termocinemática do MAPC (Figura 61) simulou idades de (U-Th)He em apatitas entre 130 a 25Ma, variando de acordo com a topografia, sendo as idades mais novas nos topos e as mais antigas na base. Essas idades não batem com idades obtidas na região por Cogné *et al* (2011), em que a idade mais nova que os autores obtiveram para a região alcalina foi de ~57Ma e as mais velhas variando entre 83 e 75Ma. Essa diferença entre a idade obtida e simulada será explicada posteriormente.

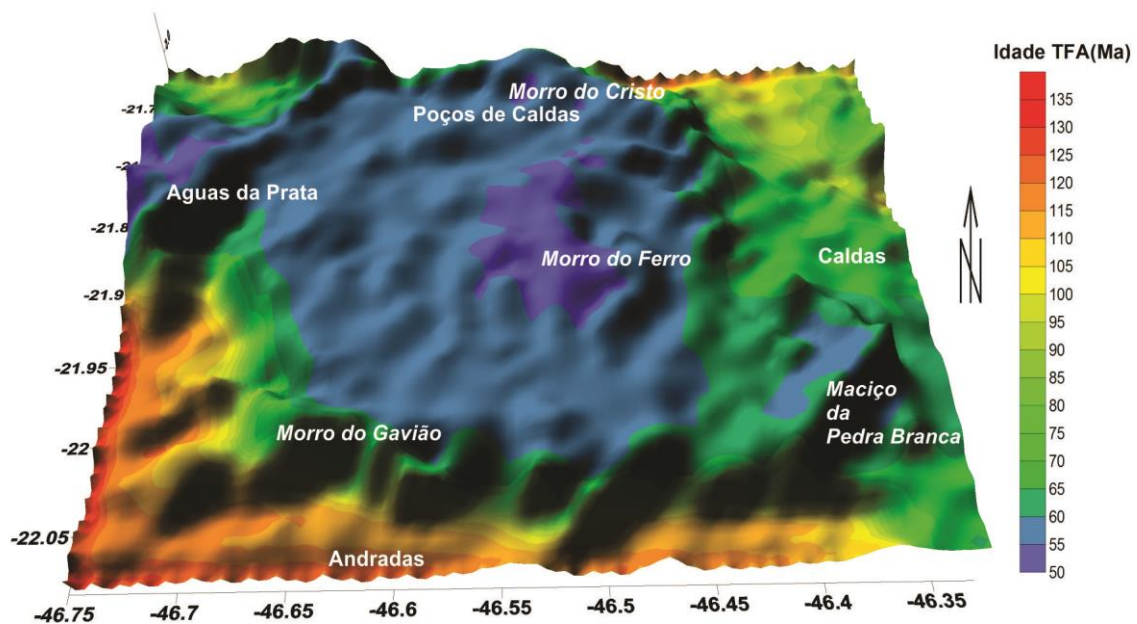


Figura 62 - Idades TFA modeladas para região do MAPC

As idades de TFA modeladas para o MAPC (Figura 62) variam entre 135 e 50Ma. As mais antigas variam entre 135 e 100Ma nas regiões do embasamento cristalino a sudoeste e a nordeste e as mais recentes na região central da intrusão, na região do chamado Morro do Ferro, e ainda nas regiões elevadas do Maciço da Pedra Branca a sudeste, variando entre 60 a 50M.

A figura 63 mostra as idades de (U-Th)He em zircão para a região do MAPC, que variam entre 128 a 74Ma, sendo que as idades mais novas estão concentradas na região central do MAPC e as mais antigas nas bordas e nas regiões de topografia menos elevada. Comparando esses resultados com análises feitas por Silva (2010), podemos perceber uma sutil diferença nas idades, pois a autora obtém idades entre 228 a 75Ma para essa região.

Já a figura 64, ilustra as idades de Traços de Fissão em Zircão modeladas para a região do MAPC. O programa simula uma história que varia entre 120Ma a 114Ma. Essas idades não seriam compatíveis com as idades reais, pois o Maciço tem apenas ~80Ma.

As idades Ar/Ar (figura 65) simuladas pelo PECUBE são as que mais apresentam problemas em relação as idades reais. A variação é muito pequena, variando de 118.03 a 118.19Ma.

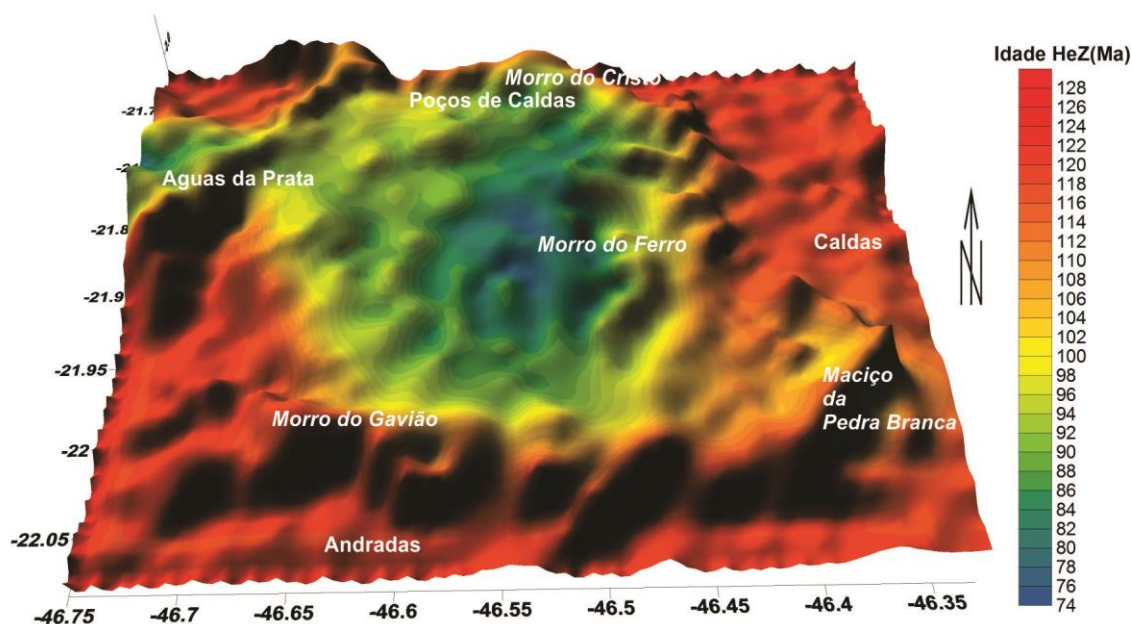


Figura 63 - Idades de (U-Th)He em Zircão modeladas para região do MAPC

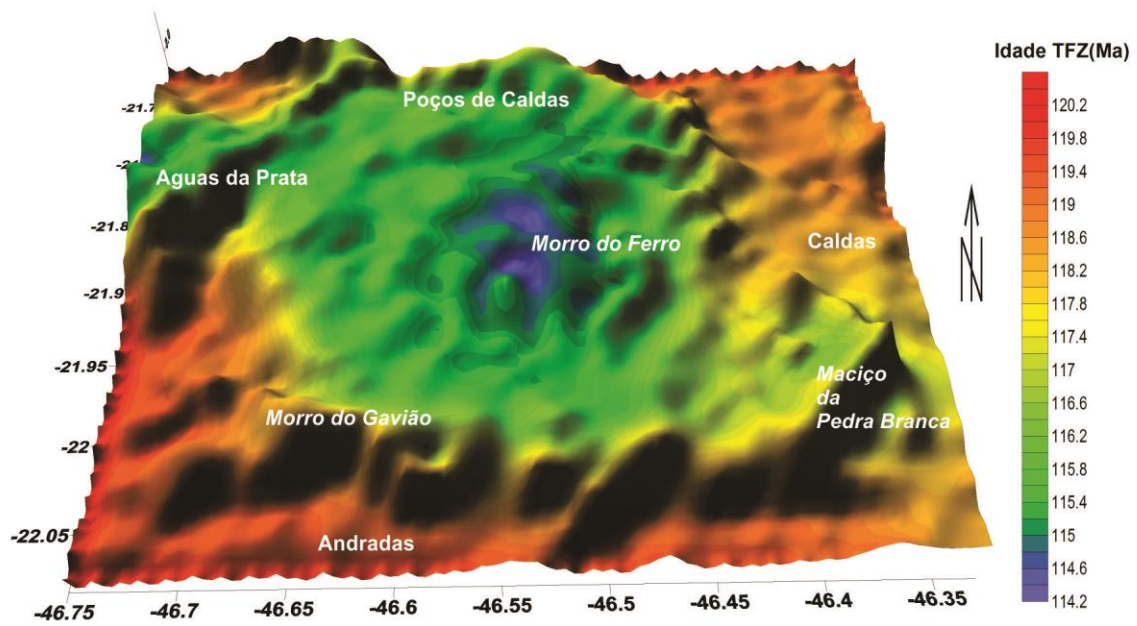


Figura 64 - Idades de Traços de Fissão em Zircão modeladas para região do MAPC

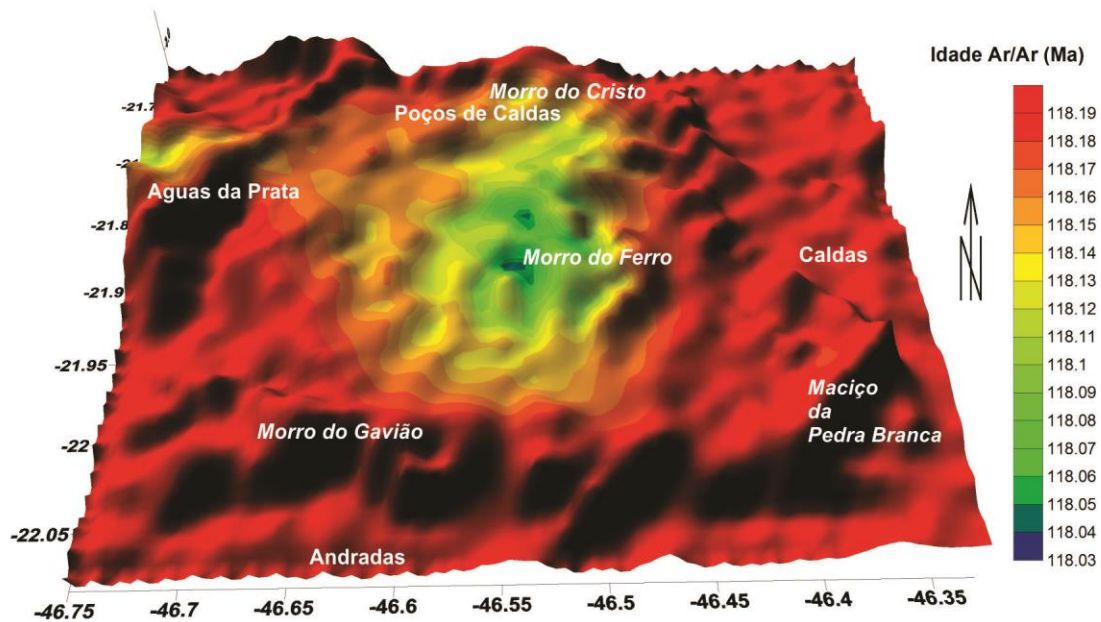


Figura 65 - Idades Ar/Ar modeladas para a região do MAPC

A partir da análise dos resultados identificaram-se vários problemas com a modelagem, quando as idades simuladas eram de termocronômetros mais elevados como TFA, TFZ e Ar/Ar. As idades modeladas divergem muito das idades reais.

A modelagem direta para o maciço de Poços de Caldas teve como resultado taxas de exumação em 120, 80, 50Ma e presente. Sendo que as taxas mais elevadas são em 80Ma nas regiões mais elevadas. Prevalecendo taxas erosivas mais altas nos dias atuais.

Na tentativa de minimizar o problema, resolveu-se modelar uma região chave, dentro do MAPC, em que o grau geotérmico fosse relativamente conhecido, no caso a região escolhida foi o Morro do Ferro, na região centro-leste da intrusão.

Os valores negativos indicam maior predomínio de soerguimento, sendo que as maiores taxas são em 80Ma quando ocorre a intrusão alcalina. No período posterior após 50Ma as taxas passam a ser positivas ou seja passa a predominar as taxas erosivas sobre as de soerguimento.

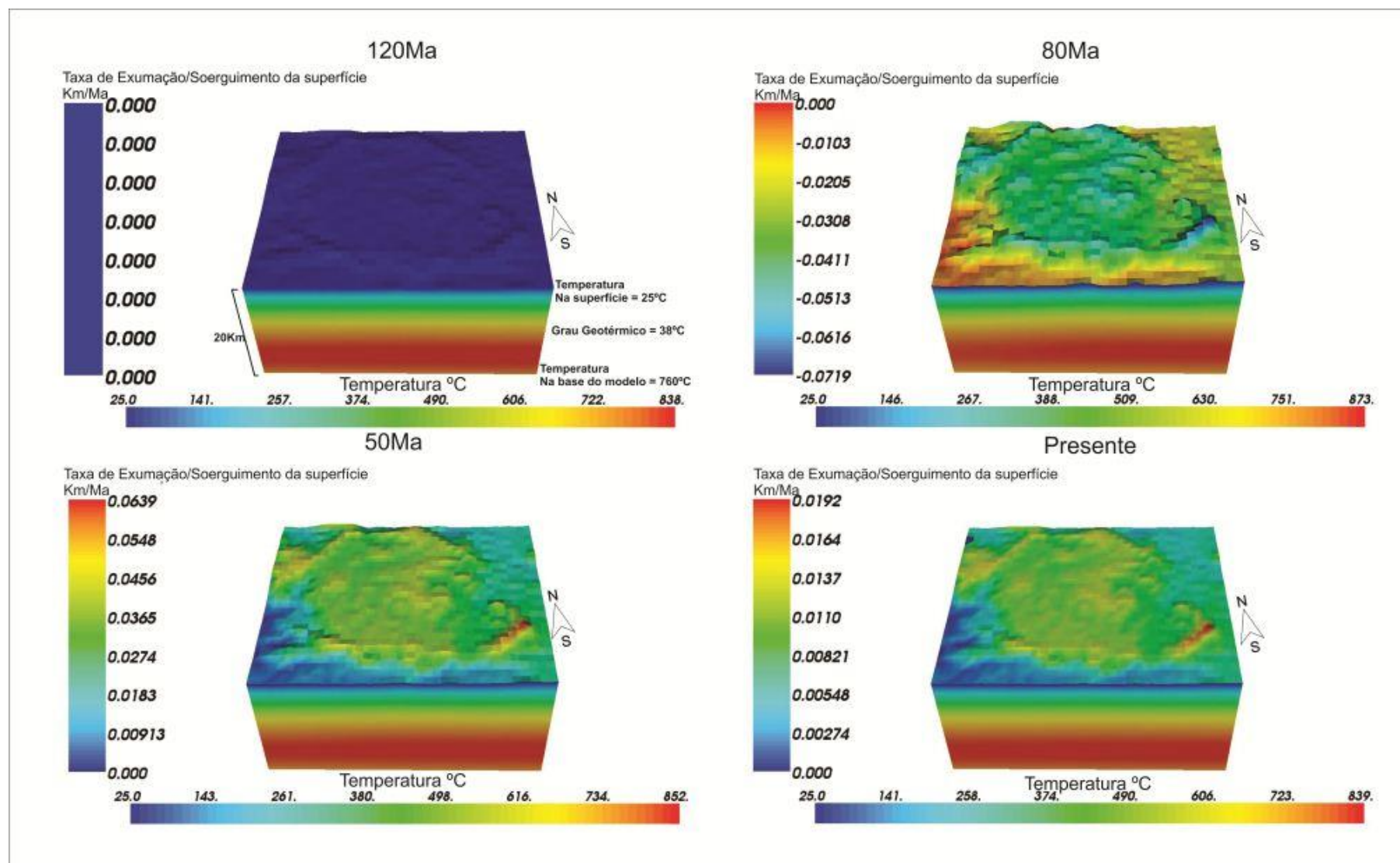


Figura 66 - Resultado da Modelagem Direta. Taxas de exumação pra Região do Maciço Alcalino de Poços de Caldas em 120, 80, 50Ma e presente

6.4.3. Resultados da modelagem para a região do Morro do Ferro

Foram considerados os seguintes parâmetros para obtenção dos resultados para a Zona Cristalina do Norte:

Parâmetros termais:

Modelo de espessura crustal: 10km

Numero de pontos na direção vertical: 30

Difusividade Termal: 25km/Myr (Braun et al 2005)

Temperatura na base do modelo: 380°C

Taxa de lapso atmosférico: 0

Produção de calor crustal: 8 C°/Km (Braun et al 2005)

Tempo de resposta erosional: 1000

Número de etapas do cenário tectonomófico: 3

Início: 80Ma

1º Evento: 60Ma

2º Evento: 40Ma

A modelagem termocinemática da região do Morro do Ferro mostra que atualmente as taxas de exumação (figura 67) variam entre ~0.4km/Ma nas áreas mais elevadas onde ainda se preserva a borda circular da estrutura, a oeste. As taxas chegam a 0.02km/Ma nas regiões de topografia menos elevada, a leste, onde os processos erosivos parecem ter sido mais atuantes.

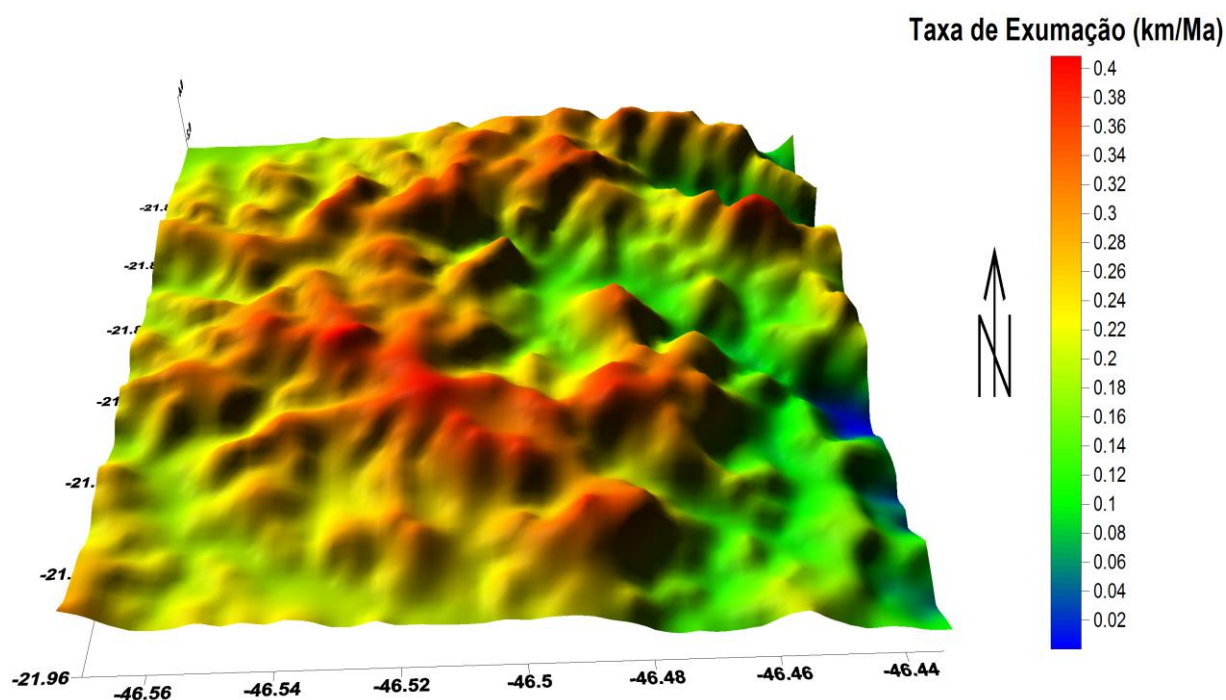
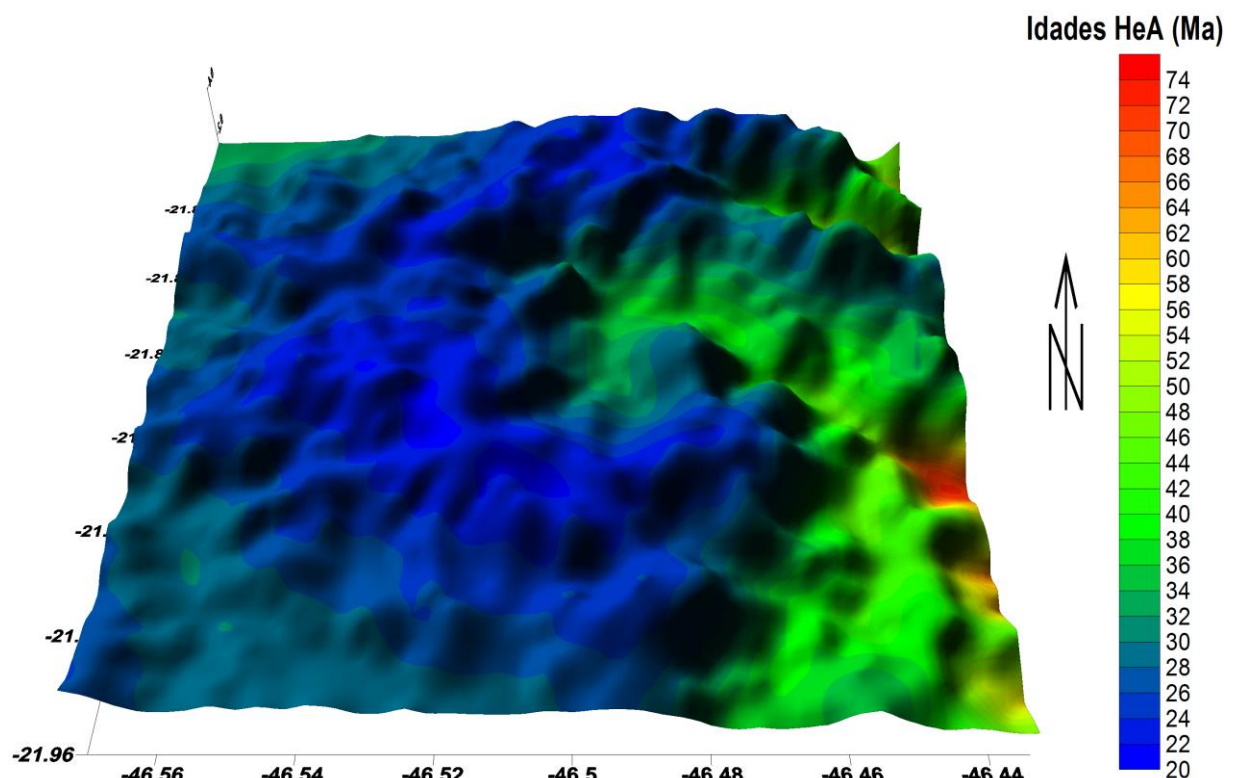


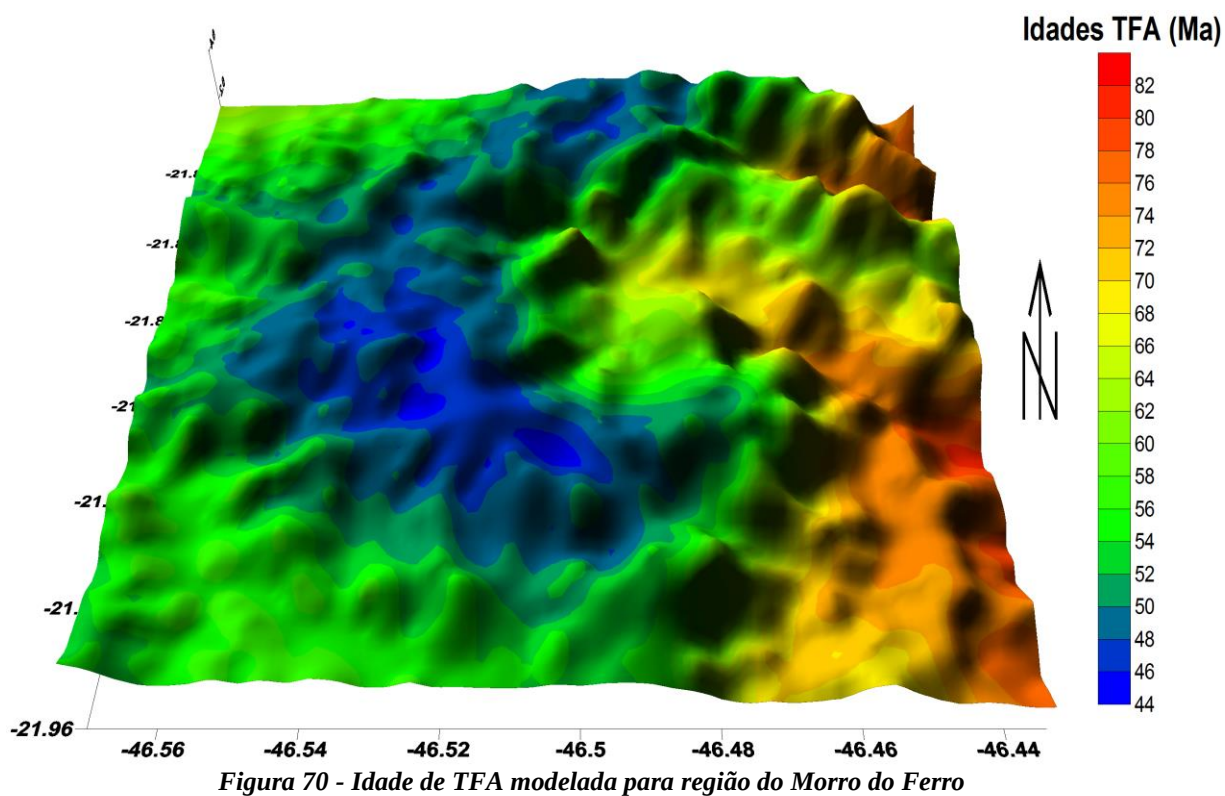
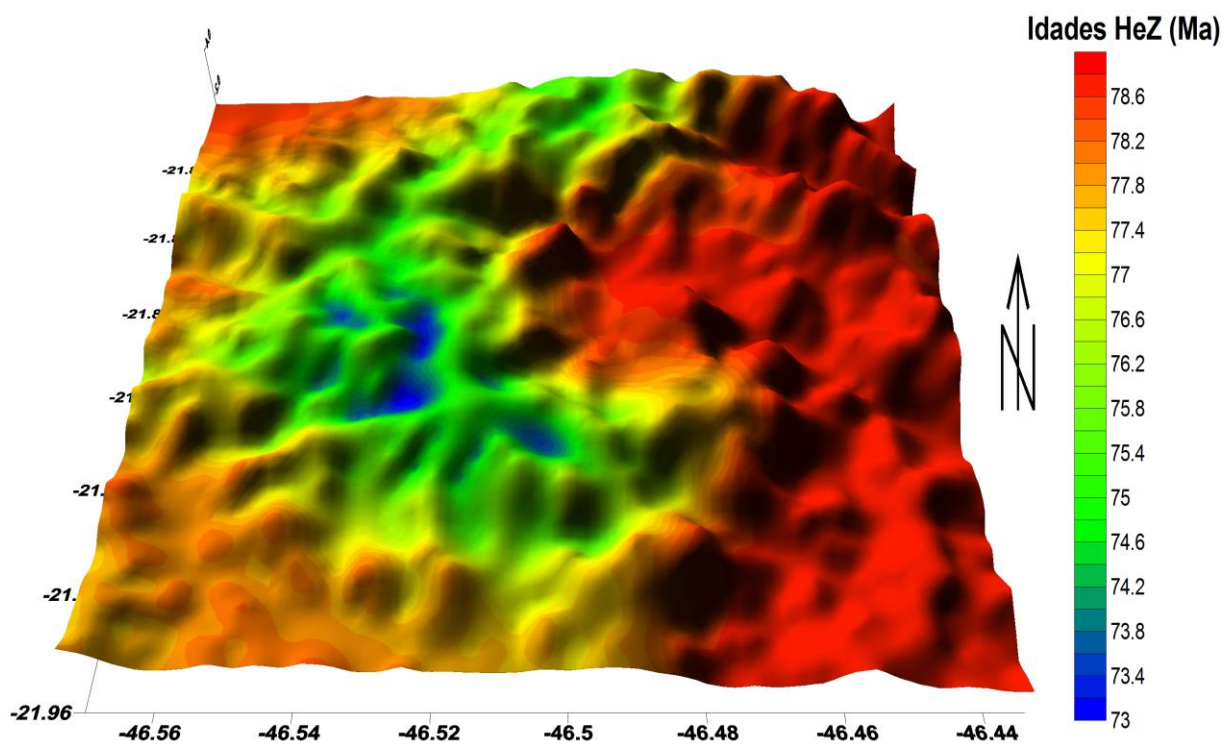
Figura 67 - Taxas de exumação simuladas para região do Morro do Ferro

A modelagem termocinemática do Morro do Ferro (Figura 68) simulou idades de (U-Th)He em apatitas entre 74 a 20Ma, variando de acordo com a topografia, sendo as idades mais novas nos topos e as mais antigas na base. Não há idades deste termocronometro para essa região específica, mas considerando que faz parte do MAPC, muito provavelmente as idades não seriam muito diferenciadas das obtidas por Cogné et al (2011).

A figura 69 mostra as idades de (U-Th)He em zircão, que variam entre 78 a 73Ma, sem diferenciar muito entre a borda circular oeste e a borda erodida a leste, mantendo o padrão das outras idades simuladas.

A modelagem representada nas figuras 70, 71 e 72 apresenta o mesmo padrão, ou seja, idades antigas na base e recentes nos topos, não ultrapassando os 80Ma de anos. Nesse sentido as idades de TFA se apresentam próximas às obtidas na realidade, não sendo mais novas que 44Ma.





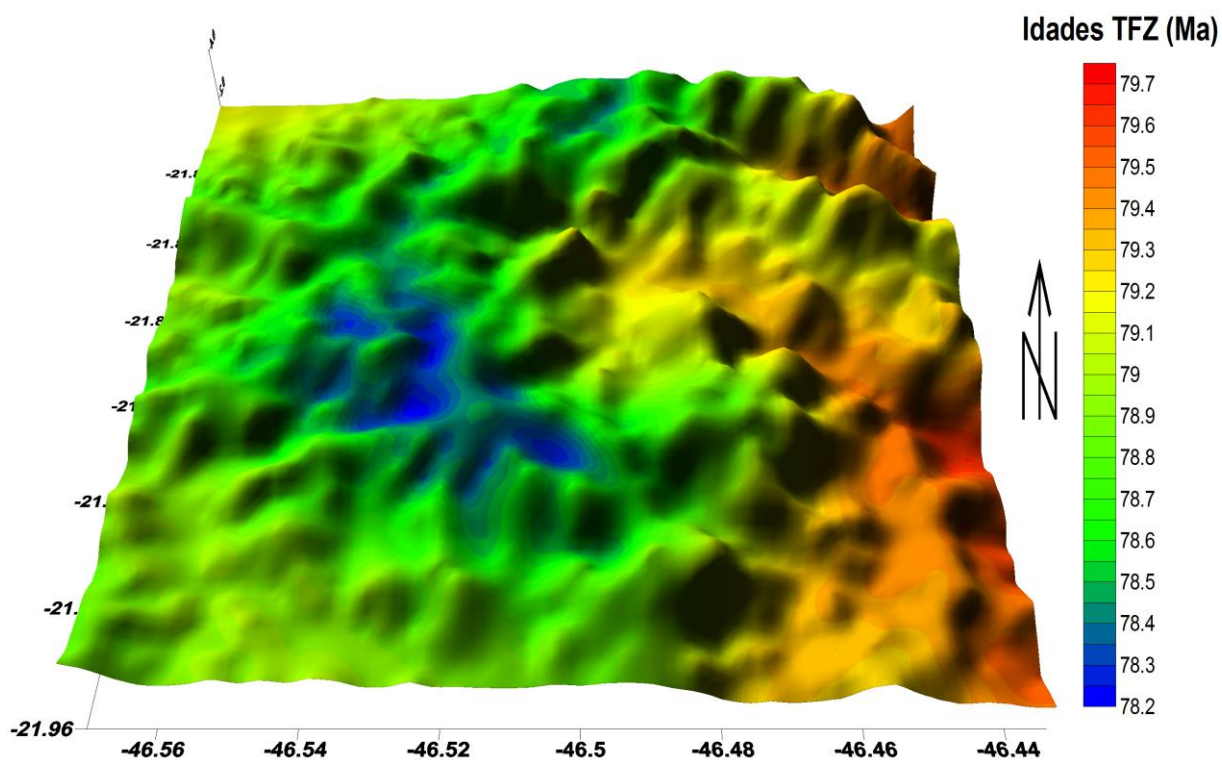


Figura 71 - Idades de Traços de Fissão em Zircão modeladas para região do Morro do Ferro

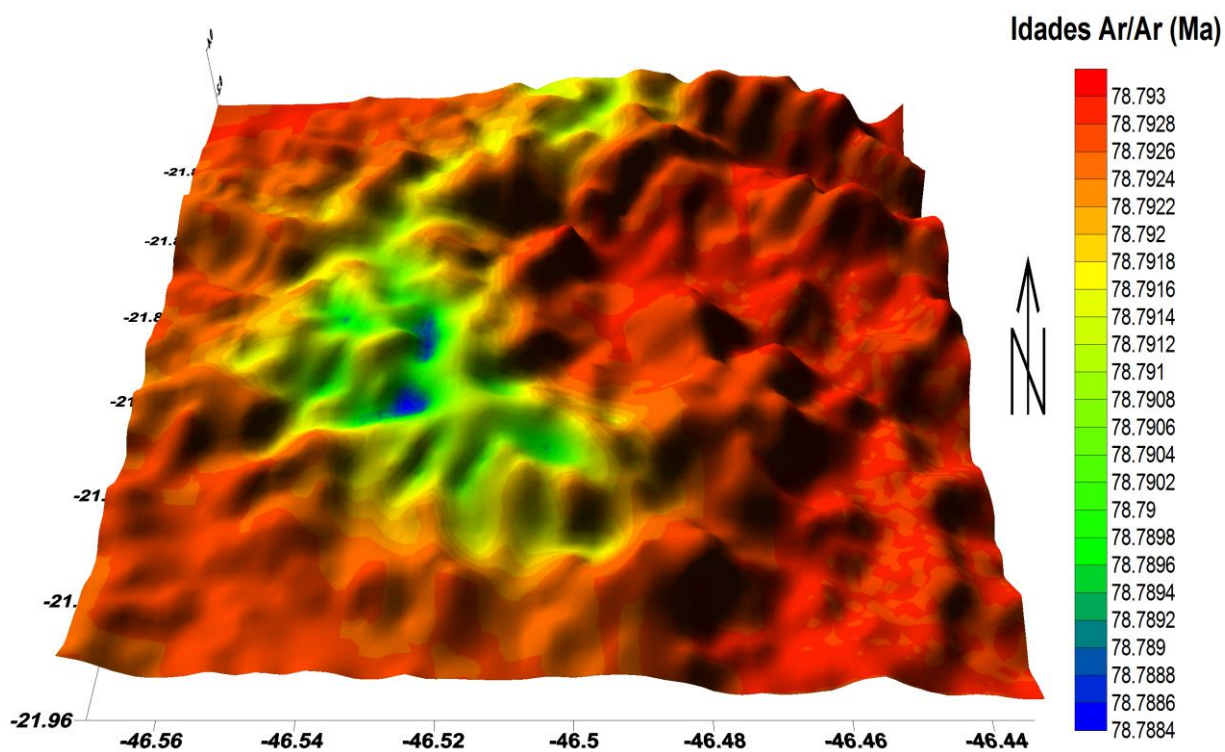


Figura 72 - Idades de Ar/Ar modeladas para a região do Morro do Ferro

6.5. Análise Morfométrica da Rede de Drenagem

Com o intuito de detectar quais as bacias da região foram condicionadas pela tectônica após a intrusão alcalina, os índices morfométricos foram calculados para os principais afluentes da Bacia do Alto Rio Pardo e Alto Rio Grande que cortam essa área. Os resultados obtidos a partir do cálculo dos índices RDEs foram interpolados e sobrepostos à topografia, onde foram traçados também os principais lineamentos que cortam a região.

Observando a figura 73 observa-se que os maiores valores de RDE, acima de 1km, foram obtidos para as maiores drenagens, ou seja, o Alto Rio Pardo, o rio do Machado e rio do Peixe. Valores médios, entre 0.99 a 0.50km, foram obtidos para os rios Verde, Taquari, Capivari e São Tomé, sendo que os menores valores, abaixo de 0.49 foram obtidos para os rios Bom Jesus, ribeirão das Antas, Marambaia e Machadinho do Campo.

Considerando uma litologia homogênea, o índice RDE é mais elevado quando há diferencia acentuada na declividade entre a montante e a jusante do rio, ou seja, os rios que são cortados perpendicularmente por lineamentos são escalonados possuindo mudanças bruscas de altitude. Como pode ser visto na figura 73 os rios com maiores valores RDE são cortados por vários lineamentos enquanto os rios com menores valores são aqueles que se encaixam nesses lineamentos seguindo a mesma direção. Quando isso ocorre o rio segue um perfil semelhante ao do lineamento não havendo mudanças bruscas na sua altitude o que não altera o sua Relação entre a Declividade e a Extensão do canal.

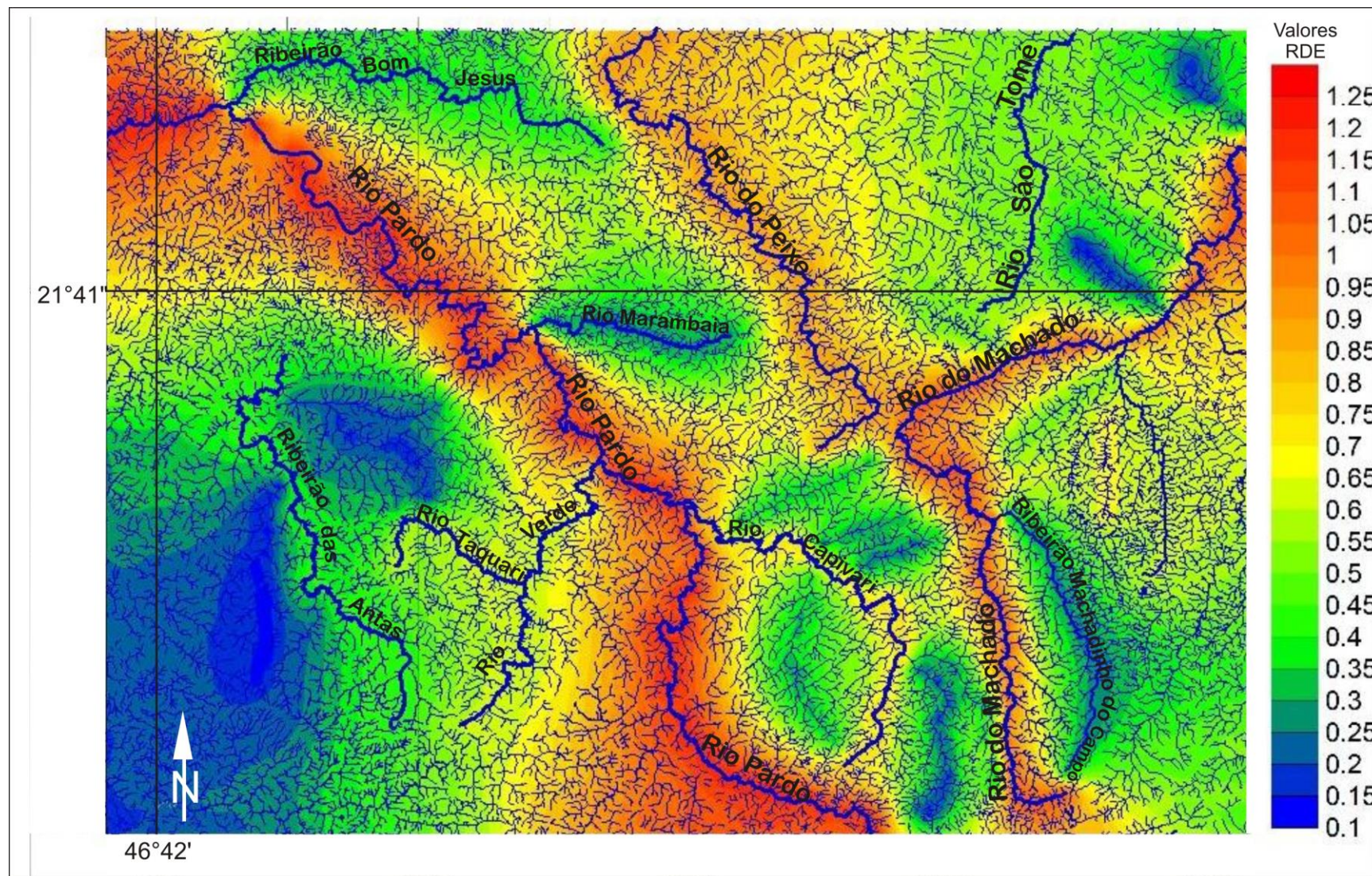


Figura 73 - Mapa com isovalores de RDE e lineamentos sobrepostos a topografia e as bacias estudadas.

Assim observando os Perfis Longitudinais das principais drenagens é possível verificar claramente essa relação. Os rios do Peixe e Pardo possuem um elevado índice morfométrico, pois são cortados por vários lineamentos, como mostra a figura 73. Ao observar seus perfis nas figuras 74 e 75, e comparando com a linha de melhor ajuste constata-se que esses rios possuem diversos desníveis abruptos provavelmente causados pelas falhas, que vai influenciar no seu desnível altimétrico aumentando seu valor de RDE.

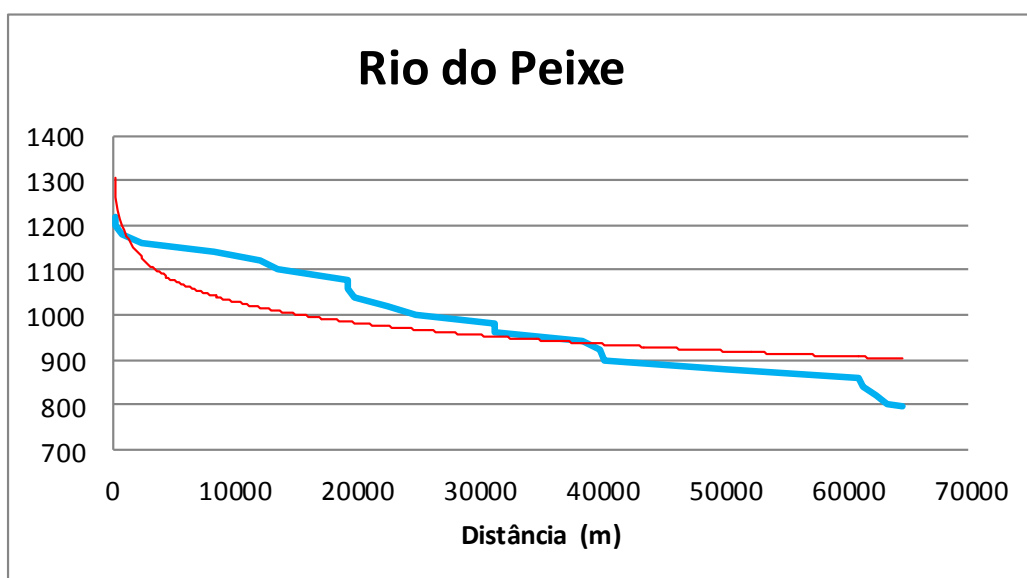


Figura 74 - Perfil Longitudinal do Rio do Peixe. Na cor azul temos o perfil da drenagem e em vermelho a linha de melhor ajuste (Linha de tendência em escala logarítmica)

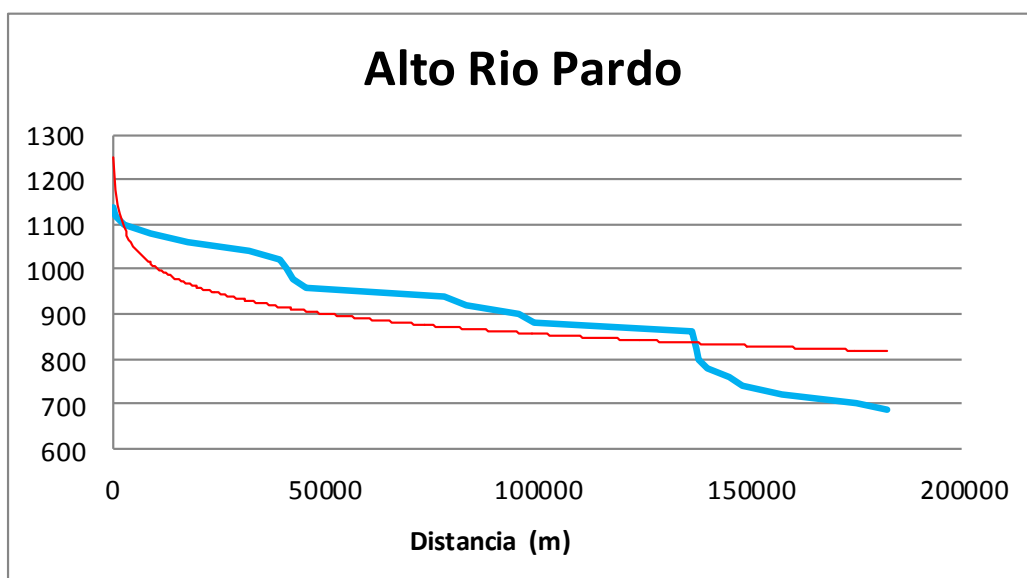


Figura 75 - Perfil Longitudinal do Alto Rio Pardo. Na cor azul temos o perfil da drenagem e em vermelho a linha de melhor ajuste (Linha de tendência em escala logarítmica)

Essa relação também é observada no Rio Machado (figura 76), pois do alto curso ao médio curso a variação altimétrica não passa dos 150m variando entre 1300 a 1150m e do médio curso ao baixo curso os valores caem de ~1150m para 800m permanecendo

nessa altitude até sua foz. Essa declividade acentuada bem no médio curso é devido ao encaixe da drenagem numa grande falha de direção NE-SW, o que também vai influenciar no seu valor de RDE. A figura 77 ilustra parte do desnível formado pelo curso do Rio do Machado.

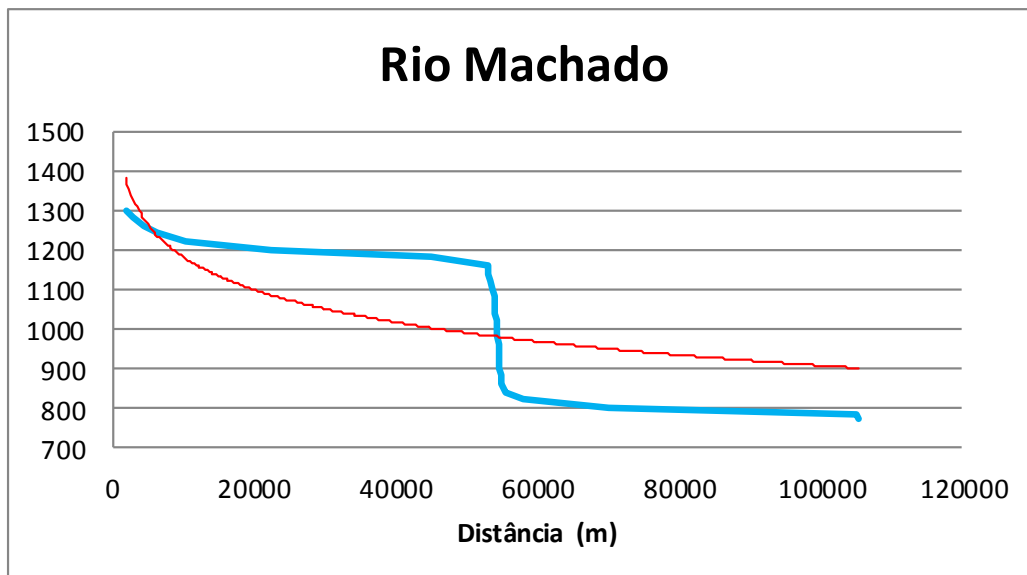


Figura 76 - Perfil Longitudinal do Rio Machado Na cor azul temos o perfil da drenagem e em vermelho a linha de melhor ajuste (Linha de tendência em escala logarítmica).



Figura 77 – Primeiro nível da Cachoeira do Rio do Machado

Já com relação ao Rio Capivari (Figura 78), na região central da área de estudos podemos observar que seu perfil está bem próximo da linha de melhor ajuste, com exceção

do seu baixo curso que apresenta um pequeno escalonamento causado provavelmente pelo cruzamento de uma estrutura tectônica próximo a sua foz (figura 79).

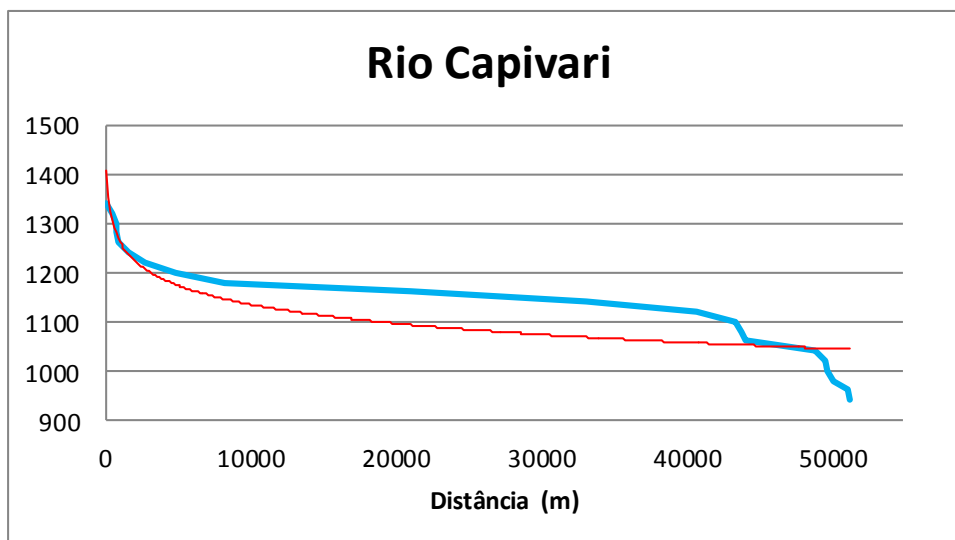


Figura 78 - Perfil Longitudinal do Rio Capivari. Na cor azul temos o perfil da drenagem e em vermelho a linha de melhor ajuste (Linha de tendência em escala logarítmica)

Os resultados obtidos para a rede de drenagem instalada na região do Maciço Alcalino de Poços de Caldas podem ser observados na figura 80. Os índices são relativamente baixos em comparação ao restante da região, no entanto se analisarmos essa drenagem mais de perto, juntamente com os lineamentos existentes nessa área é possível observar que há um evidente condicionamento dessa drenagem por esses falhamentos, predominando a direção NW-SE.

O rio Taquari (Figura 81) é a drenagem com o maior índice nessa região, isso se deve ao fato de que seu curso segue uma trajetória bastante irregular, pois seus primeiros 4km de curso segue uma direção S-N, e começa a contornar uma das estruturas circulares existentes no interior do maciço, quando a partir de seu médio curso passa a ter direção NW-SE coincidindo com um lineamento que corta essa região.

O perfil do Ribeirão das Antas, localizado no interior do Maciço Alcalino de Poços de Caldas, se apresenta próximo da linha de melhor ajuste na sua nascente, no entanto ao longo do curso se distancia um pouco, indicando pouca mudança na declividade, até chegar à sua foz, onde há uma grande ruptura de desnível (Figura 82).

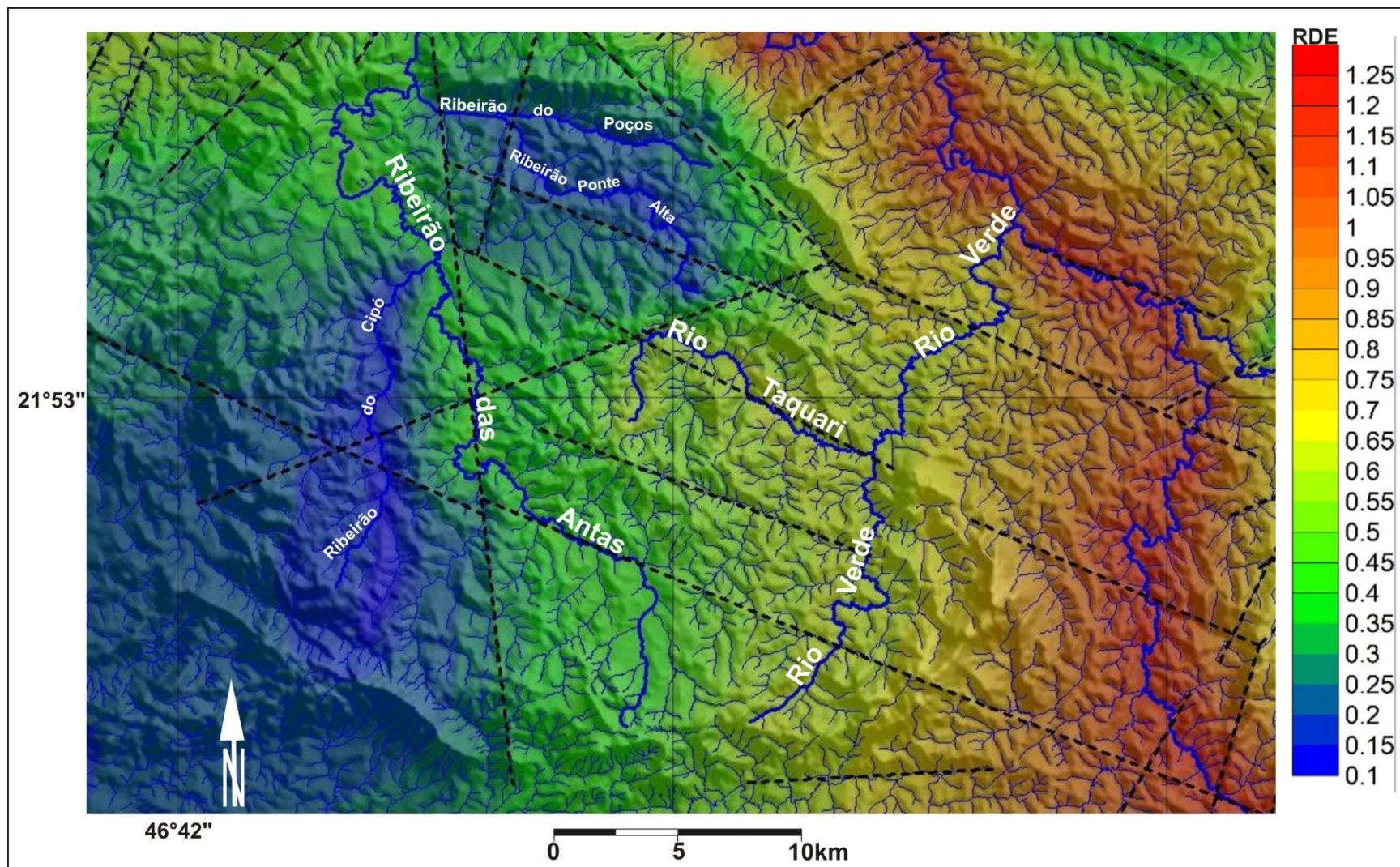


Figura 79 - Índices RDEs na região do Maciço Alcalino de Poços de Caldas.

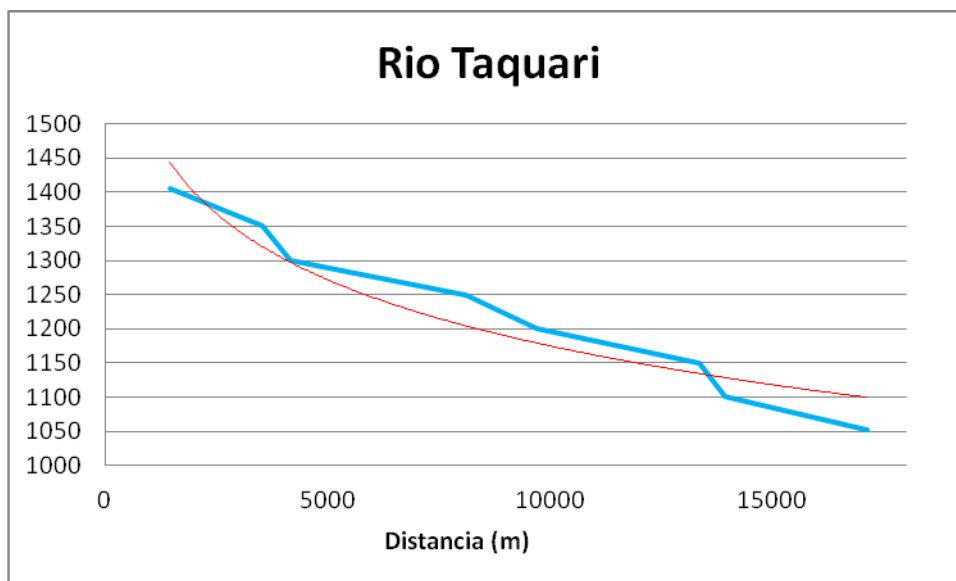


Figura 80 - Perfil Longitudinal do Rio Taquari. Na cor azul temos o perfil da drenagem e em vermelho a linha de melhor ajuste (Linha de tendência em escala logarítmica)

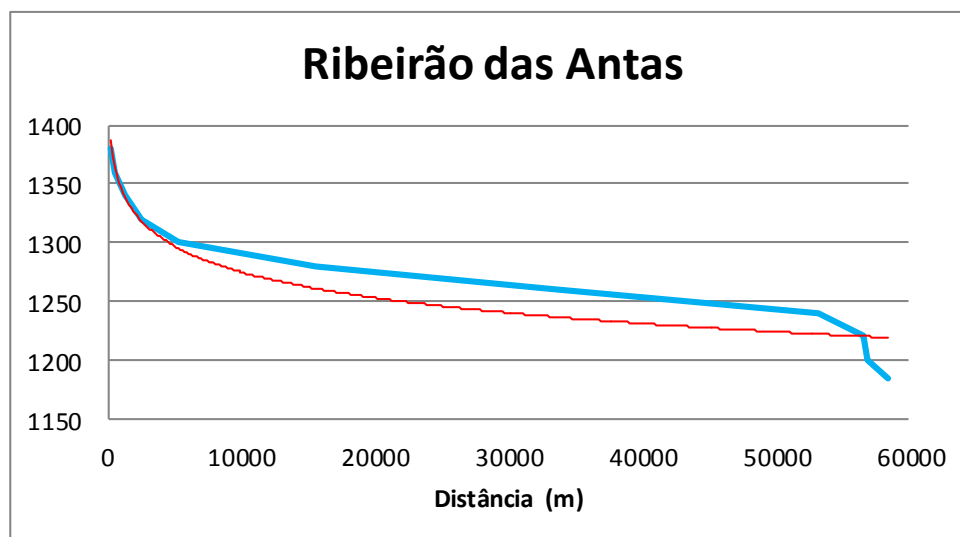


Figura 81 - Perfil Longitudinal do Ribeirão das Antas. Na cor azul temos o perfil da drenagem e em vermelho a linha de melhor ajuste (Linha de tendência em escala logarítmica)

É possível observar no mapa que os escalonamentos apresentados nos perfis dessas drenagens coincidem com o trecho do rio que é cortado por algum tipo de estrutura. Observa-se também na figura 82 um dos knickpoints do Ribeirão das Antas, cachoeira conhecida como “Véu da Noiva” na cidade de Poços de Caldas. Verifica-se que esses escalonamentos são mais intensos naqueles trechos em que estruturas de direções NW-SE e NE-SW.



Figura 82 - Cachoeira Véu das Noivas no município de Poços de Caldas. Trata-se de um dos Knickpoints do Ribeirão das Antas.

A rede de drenagem da região se distribui de diversas maneiras, sendo os principais tipos encontrados, os dentríticos, o paralelo, treliça e retangular. Em algumas áreas especialmente próximas ao Maciço alcalino encontra-se ainda drenagens com padrão anelar.

Essa variação no padrão da drenagem é devido principalmente ao controle estrutural, pois são encontrados numa mesma litologia, seja no embasamento cristalino ou no alcalino, diferentes tipos de drenagens. Muitas dessas drenagens estão controladas pelas estruturas, como pode ser visto na análise morfométrica.

Os rios que apresentam maiores índices são também os maiores e os mais antigos, sendo o Alto Rio Pardo, que corta o centro da área estudada, o rio do Peixe a norte e o rio do Machado a leste. Essas drenagens são as mais afetadas pelas estruturas, que os cortam em todas as direções gerando vários desníveis altimétricos, o que aumenta seu índice morfométrico.

CAPÍTULO 7

7. *Interpretações e Discussões*

A partir dos dados obtidos é possível estimar a evolução da região do Maciço de Poços de Caldas e adjacências a partir do período posterior ao do processo de aglutinação do continente Gondwana onde ocorrera um resfriamento associado gerando um longo processo de estabilização da área, que se finaliza no período Triássico quando ocorrem processos de reativação especialmente ao longo da falha de Ouro Fino-Jacutinga (HACKSPACHER et al. 2004; RIBEIRO et al., 2005; HACKSPACHER et al., 2007).

É nessa época em que se forma a superfície de erosão Gondwana (King, 1956), ou seja, o período de resfriamento e estabilidade faz com que haja o aplainamento de grande parte do continente, sendo o ciclo interrompido com o início das reativações. Idades TFA desse período foram registradas nas áreas correspondentes à Zona Cristalina do Norte (355 ± 37 , 350 ± 46 , 347 ± 34 , 339 ± 35 , 279 ± 29 , 253 ± 29) e em amostras da Superfície Alto Rio Grande (375 ± 44 , 248 ± 25 , 235 ± 33 , 227 ± 26).

Após esse período, ocorre entre o Jurássico e o Cretáceo Inferior um intenso processo tectônico e magmático básico e intermediário com fenômenos de ruptura continental em toda região sudeste. A esse evento associa-se a formação da Serra da Mantiqueira, que é interpretada como representante do soerguimento marginal de flancos de *rift* iniciado durante a abertura do oceano atlântico (HACKSPACHER, et al 2007). O vulcanismo Serra Geral é outro evento marcante que representa um processo de reativação térmica e o processo de subsidência da Bacia do Paraná em decorrência do peso do material ígneo e da constante compactação das camadas sedimentares (MILANI, 1997).

Nesse período inicia-se o ciclo erosivo Sul-Americano, que foi caracterizado pelo rebaixamento das vertentes seguido de erosão lateral, resultando no retrabalhamento da superfície anterior, sendo esse evento registrado em varias regiões do sul sudeste do Brasil, como na Serra da Mantiqueira (HACKSPACHER et al. 2004), Serra do Mar (RIBEIRO, 2007), na borda sul do Cráton do São Francisco (HACKSPACHER et al 2007) e na região do Arco de Ponta Grossa (FRANCO-MAGALHÃES, 2010). Os sedimentos correlatos a esse ciclo erosivo estão na grande maioria depositados na sequencia basal da bacia de Santos (COBBOLD et al. 2001).

Macgregor (2012) explica que a distribuição climática uniforme do período Cretáceo Superior é um dos fatores que explicam a grande variação nas taxas de sedimentação encontradas tanto no sudeste brasileiro como no oeste africano, em relação

ao período Neógeno, cujas taxas eram mais constantes. O autor explica que a relação entre soerguimento/topografia e altas taxas de sedimentação também parecem ser muito mais evidentes do que no Cretáceo do que no Neógeno.

As idades de TFA que estão registrando esses eventos estão na maioria delas na Superfície Alto Rio Grande (166 ± 17 ; 153 ± 15 ; 150 ± 15 ; 149 ± 15 ; 144 ± 15), correspondendo assim com a superfícies Sul Americana, ou Japi.

No Cretáceo Superior a paisagem é marcada por processos de aquecimento entre 90 e 60Ma (HACKSPACHER et al, 2007). Segundo os autores, a elevação das isotermas 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.

Esse evento também é verificado de forma muito similar em regiões do continente africano (MOORE et al., 2008). As amostras que registraram idades desse período foram as localizadas na região do Maciço Alcalino de Poços de Caldas, cuja intrusão data dos 80Ma (107 ± 13 ; 93 ± 12 ; 76 ± 10 ; 74 ± 17 ; 74 ± 8 ; 71 ± 8 ; 69 ± 4 ; 68 ± 21 ; 66 ± 11 ; 65 ± 6 ; 64 ± 9 ; 63 ± 4 ; 61 ± 3 ; 60 ± 3 ; 57 ± 6 ; 52 ± 7 ; 42 ± 3).

É possível observar que as amostras nessa região vão desde o Cretáceo Superior até o Eoceno e que amostras dessa idade não aparecem nas outras regiões, indicando que nos topos não se preservam as superfícies mais antigas, no caso Gondwana e Sul Americana.

Dados de Paleotemperatura obtidos por Hackspacher et. al (2007) corroboram essa afirmação, pois mostra que nesse período a região de Poços de Caldas as temperaturas eram acima dos 100°C , estando bastante acima dos valores regionais até os 65Ma. Os autores interpretam esse máximo como consequência do soerguimento térmico associado ao calor da intrusão alcalina.

Esse aquecimento teria tido influência na formação e destruição da Superfície Sul-Americana no topo do maciço. Outra evidencia dessa “destruição” da superfície Sul-Americana nessa região é o retrabalhamento das bauxitas evidentes na região (Valeton & Schumann, 1997; Leonardi, 2007), apresentando vários tipos de perfis bauxíticos em diferentes níveis altimétricos dentro do próprio maciço. Essas bauxitas assim como no continente africano teriam sido formadas entre o Paleoceno e o Eoceno entre 58 a 45 Ma (GUILLOCHEAU et al 2012) finalizando o ciclo sul-americano neste período.

As idades de traços de fissão na região não ultrapassam o Eoceno, não permitindo admitir uma evolução mais recente somente com as idades. No entanto, a partir do mapa de

paleotemperatura elaborado por Hackspacher et al.,(2007) para 40Ma é possível entender que no período subsequente a intrusão alcalina, houve um resfriamento da temperatura entre o período do Neocretáceo e Eoceno, que os autores interpretam como o final do ciclo erosivo Sul-Americano e a eventos de soerguimento correlacionados a geração de um sistema de grábens e horsts com direção predominante WNW-ESE e EW em regime transcorrente NNE-SSE com ambientes compressivos em locais restritos, formando depósitos sedimentares (Lipski, 2002) encontrados na região norte da área de estudos.

Trabalhos realizados por Cobbold et al (2001) reconhecem ainda um soerguimento tectônico no intervalo Eoceno/Oligoceno e após esse soerguimento, novos padrões de sedimentação estariam associados ao preenchimentos das bacias continentais como o Rift Continental do Sudeste do Brasil, constituindo as bacias de Taubaté e Resende (Ricomini et al., 1989). Posteriormente a esse soerguimento tectônico, o relevo começou a sofrer os efeitos da erosão provocando um reafeiçoamento da paisagem, entre o Eoceno e o início do Oligoceno.

Segundo Hackspacher et al (2007), a partir do Mioceno novos resfriamentos ocorrem, sendo interpretados como sequências de eventos tectônicos seguidos de soerguimento na região litorânea e intensa denudação nas áreas continentais, estando esse fenômeno associado ao forte intemperismo registrado no fim do Mioceno e início do Plioceno (Shuster et al. 2005).

Esses eventos tectônicos que marcaram a paisagem a partir do Eoceno até o Mioceno, estão bastante evidentes na drenagem da região. Os índices morfométricos e as feições de relevo encontradas indicam que a região esteve sujeita a reativações tectônicas recentes. As principais direções das estruturas que cortam e condicionam essas drenagens, são WNW-ESE e NE-SW.

Alguma dessas estruturas chega a mudar totalmente o curso da drenagem, como é o caso do Rio do Machado que inicia seu curso na direção N-S e a partir de seu médio curso passa a seguir encaixado na estrutura de direção NE-SW, indicando que essa estrutura é mais recente que a própria drenagem.

Sendo assim os resultados mostram uma evolução dinâmica muito complexa do relevo nessa região, especialmente no período posterior a intrusão alcalina de Poços de Caldas, cuja evolução geológica e estrutural por si só é bastante complicada. A correlação entre os dados termocronológicos e geomorfológicos permitiram definir a existência de três superfícies erosivas na região, o que já teria sido descrito anteriormente por outros autores (KING, 1956; ALMEIDA, 1964; MELO & PONÇANO, 1993).

De maneira geral região correspondente a Zona Cristalina do Norte seria uma superfície mais antiga, correlacionada à superfície Gondwana (King, 1956) de idade Triássica. Já a Superfície Alto Rio Grande que abrange a subzona do Planalto São Pedro de Caldas seria a superfície Sul-Americana Juro-Cretácea. Como visto anteriormente esta superfície estaria nivelando intrusões alcalinas de idades Permo-triássicas (AMARAL et al. 1967; HASUI & CORDANI 1968; MONTES-LAUAR, 1988). Já a zona do Planalto de Poços de Caldas, correspondente a superfície Velhas de idade máxima do Neocretáceo, essa superfície então vai nivelar as intrusões alcalinas mais recentes de idade Paleógena.

Essa superfície mais recente, na região do Maciço Alcalino de Poços de Caldas, onde são encontrados vários níveis de perfis bauxíticos é associada aos dois níveis de paleosuperfícies mapeados por Chardon, et al., (2006) na região oeste do continente Africano cujas idades Ar/Ar variam entre 59 e 45Ma (para a paleosuperfície denominada pelo autor de African surface) e idades que variam entre 29 a 24Ma para a paleosuperfície denominada Superfície Intermediária. Guillocheau et al (2012) afirma ainda que essas superfícies começaram a ser cortadas pela drenagem atual por volta de 24 a 18Ma.

As figuras 83 e 84 mostram a compartimentação topográfica da região com os respectivos perfis topográficos. Esses perfis mostram que na região há predomínio de idades do período Cretáceo Superior ao Paleógeno nas regiões mais elevadas, enquanto nas regiões mais aplainadas, junto aos vales das principais drenagens como o Rio Pardo e o Rio Grande, essas idades aumentam chegando até ao Carbonífero na região extremo norte da área estudada. Essas idades são compatíveis com resultados de Cogné et al (2011) que evidenciam em seu trabalho na região Sudeste do Brasil que durante o Cretáceo Superior houveram deformações reativações regionais que duraram até o Paleógeno. Seus resultados variam entre 115.5 ± 2.2 Ma a 47.0 ± 6.4 Ma para (U-Th)/He em apatitas e 330.3 ± 22 Ma a 64.5 ± 3 Ma para traços de fissão em apatitas.

Já a figura 85, ilustra o interior do Maciço Alcalino de Poços de Caldas, na direção N-S. Na imagem é possível visualizar a borda sul da caldeira, e as estruturas circulares interiores que chegam a ultrapassar altimetricamente, alguns trechos da borda do maciço.

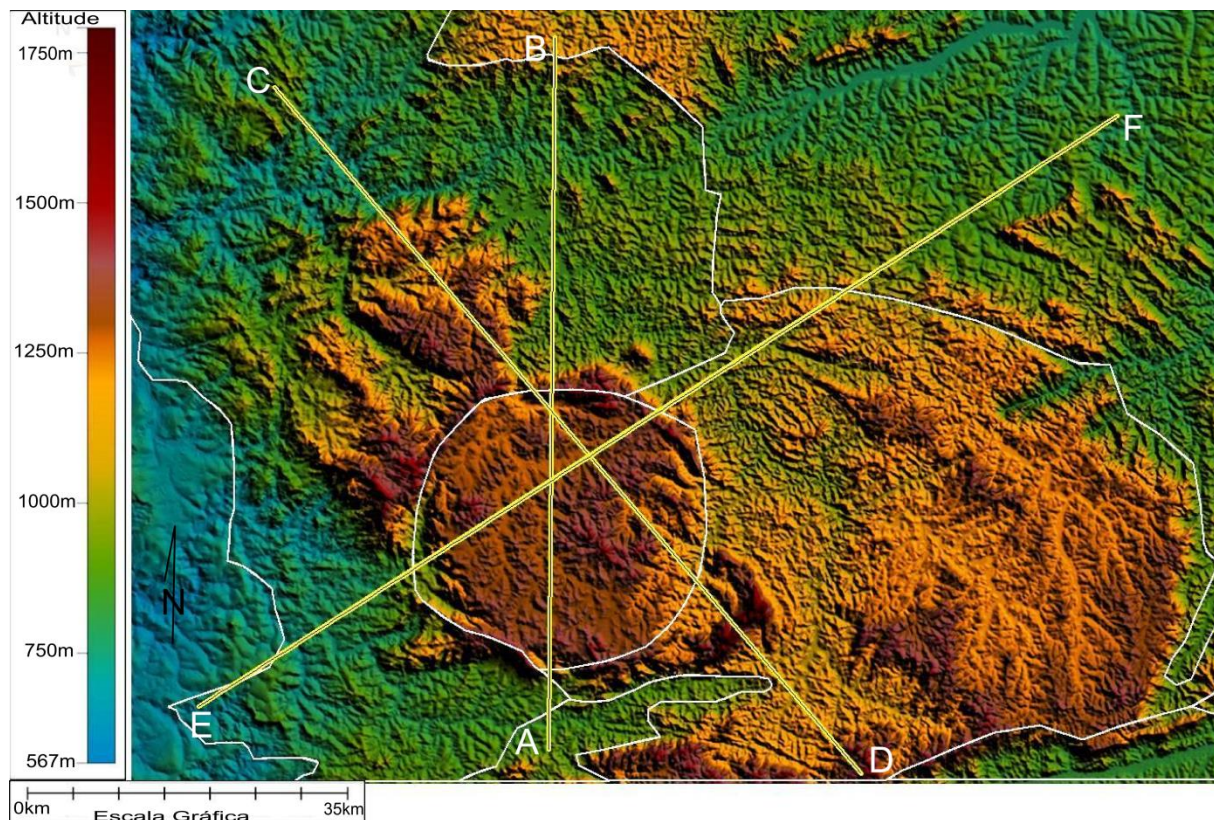


Figura 83 - Mapa topográfico mostrando a localização dos perfis topográficos da região (Fonte SRTM)

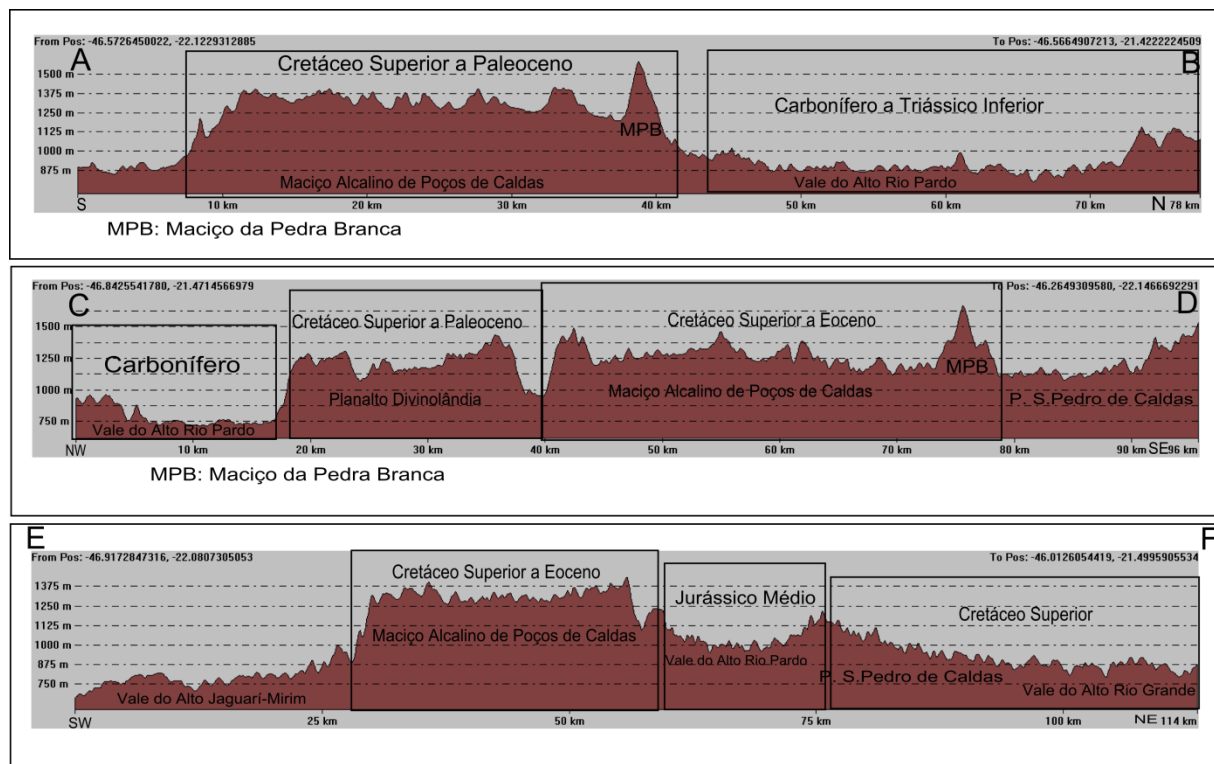


Figura 84 - Perfis topográficos construídos para área com as respectivas idades de TF.

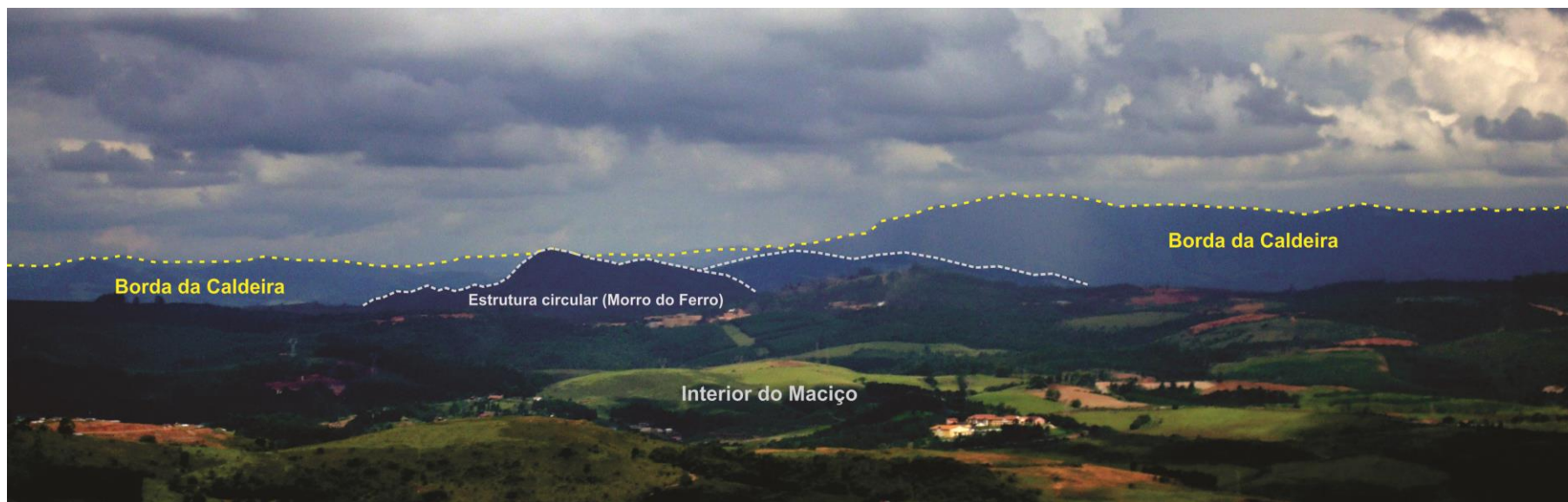


Figura 85 - Vista do interior do Maciço Alcalino. Ao fundo borda sul da caldeira, ao centro estruturas circulares

Ao analisar os dados da região como um todo é possível notar que a região mais antiga e menos elevada encontra-se comprimida no vale do Alto Rio Pardo formando o contato erosivo a leste da Bacia do Paraná. As histórias térmicas dessa região e a modelagem 3D mostram que as taxas de erosão nessa região sempre foram constantes ao longo do tempo geológico e que hoje essa taxa é quase nula, pois é o nível de base regional, portanto tem recebido todo o sedimento das áreas soerguidas adjacentes.

A curva de resfriamento das amostras do embasamento cristalino apresenta um padrão estável do período Carbonífero ao Triássico, quando passa a indicar um discreto aquecimento que vai durar até o final do Cretáceo Superior. Gunnell (2000) coloca que esses platôs de resfriamento podem inferir uma idade para um provável aplainamento, ou seja, corresponderia a um período de formação de uma superfície erosiva.

Sendo assim, concordando em partes com o trabalho de (King, 1956), haveria sim uma superfície bastante antiga, muito provavelmente a Gondwana, no entanto essa superfície não estaria preservada nos topos mais elevados e sim na região aplainada do vale do alto Rio Pardo.

Os eventos de abertura oceânica e a intrusão alcalina do MAPC foram os principais eventos que alteraram a estruturação do relevo na região reativando antigas falhas soerguendo grande parte da região. As amostras que registram os eventos desse período estão nas regiões mais elevadas e mais próximas à intrusão alcalina. Na figura 85 é possível observar que a região do embasamento metamórfico possui dois blocos de idades e altitudes diferenciadas.

Nas regiões mais elevadas correspondendo à intrusão alcalina as idades são mais jovens que a própria intrusão. As histórias térmicas elaboradas a partir da análise de TFA apresentam um resfriamento rápido seguido de período de estabilidade a partir de 70Ma. Ao analisar essas histórias térmicas é possível inferir que após a intrusão houve um período de estabilidade, possivelmente formando uma nova superfície erosiva, no caso a superfície Sul Americana.

Entretanto, ao analisar somente as histórias térmicas obtidas pelo TFA infere-se que depois da intrusão alcalina, houve um longo período de estabilidade termal e tectônica, com atuação apenas dos processos erosivos. Entretanto, ao considerar a existência de depósitos da Bacia do Paraná bem como a existência das lavas ankaramíticas no interior do maciço, conclui-se que a denudação na região não poderia ter sido tão acentuada nos últimos 80Ma.

Assim, ao comparar os dados termocronológicos com os resultados da análise Morfométrica da rede de drenagem observa-se que após a intrusão alcalina, eventos tectônicos posteriores condicionaram a paisagem na região, mas que não ficaram registrados nas histórias térmicas obtidas pela análise de TFA. A superfície Sul Americana teria sido elaborada a partir do Cretáceo Superior, no entanto não teria tido todo esse tempo de duração, como indica nessas histórias térmicas.

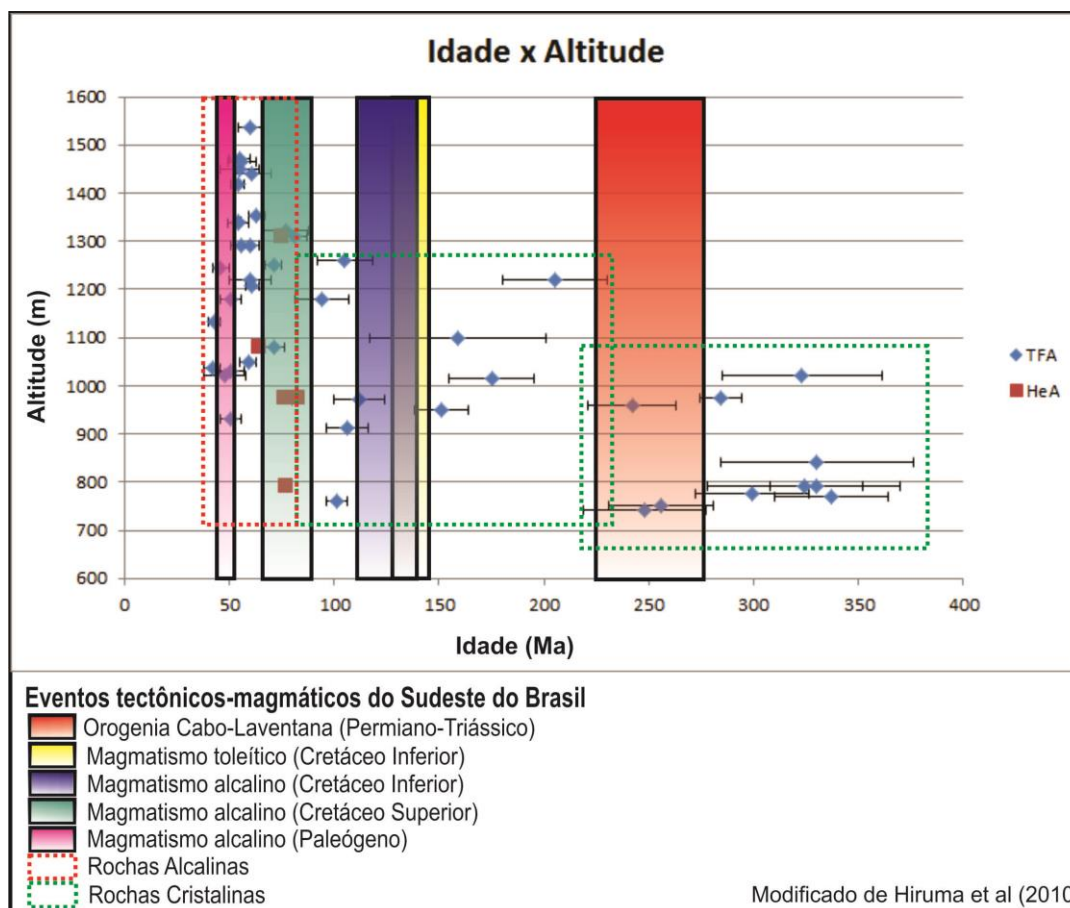


Figura 86 - Gráfico de Idade x Elevação (Traços de Fissão e (U-Th)He em Apatitas)

Comparando esses dados com as histórias térmicas de Silva (2010) obtidas a partir da análise de (U-Th-Sm)/He em minerais de zircão para a região do MAPC, é possível verificar que após a intrusão a 80Ma há um período de estabilidade termal por volta dos 120°C até aproximadamente 45Ma quando ocorre um novo resfriamento rápido, pra depois a temperatura se ajustar por volta dos 30°C até os dias atuais.

Esse resfriamento rápido é interpretado como sendo de origem tectônica, o que muito provavelmente condicionou parte da drenagem na região, como mostram os índices RDEs e perfis longitudinais obtidos.

Com isso, é possível pensar nas duas hipóteses levantadas pelos trabalhos de King (1956) e Almeida (1964). Os dados mostram que a partir de 80Ma houve a formação de uma nova superfície, que na região, tanto um quanto o outro definem como sendo a Superfície Sul-americana (ou Japi). Entretanto, Almeida (1964) coloca que as áreas de topografia acima dos 1400m corresponderiam à própria superfície Japi soerguida, enquanto King (1956) havia determinado que essa região fosse mais antiga, correspondendo a superfície Gondwana.

Independentemente do que observam os autores, a principal questão é conseguir definir se após o resfriamento do MAPC houve um ciclo erosivo culminando com a formação de uma superfície erosiva pós-Cretácea (Sul-Americana) em que parte de seus remanescentes encontram-se soerguidos, ou se com os eventos tectônicos paleógenos esse ciclo se encerra, dando início a uma nova superfície, denominada por King (1956) de Velhas.

Para que uma nova superfície fosse formada após a formação da superfície Sul-Americana, seria necessário um novo período de estabilidade tectônica e termal, bem como um novo período com predomínio de processos erosivos, o que teria denudado grande parte dos topos acima de 1400m. Não há indícios de grande denudação na região do MAPC, pois ainda encontram-se preservados em seus limites sedimentos da Formação Botucatu, que cobriam a região antes mesmo da intrusão (ELLERT, 1959). Além disso, preservam-se também os perfis lateríticos, que também foram afetados pela tectônica recente (LEONARDI, 2007)

Assim, ao que tudo indica, após a intrusão alcalina houve a formação de uma superfície (Sul Americana ou Japi) que posteriormente foi soerguida e desde então vem sendo retrabalhada. Provavelmente deu origem a uma nova superfície, pois, no período Quaternário o relevo no sudeste sofreu mais influência de processos climáticos e erosivos do que atuação de processos tectônicos intensos.

7.3 Considerações Finais

A evolução da paisagem na região estudada se deu de forma muito complexa, ao contrário do que afirmavam antigos e renomados autores como King (1956) e Almeida (1964) que levavam em consideração principalmente o fato de que o território brasileiro encontra-se numa região de margem passiva há muitos milhões de anos.

Muitos estudos vêm demonstrando que o sudeste brasileiro vem sendo palco de eventos que não são típicos de uma margem passiva fazendo com que o relevo tenha uma evolução mais complexa em comparação à outras regiões de margem passiva como Austrália e Índia. No caso do sudeste do Brasil, não é possível considerar em sua evolução apenas um modelo epirogenético e climático.

Como afirma Cogné et al (2011), a litologia no sudeste do Brasil não é a responsável pelas taxas de resfriamento obtidas em seus dados, que mostram ainda histórias térmicas semelhantes para amostras de composição diferente e ainda histórias térmicas diferentes para rochas de mesma litologia. Essa observação já havia sido feita por outros autores como Tello Sáenz et al (2005), Franco et al, (2005) e Hackspacher (2007).

Assim, o conjunto de dados obtidos para a região do Maciço Alcalino de Poços de Caldas mostra uma evolução da paisagem bastante complexa em que se deve levar em conta tanto os fatores exógenos como endógenos.

O método de datação por Traços de Fissão em Apatitas juntamente com a interpretação de mapas geomorfológicos, mostram que há predomínio de idades mais antigas nas regiões mais baixas e idades mais novas nos topos. Os dados obtidos são confirmados pela modelagem termocinemática que apresentou a partir de simulação matemática complexa idades muito semelhantes as obtidas na realidade. Essa modelagem permitiu verificar quais seriam as idades obtidas utilizando-se outros termocronômetros de mais baixa temperatura.

Os resultados quando comparados com trabalhos sobre superfícies de erosão no continente africano (BURKE & GUNNEL, 2008; BEAUVAIS & CHARDON, 2010) é possível admitir que movimentos tectônicos recentes impossibilitem uma interpretação da paisagem a partir de um modelo apenas epirogenético, em que há um soerguimento inicial e posteriormente o relevo evolui apenas a partir de agentes externos como a erosão e o intemperismo e que esse modelo serviria para várias regiões do planeta.

Isso explica o fato de que das idades obtidas na região, não batem com as já postuladas por King (1956) e Almeida (1964). Os autores ao estabelecer as idades mais antigas nos topos não estava

em considerando os eventos que rejuvenesceram parte da paisagem na região.

No entanto não podemos descartar os grandes períodos de variações climáticas contribuindo para a preservação de partes das superfícies mais antigas que hoje fornecem dados que possibilitam uma interpretação da paisagem a partir de modelos envolvendo movimentação tectônica, aquecimento térmico da crosta e fatores exógenos.

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- ALMEIDA, F.F.M. de. 1958. O Planalto Paulistano. In: Azevedo, A. de. A cidade de São Paulo. São Paulo, v. I, p. 113-167. (v. I, A Região de São Paulo).
- ALMEIDA, F. F. M., 1964. Fundamentos Geológicos do Relevo Paulista. Boletim Instituto de Geografia e Geologia-IGG-USP- São Paulo, 41:169-263.
- ALMEIDA, F.F. M.,1967. Origem e Evolução da Plataforma Brasileira. Rio de Janeiro, DNPM/ DGM. 36p. (Boletim 241).
- ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B.B., 1976. The Upper Precambrian of South America Bol. IG-USP, 7:45-80.
- ALMEIDA F.F.M., HASUI Y., BRITO NEVES B.B. & FUCK R.A. 1977. As províncias estruturais brasileiras. In: SBG, Simp. Geol. Nordeste, 8, Anais, p. 363-391.
- ALMEIDA, F.F.M, 1981. Província Mantiqueira: Setor Central. In: Almeida, F.F.M.; Hasui, Y O Pré-Cambriano Do Brasil. São Paulo, Blücher.
- ALMEIDA, F.F.M. 1983. Relações tectônicas das rochas alcalinas mesozoicas da região meridional da Plataforma Sul-Americana. Revista Brasileira de Geociências. 13(3), 139-158.
- ALMEIDA F.F.M., 1991. O alinhamento magmático de Cabo Frio. Simpósio de Geologia do Sudeste 2, Atas SBG, Rio de Janeiro 2, 423-428.
- ALMEIDA F.F.M., CARNEIRO C.D.R, MISUZAKI A.M.P. (1996) Correlação do magmatismo das bacias da margem continental brasileira com o das áreas emersas adjacentes. Revista Brasileira de Geociências 26:125-138.
- ALMEIDA F.F.M., BRITO NEVES B.B. & CARNEIRO C.D.R., 2000. The origin and evolution of the South American platform. Earth Sci. Rev., 50, pp. 77-111.
- AMARAL G, BUSHEE J, CORDANI UG, KAWASHITA K, REYNOLDS JH (1967) Potassium-argon ages of alkaline rocks from southern Brazil. Geochim Cosmochim Acta 31:117-142.
- ARAUJO, R.L.C., 1980. Pesquisa geotermal na chaminé alcalina de Poços de Caldas. 31st Cong. Bras. Geol., Camboriú, Anais, 2: 1059-1074.
- ASMUS, H.E., 1975. Controle estrutural da deposição mesozóica das bacias da margem continental brasileira. Rev. Brasil. Geociênc., 5: 160--175.
- ASMUS, H.E. & PORTO, R. 1980. Diferenças nos estágios iniciais da evolução da margem continental brasileira: possíveis causas e implicações. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 31, Balneário Camboriú, 1980. Anais Balneário Camboriú, v.1, p.

- 225-239 BATT, G.E. 2000. The Approach to Steady-State Thermochronological Distribution Following Orogenic Development in The Southern Alps Of New Zealand. *American Journal of Science*, 301, 374–384.
- BEAUMONT, C., FULLSACK, P., HAMILTON, J. 1991. Erosional Control Of Active Compressional Orogens. In: MCCLAY, K.R. (Ed.), *Thrust Tectonics*. Chapman And Hall, New York, Pp. 1-18.
- BEAUMONT, C., KOOI, H., WILLETT, S. 2000. Coupled Tectonic-Surface Process Models With Applications to Rifted Margins and Collisional Orogens. In: SUMMERFIELD, M.A. (Ed.), *Geomorphology and Global Tectonics*. Chirchester, John Wiley and Sons, p. 28-55.
- BEAUVAIS, A., CHARDON, D. Modes, tempo and spatial variability of Cenozoic cratonic denudation: morphoclimatic constraints from West Africa. EGU General Assembly 2010, held 2-7 May, 2010 in Vienna, Austria, p.1949
- BIGARELLA, J.J.; AB'SABER, A. N. Paleogeographische und Paleoklimatische Aspekte des Kaenoziokums in Suedbrazilien. *Z. Geomorfo.*, Berlin, 8:286-312 1964.
- BIGARELLA, J. J. ANDRADE, G. O. Contribution to the study of the Brazilian Quaternary. In: *International studies of Quaternary*. Geol. Soc. Amer. Special papers, 84, 1965.
- BIGARELLA, J. J.; BECKER, R. D.; PASSOS, E. Estrutura e Origem das Paisagens Tropicais e Subtropicais. Florianópolis: UFSC, 1996.
- BIGARELLA, J.J., 2003. Estrutura e Origem das Paisagens Tropicais e Subtropicais - V. 3 9p. 877-1436) Florianopolis: Ed. Da UFSC.
- BIRCH, F., CLARK, H., 1940. The thermal conductivity of rocks and its dependence upon temperature and composition. *Am. J. Sci.* 238, 613–635.
- BISHOP P, GOLDRICK G. 2000. Geomorphological evolution of the East Australian continental margin. In *Geomorphology and Global Tectonics*, Summerfield MA (ed.). Wiley: Chichester; 227–255.
- BISHOP, P. 2007. Long-term Landscape Evolution: Linking Tectonics and Surface Processes. *Earth Surfaces Processes and Landforms*, 32:329-365.
- BJÖRNBERG, A.J.S., 1959. Contribuição ao Estudo do Cenozoico Paulista: Tectônica e Sedimentologia. 120f. Tese (Livre-Docência Em Geologia), São Carlos/USP.
- BONOW, J.M., JAPSEN, P., LIDMAR-BERGSTRÖM, K., CHALMERS, J.A., PEDERSEN, A.K., 2006. Cenozoic uplift of Nuussuaq and Disko, West Greenland—

elevated erosion surfaces as uplift markers of a passive margin. *Geomorphology* 80, 325–337.

BOULANGE,B; SÍGOLO, J.B.; DELVIGNE,J. Petrologia das Concentrações Relativas e Absolutas em Perfis de Alteração Laterítica: exemplos de enriquecimento supérgeno de ferro e alumínio. *Boletim do Instituto de Geociências (Série Científica)*, São Paulo, v.18, p.1-10, 1987.

BRAUN, J. 2002a. Quantifying the Effect of Recent Relief Changes on Age-Elevation Relationships. *Earth and Planetary Sciences Letters* 200:331-343.

BRAUN J. 2002b. Estimating Exhumation Rate and Relief Evolution by Spectral Analysis of Age–Elevation Datasets. *Terra Nova* 14: 210–214.

BRAUN J. 2003. Pecube: A New Finite Element Code to Solve the Heat Transport Equation in Three Dimensions in The Earth's Crust Including The Effects of a Time-Varying, Finite Amplitude Surface Topography. *Computers and Geosciences* 29: 787–794.

BRAUN, J. 2005. Quantitative Constraints on Rate of Landform Evolution Derived from Low-Temperature Thermochronology. *Reviews in Mineralogy & Geochemistry* 58: 351-374.

BRAUN, J., 2006. Recent advances and current problems in modeling surface processes and their interaction with crustal deformation. *Geological Society, London, Special Publications* 253, 307–325.

BROOKFIELD, M.E., 1998. The evolution of the great river systems of southern Asia during the Cenozoic India–Asia collision: rivers draining southwards. *Geomorphology* 22, 285–312.

BROWN, R., SUMMERFIELD, M., GLEADOW, A., 1994. Apatite Fission Track Analysis: it is Potential for the Estimation of Denudation Rates and Implications for Models of Long-Term Landscape Development. In: KIRKBY, M. (Ed.), *Process Models And Theoretical Geomorphology*. Wiley, Chichester, Pp. 23–53.

BROWN, R.W., GALLAGHER, K., GLEADOW, A.J.W., SUMMERFIELD, M.A., 2000. Morphotectonic evolution of the South Atlantic margins of Africa and South America. In: Summerfield, M.A. (Ed.), *Geomorphology and Global Tectonics*. Wiley, Chichester, pp. 255–281.

BROWN, R.W., M. A. SUMMERFIELD, AND A. J.W. GLEADOW (2002), Denudational history along a transect across the Drakensberg Escarpment of southern Africa derived from apatite fission track thermochronology, *J. Geophys. Res.*, 107(B12), 2350

- BÜDEL, J. – 1957. Climatic Geomorphology. Princeton: Princeton University Press
- BURBANK D.W. & PINTER N., 1999. Landscape evolution: the interactions of tectonics and surface processes. *Basin Res.*, 11: 1-6.
- BURBANK, D., BLYTHE, A. et al. 2003. Decoupling of erosion and precipitation in the Himalayas. *Nature*, 426, 652–655.
- BURKE, K. & GUNNELL, Y. 2008. The African erosion surface: a continental-scale synthesis of geomorphology, tectonics, and environmental change over the past 180 million years. *Geological Society of America Memoirs*, 201, 1–66.
- BUSHEE J. (1971), Potassium-argon ages of some alkaline rocks from southern Brazil, p. 145, Ph.D. thesis, University of California at Berkeley, California.
- BUSHEE J. 1974. Geochronological and Petrographic Studies of Alkaline Rocks from Southern Brazil. Ph.D. Thesis, University Of California At Berkeley, 145 P.
- CAMPANHA, G.A.C., FERRARI, A.L. 1984. Lineamento Além Paraíba: Um Exemplo De Zona de Cisalhamento. In: 38 Congresso Brasileiro De Geologia, Rio De Janeiro, 12., 1984, Rio De Janeiro. Anais ... Rio De Janeiro: Sociedade Brasileira De Geologia, 1984. P. 5425-5432.
- CAMPANHA, G. A. DA C.; GIMENEZ FILHO, A.; SADOWSKI, G. R. Tectônica da Faixa Ribeira. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 38. Florianópolis, 1994. Boletim de Resumos Expandidos... Florianópolis, SBG. v.1, p. 271-272. 1994.
- CAMPANILE D, BROWN R, STUART F, WIDDOWSON M, BISHOP P, 2006. The Post Break-Up of The Western Indian High Elevation Passive Margin. Abstracts From European Conference On Thermochronology, Bremen, Germany, July 30-August 04 2006. P 18.
- CAMPOS NETO, M.C. & FIGUEIREDO, M.C.H., 1995. Rio Doce Orogeny, Southeastern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, V.8, N. 2. P143-162.
- CAMPOS NETO, M.C. DA. - 2000 Orogen Systems from Southerwestern Gondwana on Approach to Brasiliano-Pan African Cycle and Orogen Collage In Southeastern Brazil. In: CORDANI, U. G ET AL., (Edited) Tectonic Evolution Of South America. 1a. Ed. Rio De Janeiro: 31st International Geological Congress, Cap. 12, P.335-365.
- CAMPOS NETO, M DA COSTA 2004. Migração de Orógenos e Superposição de Orogêneses: Um Esboço da Colagem Brasileira no Sul do Cráton do São Francisco, SE – Brasil. *Geol. USP Ser. Cient.*, v. 4, p. 13-40
- CASSETI, V. 1994. Elementos De Geomorfologia. Goiânia: Ed. Da UFG. 127p

- CASSETI, V. 2005 – Geomorfologia. <http://www.funape.org.br/geomorfologia/index.php>. Acesso em 15 de Setembro de 2006.
- CAVALCANTE, J.C. (Coord.) - 1979 – Projeto Sapucaí – SP/RJ/MG Publicação Ministério das Minas e Energia. Departamento Nacional da Produção Mineral, (229 Série Geologia 4, Seção Geológica, 2) Relatório Final, 229p.
- CHARDON, D., CHEVILLOTTE, V., BEAUVAIS, A., GRANDIN, G. & BOULANGE, B. 2006. Planation, bauxites and epeirogeny: one or two palaeosurfaces on the West African margin? *Geomorphology*, 82, 273–282.
- CHEN, Y.-C., SUNG, Q., CHENG, K.-Y., 2003. Along-strike variations of morphotectonic features in the Western Foothills of Taiwan: tectonic implications based on stream- gradient and hypsometric analysis. *Geomorphology* 56, 109–137.
- CHRISTOFOLETTI, A. A variabilidade espacial e temporal da densidade de drenagem. *Not. Geomorfológica*. 21 (42): 3-22, 1981.
- COBBOLD, P.R., MEISLING, K.E., MOUNT, V.S. (2001) Reactivation of an obliquely rifted margin, Campos and Santos basins, southern Brazil. *American Association of Petroleum Geologists (AAPG) Bulletin* 85(11):1925–1944.
- COCKBURN H. A. P., BROWN R. W., SUMMERFIELD M. A., SEIDL M. A. (2000) – Quantifying passive margin denudation and landscape development using a combined fission track thermochronology and cosmogenic isotope analysis approach. *Earth and Planetary Science Letters*, 179, 429-435.
- COGNÉ, N., GALLAGHER, K., COBBOLD, P.R., 2011. Post-rift reactivation of the onshore margin of southeast Brazil: Evidence from apatite (U–Th)/He and fission-track data. *Earth and Planetary Science Letters* 309, 118–130.
- CONTRERAS, J., ZUHLKE, R., BOWMAN, S. & BECHSTADT, T. 2010. Seismic stratigraphy and subsidence analysis of the southern Brazilian margin (Campos, Santos and Pelotas Basins). *Marine and Petroleum Geology*, 27, 1952–1980.
- CORDANI, U.G.; TEIXEIRA, W. 1979. Comentários sobre as determinações geocronológicas existentes para as regiões das folhas Rio de Janeiro, Vitória e Iguapé. *Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo*, folhas Rio de Janeiro (SF.23), Vitória (SF.24) e Iguapé (SF.23), MME, DNPM, Apêndice 1, 175-207
- CORDANI, U. G ET AL. - 2000 Crustal Evolution of The South America Platform. In: CORDANI, U. G et al., (Edited) *Tectonic Evolution Of South America*. 1a. Ed. Rio De Janeiro: 31st International Geological Congress, Cap. 1, P.19-40.

- CORRÊA, A . C. B. Mapeamento geomorfológico de detalhe do maciço da Serra da Baixa Verde, Pernambuco: estudo da relação entre a compartimentação geomorfológica e a distribuição dos sistemas geoambientais. Recife. Dissertação de Mestrado – Universidade Federal de Pernambuco. 1997. 183p.
- CORREA, A. C. B. MENDES, IANDARA ALVES - O Problema das Superfícies de Erosão: Novas Abordagens Conceituais e Metodológicas. Revista De Geografia DCG/UFPE, Recife, V. 18, N. 2, P. 70-86, 2002.
- CORRIGAN, J.D., 1993. Apatite fission track analysis of Oligocene strata in South Texas, U.S.A.: Testing annealing models. Chemical Geology (Isotope Geoscience Section) 104, 227-249.
- COYLE D. A. AND WAGNER G. A. (1998) Positioning the titanite fission- track partial annealing zone. Chem. Geol 149, 117–125.
- CPRM, 1999. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil: Folha Santos, Guaratinguetá, Ilha Grande, Campinas, Escala 1:25.0000. Projeto de Integração Geológica – Serviço Geológico do Brasil – Superintendência Regional de São Paulo.
- CHRISTOPHERSON, R.W., 2012. Geossistemas: uma introdução à Geografia Física, 7a ed. Porto Alegre, Bookman.
- CROSBY B.T, WHIPPLE K.X. 2006. Knickpoint initiation and distribution within fluvial networks: 236 waterfalls in the Waipaoa River, North Island, New Zealand. Geomorphology 82: 16–38.
- DAHL, P. S., 1997, A crystal-chemical basis for Pb retention and fission-track annealing systematics in U-bearing minerals, with implications for geochronology: Earth Planet. Sci. Lett., v. 150, p. 277-290.
- DAVIS, W.M., 1889. The Geographical Cycle. Geographical Journal, London, V. 14, N°5, Pp.481-484. In: ADAMS, G.F. (Edited) Planation Surfaces: Peneplain, Pediplain, and Ectchplains. vol. 22. Stroudsburg, Pennsylvania, 1975, Cap. 1, P. 16-17.
- DEL LAMA, E. A Terrenos granulíticos de Guaxupé: evolução petrológica de um segmento da crosta inferior. 1998. 188 f. Tese (Doutorado em Petrologia) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista: Rio Claro, 1998.
- DODSON, M.H., 1973. Closure temperatures in cooling geochronological and petrological systems. Contributions to Mineralogy and Petrology 40, 259–274.
- DONELICK, R.A., 1991. Crystallographic orientation dependence of mean etchable fission- track length in apatite: an empirical model and experimental observations. American Mineralogist 76, 83–91.

DORANTI, C.; MISSURA, R.; CORRÊA, A.C. DE B.; MENDES, I.A., 2004. Comparação da Rede de Drenagem do Planalto de Monte Verde-MG e Maciço do Passa Quatro-SP/MG, A Partir do Uso de Técnicas Morfométricas: Índices Rdes e Perfil Longitudinal, in: V Simpósio Nacional de Geomorfologia. Santa Maria-RS, pp. 1–15.

DORANTI C, 2006 Estrutura da Paisagem no Leste de São Paulo e Sudoeste de Minas Gerais: Relações Entre Superfícies de Erosão e Termocronologia por Traços de Fissão. 106f. Dissertação de Mestrado Universidade Estadual Paulista, Rio Claro-São Paulo.

DORANTI, C., HACKSPACHER, P.C., GLASMACHER, U.A., FRANCO, A.O.B., GODOY, D.F. de. Landscape Evolution of a Cretaceous Alkaline Massif on the Southeast of Brazil, in: Fission Track 2008. Anchorage - USA, pp. 3–5.

DUDDY, I. R. et al. - 1988. Thermal Annealing of Fission Tracks in Apatite 3. Variable Temperature Behavior, Chem. Geol. (Isot. Geosci. Sect.) 73, P. 25-39.

DUNKL, I. 2001. The Additional Parameters – A Short Introduction to the Data Handling With Trackkey 4.1. On Track, 11: 19-22.

DUNKL, I. 2002. Trackkey: A Windows Program for Calculation And Graphical Presentation of Fission Track Data. Computers And Geosciences, 28 (1): 3-12.

DUTRA, C. V. Método chumbo-alfa e idades de zircões do maciço alcalino de Poços de Caldas, Minas Gerais. In: Bol. Instituto de Geologia. EFMOP, v.1, n. 3-4, 1966.

ELLERT R., 1959. Contribuição À Geologia Do Maciço Alcalino De Poços De Caldas. São Paulo, Fac, Filos. Ciênc. Let/Usf, Boletim 237, Geologia 18:5 – 63.

EBERT H.D.,CHEMALE JR.F.,BABINSKY M.,ARTUR A.C.,VAN SCHMUSW.R. 1996. Tectonic setting and U/Pb zircon dating of the plutonic Socorro Complex in the Transpressive Rio Paraíba do Sul Shear Belt, SE Brazil. Tectonics, 15: 688-699.

EBERT H.D., Arcabouço tectônico da região de interseção entre os cinturões Ribeira e Brasília: integração de dados geológicos, estruturais, geofísicos, geocronológicos e fisiográficos através de geoprocessamento e modelagem 3D, Livre-docência. Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho, UNESP, Brasil 2005.

ENGLAND, P.C., MOLNAR, P., 1990. Surface uplift, uplift of rocks, and exhumation of rocks. Geology 18, 1173–1177.

ETCHEBEHERE, M.L. de C., SAAD, A.R., SANTONI, G., CASADO, F.C., FULFARO, V.J., 2006. Detecção de Prováveis Deformações Neotectônicas no Vale do Rio do Peixe, Região Ocidental Paulista, Mediante Aplicação de Índices RDE (Relação Declividade-Extensão) em Segmentos de Drenagem. Geociências 25, 271–287.

FARLEY, K.A., 2000. Helium diffusion from apatite: general behavior as illustrated by Durango fluorapatite. *Journal of Geophysical Research* 105 (B2), 2903–2914.

FIELDING, E.J., ISACKS, B.L., BARAZANGI, M. & DUNCAN, C. 1994. How Flat is Tibet? *Geology*, 22, 163-167.

FITZGERALD, P.G., STUMP, E., REDFIELD, T.F., 1993. Late Cenozoic Uplift of Denali and Its Relation to Relative Plate Motion and Fault Morphology. *Science* 250, Pp.497–499.

FLEISCHER, R.L.; PRICE, P.B.; WALKER, R.M. 1975. *Nuclear Tracks in Solids: Principles and Applications*. University of California Press, Berkeley, 605 Pp.

FLETCHER, C.J.N., LITHERLAND, M., 1981. The geology and tectonic setting of the Velasco alkaline province, eastern Bolivia (5), 541–548. *J. Geol. Soc. Lond.* 138.

FODOR, R.V., MCKEE, E.H., ASMUS, H.E., 1983 K–Ar ages and the opening of the south Atlantic Ocean: Basaltic rock from the Brazilian margin. *Marine Geol* 54, M1–M8.

FONT, M., AMORESE, D., LAGARDE, J.-L., 2010. DEM and GIS analysis of the stream gradient index to evaluate effects of tectonics: The Normandy intraplate area (NW France). *Geomorphology* 119, 172–180.

FRANCO, A. O. B., 2003. *História Térmica E Denudação Do Maciço Alcalino De Poços De Caldas (SP/MG) e Adjacências: Área Sul. Trabalho De Formatura – IGCE-UNESP, Rio Claro.*

FRANCO, A. O. B et al., 2005. História 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.

FRANCO-MAGALHÃES, A.O.B., HACKSPACHER, P.C., GLASMACHER, U.A., SAAD, A.R., 2010. Rift to post-rift evolution of a “passive” continental margin: the Ponta Grossa Arch, SE Brazil. *International Journal of Earth Sciences* 99, 1599–1613.

FRANCO-MAGALHÃES A.O.B. 2009. Exumação tectônica e evolução associada do relevo no Arco de Ponta Grossa, sul-sudeste do Brasil. Tese de Doutorado, Universidade Estadual Paulista, 121 p.

FREITAS, R. O. de. *Geologia e Petrologia da Ilha de São Sebastião*, Fac. Fil. Ciên. E Letr., Universidade de São Paulo, Bol. LXXXV, Geol. Nº 3- 244pp. 1947.

FREITAS, R.O. Relevos policíclicos na tectônica do Escudo Brasileiro. *Bol. Paul. Geog.*, (7):3-19 1951.

FÚLFARO, V.J.; SAAD, A.R.; SANTOS, M.V.; VIANNA, R.B. 1985. Compartimentação e Evolução Tectônica da Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*, 12(4):590-611.

- FUCK, R.A., PIMENTEL, M.M., SILVA, L.J.H.D., 1994. Compartimentação tectônica da porção oriental da Província Tocantins. In: Congresso Brasileiro de Geologia, vol. 38. Balneário Camboriú, SBG, pp. 215–216.
- GALLAGHER, K., BROWN, R., 1997. The onshore record of passive margin evolution. *Journal of the Geological Society of London* 154, 451–457.
- GALLAGHER, K.; HAWKESWORTH, C.J. E MANTOVANI, M.S.M. Denudation, Fission Track Analysis And Long Term Evolution Of Passive Margin Topography : Application To The Southeast Brazilian Margin. *Journal Of South American Earth Sciences*, V.8. N.1, P.65 – 77, 1994.
- GALLAGHER, K., BROWN, R., JOHNSON, C., 1998. Fission track analysis and its applications to geological problems. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 26, 519-572
- GLEADOW, A.J., W. DUDDY, I.R, LOVERING, J.F – 1986 – Fission Track Analysis: A New Tool For The Evaluation Thermal Histories And Hydrocarbon Potential, *Austral. Petrol. Expl. Ass. J.* 23, P. 93 – 102.
- GLEADOW, A.J.W., FITZGERALD, P.G. 1987. Uplift History And Structure Of The Transantarctic Mountains: New Evidence From Fission Track Dating Of Basement Apatites In The Dry Valleys Area, Southern Victoria Land, *Earth Planetary Sciences Letters* 82, Pp. 1-14.
- GODOY, D. F. DE. 2003. História Térmica E Denudação Do Maciço Alcalino De Poços De Caldas E Circunvizinhanças: Área Norte. Trabalho De Graduação – Igce-Unesp, Rio Claro-Sp.
- GODOY, D.F. 2006. Termotectônica Por Traços De Fissão Em Apatitas Dos Altos Estruturais De Pitanga, Pau D'álho E Jibóia-Centro Do Estado De São Paulo. Dissertação De Mestrado. Universidade Estadual Paulista, 141pags.
- GREEN, P.F.; DUDDY, I. R.; GLEADOW, A. J. W.; TINGATE, P. R.; LASLETT, G. M. – 1986. Thermal Annealing Of Fission Tracks In Apatite 1: A Qualitative Description. *Chemical Geology – Isotope Geoscience Section* (59) 4: P. 237-253.
- GREEN, P.F.; DUDDY, I.R.; LASLETT, G.M.; HEGARTY, K.A.; GLEADOW, A.J.W.; LOVERING, J.F., 1989. Thermal annealing of fission tracks in apatite. *Chemical Geology* 79, 155–182.
- GROBE, R.W., ALVAREZ-MARRÓN, J., GLASMACHER, U. A., MENÉNDEZ-DUARTE, R., 2010. Low-temperature exhumation history of Variscan-age rocks in the western Cantabrian Mountains (NW Spain) recorded by apatite fission-track data. *Tectonophysics* 489, 76–90.

- GROHMANN, C. H., RICCOMINI, C., ALVES, F.A., 2007. Srtm-Based Morphotectonic Analysis Of The Pocos De Caldas Alkaline Massif, Southeastern Brazil. *Computers & Geosciences* 33 (2007) 10–19.
- GROHMANN, C.H., RICCOMINI, C., STEINER, S.S., 2008. Aplicações dos modelos de elevação SRTM em geomorfologia. *Revista Geográfica Acadêmica* 2:73-83
- GROVE, M., HARRISON, T., 1996. 40Ar diffusion in Fe-rich biotite. *American Mineralogist* 81, 940–951.
- GUEDES, I.C., 2008. Aplicação de Análise Flúvio-Morfométrica na Bacia Hidrográfica do Rio Santo Anastácio-SP Para detecção de Deformações Neotectônicas.
- GUILLOCHEAU, F., ROUBY, D., ROBIN, C., HELM, C., ROLLAND, N., LE CARLIER DE VESLUD, C., BRAUN, J., 2012. Quantification and causes of the terrigenous sediment budget at the scale of a continental margin: a new method applied to the Namibia-South Africa margin. *Basin Research* 24, 3–30.
- GUNNEL, Y. – 2000 - Apatite Fission Track Thermochronology: An Overview Of Its Potential And Limitations In Geomorphology. *Basin Research* V.12, 115–132.
- GUNNEL Y, GALLAGHER K, CARTER A, WIDDOWSON M, HURFORD A. J, 2003. Denudation History Of The Continental Margin Of Western Peninsular India Since The Early Mesozoic – Reconciling Apatite Fission-Track Data With Geomorphology. *Earth And Planetary Science Letters* 215: 187-201.
- GUNNELL, Y., CALVET, M., BRICHAU, S., CARTER, A., AGUILAR, J.-P., ZEYEN, H., 2009. Low long-term erosion rates in high-energy mountain belts: Insights from thermo- and biochronology in the Eastern Pyrenees. *Earth and Planetary Science Letters* 278, 208–218.
- HACK, J. T. – 1960. Geomorphology Of The Shenandoah Valley, Virginia And Origin Of The Residual Shore Deposits. *Usg. Survey Prof. Paper*, 484:84 P.
- HACK, J.T., 1973. Stream-profile analysis and stream-gradient index. *U.S. Geological Survey Journal of Research* 1, 421–429.
- HACKSPACHER, P.C.; FETTER, A.H.; EBERT, H.D.; JANASI, V.A.; DANTAS, E.L.; OLIVEIRA, M.A.F; BRAGA, I.F.; NEGRI, F. DE A., 2003. Magmatismo há ca. 660-640Ma no Domíni Socorro: Registro de Convergência Pré-Colisional na Aglutinação do Gondwana Ocidental. *Revista do Instituto de Geociências - USP* 3, 85–96.
- HACKSPACHER, P.C; RIBEIRO, L.F.B.; RIBEIRO, M.C.S.; FETTER,A.H.; HADLER NETO,J.C.; S. TELLO, C.E.; DANTAS, E.L. 2004. Consolidation And Break –Up Of The

South American Platform In Southeastern Brazil: Tectonothermal And Denudation Histories. *Gondwana Research* –Nº1, P. 91 -101.

HACKSPACHER, P.C.; GODOY, D. F.; RIBEIRO, L. F. B.; HADLER NETO, J. C.; . FRANCO, A.O.B., 2007. Modelagem térmica e geomorfologia da borda sul do Cráton do São Francisco : termocronologia por traços de fissão em apatita. *Revista Brasileira de Geociências* 37, 76–86.

HAMES, W. E., AND S. A. BOWRING (1994), An empirical evaluation of the argon diffusion geometry in muscovite, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 124, 161–167.

HAMZA, V.M. and VERNA, R.K. 1969. The relationship of heat flow with age of basement rocks. *Bull. Volcanol.* 33:123-152

HAMZA, V.M., 1977. Possible limits on the temperature distributions in the continental lithosphere. *An. Acad. Bras. Ciênc.* 49:287-295.

HAMZA, V.M., 1982. Terrestrial heat flow in the alkaline intrusive complex of Poços de Caldas, Brazil. *Tectonophysics*, 83 (1-2): 45-62.

HAMZA, V.M., CARDOSO, R.A. E GOMES, A.J.L, 2005. Gradiente E Fluxo Geotérmico Na Região Sudeste: Indícios De Calor Residual Do Magmatismo Alcalino E Implicações Para Maturação Térmica De Sedimentos Na Plataforma Continental. Iii Simpósio De Vulcanismo E Ambientes Associados Cabo Frio, Rj – 02 A 07/08/2005.

HARKINS, N.W., ANASTASIO, D.J., PAZZAGLIA, F.J., 2005. Tectonic geomorphology of the Red Rock fault, insights into segmentation and landscape evolution of a developing range front normal fault. *Journal of Structural Geology* 27, 1925–1939

HARRISON, T. M., 1981, Diffusion of ^{40}Ar in hornblende: Contributions in Mineralogy and Petrology, v. 78, p. 324–331.

HARRISON, T. M., I. DUNCAN, AND I. MCDOUGALL (1985), Diffusion of ^{40}Ar in biotite: Temperature, pressure and compositional effects, *Geochim. Cos- mochim. Acta*, 49, 2461–2468.

HASUI, Y & CORDANI, U.G. 1968 Idades Potássio-Argônio de rochas eruptivas mesozoica do oeste mineiro e sul de Goiás. *Anais do Congresso Brasileiro de Geologia*, 22:139-143.

HASUI, Y e OLIVEIRA, M. A . F. (1984). Província Mantiqueira, setor central. IN: O Pré – Cambriano do Brasil, eds. Almeida, F.F.M. e Hasui, Y. Edgard Blücher Ltda, São Paulo, 378pp.

- HASUI, Y., ALMEIDA, F.F.M., MIOTO, J.A., MELO, M.S., 1982. Geologia, tectônica geomorfologia e sismologia regional de interesse às usinas nucleares da praia de Itaorna. IPT, São Paulo. Monografias (6).
- HAWKESWORTH, C.J., GALLAGHER, K., KIRSTEIN, L., MANTOVANI, M., PEATE, D., TURNER, S., 2000. Tectonic controls on flood basalt magmatism in the Parana-Etendeka Province. *Earth Planet. Sci. Lett.* 179, 335–349.
- HAYAKAWA, Y.S., OGUCHI, T., 2006. DEM-based identification of fluvial knickzones and its application to Japanese mountain rivers. *Geomorphology* 78, 90–106.
- HEILBRON, M. 1993. Evolução tectono-metamórfica da Seção Bom Jardim de Minas (MG) -Barra do Piraí (RJ). Setor Central da Faixa Ribeira. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências - Universidade de São Paulo, 268 p.(inédito).
- HEILBRON, M.; PEDROSA-SOARES, A.C.; CAMPOS NETO, M. C.; SILVA, L.C.; TROUW, R.A.J.; JANASI, V.A.; 2004 - Província Mantiqueira, P. 204-234. In: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C.D.R.; BRITO-NEVES, B.B.; (ORG) Geologia Do Continente Sul-Americano: Evolução Da Obra De Fernando Flávio Marques De Almeida, São Paulo, Beca, 647p.
- HOUSE, M.A., WERNICKE, B.P., FARLEY, K.A. AND DUMITRU, T.A. 1997. Cenozoic Thermal Evolution Of The Central Sierra Nevada, California, From (U-Th)/He Thermochronometry. *Earth And Planetary Science Letters*, 151, 167-179.
- HOUSE, M. A., WERNICKE, B. P., AND FARLEY, K. A., 1998, Dating Topography Of The Sierra Nevada, California, Using Apatite (U-Th)/He Ages: *Nature*, V. 396, P. 66–69
- HURFORD, A. J., AND GREEN, P. F., 1983, The Zeta Age Calibration Of Fission-Track Dating: *Chemical Geology*, V. 1, P. 285–317.
- HERZ N. 1977. Timing of spreading in the South Atlantic: Information from Brazilian alkalic rocks -*Geological Society of America Bulletin*, 88: 101-112 Hiruma & Riccomini (1999)
- HIRUMA, S. T.; RICCOMINI, C., 1999. Análise Morfométrica Em Neotectônica: O Exemplo Do Planalto De Campos Do Jordão, Sp. *Revista do Instituto Geológico* 20, 5–19.
- HIRUMA, S.T., MODENESI-GAUTTIERI, M.A.Y.C., 2001. Neotectônica No Planalto De Campos Do Jordão, SP. *Revista Brasileira de Geociências* 31, 375–384.
- HIRUMA, S.T., RICCOMINI, C., MODENESI-GAUTTIERI, M.C., HACKSPACHER, P.C., NETO, J.C.H., FRANCO-MAGALHÃES, A.O.B., 2010. Denudation history of the Bocaina Plateau, Serra do Mar, southeastern Brazil: Relationships to Gondwana breakup and passive margin development. *Gondwana Research* 18, 674–687.

- HOLMES, D.C; PITTY, A.E; NOY, D.J., 1992. Geomorphological and hydrogeological features of the Poços de Caldas caldera analogue study sites. *Journal of Geochemical Exploration* 45, 215–247.
- HURFORD, A. J. 1990. Standardization Of Fission Track Dating Calibration: Recommendation By The Fission Track Working Group Of The I.U.G.S. Subcommittee On Geochronology. *Chemical Geology (Isotope Geoscience Section)*, 80: 171-178.
- IBGE - Manual Técnico de Geomorfologia. Rio de Janeiro, IBGE, 2000. 111p.
- JANASI V.A. 1992. Rochas sieníticas e mangerítico-charnoquíticas neoproterozóicas da região entre Caldas e Campestre, MG: aspectos petrológicos. Tese de Doutorado, Inst. de Geociências, Univ.São Paulo, 298 p
- JAPSEN, P., BONOW, J.M., GREEN, P.F., CHALMERS, J.A., LIDMAR-BERGSTRÖM, K., 2006. Elevated, passive continental margins: long-term highs or Neogene uplifts? New evidence from West Greenland. *Earth and Planetary Science Letters* 248, 315–324.
- Jolivet, M., P. Labaume, M. Brunel, N. Arnaud, and M. Campani (2007), Thermochronology constraints for the propagation sequence of the south Pyrenean basement thrust system (France-Spain), *Tectonics*, 26, TC5007;
- KAWASHITA, K., MAHIQUES, M.M. AND ULBRICH, H.H.G.J., 1984. Idades Rb/Sr de nefelina sieníticos do Anel Norte do Maciço Alcalino de Poços de Caldas, MG-SP. In: 33rd Cong. Bras. Geol., Rio de Janeiro, Resumos, pp. 244-245.
- KELLER, E.A., PINTER, N., 1996. *Active Tectonics*. Prentice-Hall, Upper Saddle River, 338 pp.
- KETCHAM, R.A., DONELICK, R.A., CARLSON, W.D., 1999. Variability of apatite fission track annealing kinetics: III. Extrapolation to geological time scales. *American Mineralogist* 84, 1235–1255.
- KING, L.C. (1953) Canons of Landscape evolution. *Bull. Geol.Soc. Am.*, 64. p. 721-752
- KING, L.C. 1956 - A Geomorfologia Do Brasil Oriental. *Revista Brasileira De Geografia*, V.18, N.2, P.147-265.
- KING, L.C., 1963. *South African Scenery*. Oliver and Boyd, Edinburgh, 379 pp.
- KING, L.C., 1967. *Morphology of the Earth*. Oliver and Boyd, Edinburgh, 699 pp.
- KOOI, H., BEAUMONT, C., 1996. Large-scale geomorphology: classical concepts reconciled and integrated with contemporary ideas via a surface processes model. *Journal of Geophysical Research* 101 (B2), 3361–3386.
- KOTSCHOUBEY, B., HIERONIMUS, B., RODRIGUES, O. B.&AMARAL, R. T. 1996. Basaltos e serpentinitos da área da Serra do Tapa (PA). Prováveis testemunhos de um

complexo ofiolítico pouco evoluído e desmembrado. In: Congresso Brasileiro de Geologia 39, Salvador, Anais, 6. Sociedade Brasileira de Geologia, 25–28.

LAGEAT Y. (1989) – Le relief du Bushveld, une géomorphologie des roches basiques et ultrabasiqes. Publications de la Faculté de Lettres et Sciences Humaines de l'Université Blaise-Pascal, Clermont- Ferrand, 591 p.

LASLETT, G. M., GREEN, P. F., DUDDY, I. R. AND GLEADOW, A. J. W. (1987). Thermal Annealing Of Fission Tracks In Apatite, 2. A Quantitative Analysis. Chem. Geol. (Isot. Geosci. Section) 65, 1)13.

LEONARDI, F.A., 2007. A relação dos Perfis lateríticos bauxíticos com as superfícies geomórficas do planalto de Poços de Caldas SP/MG.

LIFTON, N.A. & CHASE, C. G. 1992. Tectonic, Climatic And Lithologic Influences On Landscape Fractal Dimension And Hypsometry: Implications For Landscape Evolution In The San Gabriel Mountains, California. Geomorphology, 5, 77-114.

LIN, Z., OGUCHI, T., 2006. DEM analysis on longitudinal and transverse profiles of steep mountainous watersheds. Geomorphology 78, 77–89.

LIPSKI M. 2002. Tectonismo Cenozóico no Quadrilátero Fer- rífero, Minas Gerais. Dissertação de Mestrado, Univer- sidade Federal de Ouro Preto, 171 p.

LOVERA OM, GROVE M, HARRISON TM, MAHON KI (1997) Systematic analysis of K-feldspar 40Ar/39Ar step heating results: I. Signifi- cance of activation energy determinations. Geochim Cosmochim Acta 61:3171-3192

LUTZ, T.M. & OMAR, G; Na Inverse Method Of Medeling Thermal Histories From Apatite Fission-Track Data. Earth Planetary Science Letters, V. 104, P.181-195, 1991.

MACGREGOR, D.S., 2012. Late Cretaceous-Cenozoic sediment and turbidite reservoir supply to South Atlantic margins. Geological Society, London, Special Publications.

MANCKTELOW, N.S. GRASEMANN, B. 1997 Time-dependent ejects of heat advection and topography on cooling histories during erosion, Tectonophysics 270 167-195.

MAGALHÃES Jr, A. P. SAADI, A. (b) Ritmos da Dinâmica Fluvial plio-quadernária Guiados por Soerguimento Regional e Tectônica de Falhamento: O Vale do rio das Velhas na Região de Belo Horizonte - MG. Geonomos, Centro de Pesquisa Manoel Teixeira da Costa - IGC\UFMG, Nº 2, Belo Horizonte, p. 42-54, 1994.

MARKER, M.E., HOLMES, P.J., 1999. Laterisation on limestones of the Tertiary Wankoe Formation and its relationship to the African Surface, southern Cape, South Africa. Catena 38, 1–21.

McKEOWN, F. A. et al. Analysis of stream-profile data and inferred tectonic activity, Eastern Ozark Mountains region. U. S. Geological Survey Bulletin, n. 1807, p. 1-39, 1988.

MEISLING, K.E., COBBOLD, P.R., MOUNT, V.S., SURIA, C., LEGG, C., GORDON, S., CRAWFORD, M., HE, Z., ELLIOT, E., QUO, L., 2001. Segmentation of an obliquely rifted margin, Campos and Santos Basins, southeastern Brasil 11, 1903–1924.

MELLO CL. 1997. Sedimentação e tectônica cenozóicas no médio vale do rio Doce (MG, Sudeste do Brasil) e suas implicações na evolução de um sistema de lagos. PhD thesis, Departamento de Estratigrafia e Paleontologia, IGc/USP, São Paulo, Brazil.

MELO, M. S. et al. Neotectônica da área do alto rio Pardo (SP e MG). Revista IG. São Paulo, v.14, n.1, p. 27-38, 1993.

MERRITS, D. & VINCENT, K.R. Geomorphic response of coastal streams to low, intermediate, and high rates of uplift, Mendocino triple junction region, northern California. Geological Society of America Bulletin, v. 101, p. 1.373-1.388, 1989.

MARQUES F. P. L., & AB’SABER, N.A. – 1961. Ocorrência De Sedimentos Remanescentes Nas Fraldas Da Serra Do Iqueririm (Guaruva-Sc). Bol. Paranaense De Geografia. Curitiba, 1961. (4/5): 82-83 P.

MILANI, E. J. – 1997 – Evolução Tectono-Estratigráfica Da Bacia Do Paraná E Seu Relacionamento Com A Geodinâmica Fanerozoica Do Gondwana Sul-Occidental. Porto Alegre, Inst. Geoc., Ufrgs, Tese (Doutorado Em Geociências). 255p.

MISSURA, R. Análise Morfométrica do Maciço do Passa Quatro SP/MG. Trabalho de Graduação realizado junto ao DEPLAN/IGCE/UNESP- Campus de Rio Claro, 56 p, 2002.

MOLIN, P., FUBELLI, G., 2005. Morphometric evidence of the topographic growth of the Central Apennines. Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria 28, 47–61.

MONTES-LAUAR, C.R., 1988. Estudo paleomagnético dos maciços alcalinos de Poços de Caldas, Passa Quarto e Itatiaia. M.Sc. Thesis, Inst. Astron. e Geofis., Univ. São Paulo, 10t pp.

MOORE, A., BLENKINSOP, T., COTTERILL, F. (WOODY), 2008. Controls on post-Gondwana alkaline volcanism in Southern Africa. Earth and Planetary Science Letters 268, 151–164.

MORALES, N Evolução tectônica do cinturão de cisalhamento Campo do Meio na sua porção ocidental. 1993. Tese (Doutorado em Geologia Geral) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista: Rio Claro, 1993, 270 p.

MOREIRA, A.A.N. & CAMELIER, C. – 1977 – Relevo in Geografia do Brasil, Região Sudeste, Rio de Janeiro. IBGE.

- MOREIRA, É.C., ALBERTO, L., FERNANDES, D.Á., PEREIRA, V.P., 2007. A Análise de Lineamentos Estruturais , Sob a Óptica da Geometria Fractal , no Maciço Alcalino de Poços de Caldas (MG). Revista Pesquisas em Geociências 34, 89–97.
- MOTOKI, A; OLIVEIRA, J.L.S. 1987. Reconsiderações vulcanológicas sobre a hipótese de caldeira vulcânica no Complexo Alcalino de Poços de Caldas, MG. Parte I : Rochas sedimentares como corpos capturados, fragmentados e afundados no magma fonolítico. An. IV Simp. Geol. Minas Gerais, 420-433.
- MOURA, JOSILDA R S; MELLO, C.L., 1991. Classificação Aloestratigráfica Do Quaternário Superior Na Região De Bananal (SP / RJ). Revista Brasileira de Geociências 21, 236–254.
- NAESER, C.W. (1967) The use of apatite and sphene for fission track age determinations. Bull Geol Soc Am 78: 1523-1526
- OLIVEIRA, M. A. F. ET AL., - 1983 - Sedimentação Associada Ao Vulcanismo Alcalino De Poços De Caldas (Divinolândia-Sp). Boletim Ig, Usp, V. 6: 13-19.
- PELVAST, J.C., & SALES, V.C., 2002. Aplainamento E Geodinâmica: Revisitando Um Problema Clássico Em Geomorfologia. Mercator - Revista De Geografia Da Ufc, Ano 01, Número 01.
- OREIRO, S.G., CUPERTINO, J.A., SZATMARI, P., FILHO, A.T., 2008. Influence of pre-salt alignments in post-Aptian magmatism in the Cabo Frio High and its surroundings, Santos and Campos basins, SE Brazil: An example of non-plume-related magmatism. Journal of South American Earth Sciences 25, 116–131.
- PARISI, C.A. Jazidas de bauxita da região de Poços de Caldas, Minas Gerais – São Paulo. In: Principais Depósitos Minerais do Brasil. Volume III. Carlos Schobbenhaus e Carlos Eduardo Silva Coelho (coordenação geral). Brasília: DNPM, 1988.
- PARTRIDGE, T.C., MAUD, R.R., 1987. Geomorphic evolution of Southern Africa since the Mesozoic. S. Afr. J. Geol. 90, 179–208
- PARTRIDGE, T. C. 1997. Late Neogene uplift in eastern and southern Africa and its palaeoclimatic implications. In: RUDDIMAN, W. F. (ed.) Tectonic Uplift and Climatic Change. Plenum Press, New York, 63–86.
- PAZZAGLIA, F.J. 2003. Landscape Evolution Models. Developments In Quaternary Science. Vol. 1. Pp. 247-274.
- PENALVA, F. 1971. Sedimentos Neo-Cenozóicos Nos Vales Dos Rios Jundiáí, Atibaia E Jaguari (Estado De São Paulo). Boletim Paulista De Geografia, N. 46, P. 107-138.

- PENK, W. - 1953 Morphological Analysis Of Land Forms: A Contribution To Physical Geology. London, Macmillan, 429p.
- PIMENTEL, M. M.; HARDY, J.; FUCK, R. A. – 2004 – O Embasamento da Faixa Brasília e o Arco Magmático de Goiás. In: Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida – Mantesso-Neto, V.; Bartorelli, A.; Carneiro, C. D. R.; Brito-Neves, B. B. B. – ed. Beca – p 354-368.
- PONÇANO, W. L., CARNEIRO, C. D. R., BISTRICHI, C. A., ALMEIDA, F. F. M. E PRANDINI, F. L. - 1981. Mapa Geomorfológico Do Estado De São Paulo. São Paulo, Ipt (Ipt, Monografias, 5). Escala: 1:1 000 000.
- PONÇANO, W. L.; STEIN, D. P.; ALMEIDA, F. F. M.; MELO, M. S. A Formação Itaqueri e depósitos correlatos no Estado de São Paulo. In: XXXII CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, Salvador, 1982. Anais... Salvador: SBG/BA
- PRICE, P.B., WALKER, R.M., 1963. Fossil tracks of charged particles in mica and the age of minerals. J. Geophys. Res. 68, 4847– 4862.
- RAAB, M.J. 2001 The Geomorphic Response Of The Passive Continental Margin Of Northern Namibia To Gondwana Break-Up And Global Scale Tectonics. Doctoral Thesis, Universität Zu Göttingen, Göttingen, 253p.
- RAAB, M.J.; BROWN, R.W.; GALLAGHER, K., 2002. Quantifying denudation rates with vertical relief fission track profiles. pp. 621–658.
- RADAM BRASIL. 1983. Secretaria Geral – Ministério De Minas E Energia. Projeto Radam Brasil; Folhas Sf 23/24, Rio De Janeiro/Vitória: Volume 32.
- REINERS, PETER W.; FARLEY, K.A., 1999. Helium diffusion and (U – Th)/ He thermochronometry of titanite. Geochimica et Cosmochimica Acta 63, 3845–3859.
- Reiners, P. W., T. L. Spell, S. Nicolescu, and K. A. Zangetti (2004), Zircon (U-Th)/He thermochronometry: He diffusion and comparisons with $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating, Geochim. Cosmochim. Acta, 68, 1857–1887.
- Reiners, P.W., and Brandon, M.T., 2006, Using thermochronology to understand orogenic erosion: Annual Review of Earth and Planetary Science, v. 34, p. 419-466.
- Reiners, P.W. and Ehlers, T.A. (eds) Reviews in Mineralogy and Geochemistry, v. 58, p. 151 - 179
- REINERS, P.W., SHUSTER, D.L., 2009. Thermochronology and Landscape evolution. Physics Today 31–36.

- Reiners PW, Ehlers TA, Mitchell SG, Montgomery DR. 2003. Coupled spatial variations in precipitation and long-term erosion rates across the Washington Cascades. *Nature* 426: 645–647.
- REINERS, P.W., 2007. Thermochronologic approaches to paleotopography. *Rev. Mineral. Geochem.* 66, 243–267
- RIBEIRO, M.C.S. 2007 - Termocronologia E História Denudacional Da Serra Do Mar E Implicações No Controle Depositional Da Bacia De Santos. Tese De Doutorado, Programa De Pos-Graduacao Em Geologia Regional, Unesp-Rio Claro.
- RICCOMINI, C. 1989. O Rift Continental Do Sudeste Do Brasil. São Paulo, 256 P. Tese De Doutorado - Instituto De Geociências Da Usp.
- RICCOMINI, C., 1997. Arcabouço Estrutural E Aspectos Do Tectonismo Gerador E Deformador Da Bacia Bauru No Estado De São Paulo. *Revista Brasileira de Geociências* 27, 153–162.
- RICCOMINI C; SANT'ANNA, L.G; FERRARI A.L; 2004 Evolução Geológica Do Rift Continental Do Sudeste Do Brasil. In: MANTESSO-NETO V; BARTORELLI A.; CARNEIRO, C.D.R; BRITO NEVES, B.B. De; *Geologia Do Continente Sul Americano: Evolução Da Obra De Fernando Flávio Marques De Almeida*. Beca, São Paulo 383–405p.
- ROBERTS, S.V., BURBANK, D.W. 1993. Uplift and thermal history of the Teton Range (northwestern Wyoming) declined by apatite fission track dating, *Earth Planetary Sciences Letters*, 118, pp. 295-309.
- RÖMER, W., 2008. Accordant summit heights, summit levels and the origin of the “upper denudation level” in the Serra do Mar (SE-Brazil, São Paulo): A study of hillslope forms and processes. *Geomorphology* 100, 312–327.
- RÖMER, W., 2010. Multiple planation surfaces in basement regions: Implications for the reconstruction of periods of denudation and uplift in southern Zimbabwe. *Geomorphology* 114, 199–212.
- ROSALES, M.J.T. 1999 Caracterização geofísica do complexo intrusivo ultrabásico-alcalino de Jacupiranga, (SP). Instituto Astronômico e Geofísico, IAG/USP. Dissertação de Mestrado, 120pp.
- RUELLAN, F. 1944. Evolução geomorfológica da Baía de Guanabara e das regiões vizinhas. *Revista Brasileira de Geografia*, 4(4), pp. 455-508
- SAADI, A. 1990 Ensaio sobre a morfotectônica de Minas Gerais. Belo Horizonte, IGC/UFMG. Tese de Professor Titular, 285 p.

SAADI, A. et al. Vulcanismo extrusivo e Tectônica Cretáceas no Centro Sul de Minas Gerais. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 3, Rio Claro. Boletim... 1991.

Sadowski, G.R., Dias Netto, C. de M., 1981. O Lineamento Tectônico de Cabo Frio. Rev. Bras. Geoci. 11 (4), 209–212.

SALVADOR, E.; RICOMINI, C. Neotectônica da região do Alto estrutural de Queluz (SP-RJ, Brasil). Revista Brasileira de Geociências. São Paulo, v.25, n.3, p.151-164, 1995.

SANTOS, M. Serra da Mantiqueira e planalto do alto rio Grande: A bacia terciária de Aiuruoca e evolução morfotectônica. 1999. 134f. 2v. Tese (Doutorado em Geologia Regional), Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro.

SCHOBENHAUS, C.; CAMPOS, D.A.; DERZE, G.R.; HASMUS, H.E. (Coordenadores). - 1981. Mapa Geológico Do Brasil E Da Área Oceânica Adjacente Incluindo Depósitos Minerais, Escala 1: 2 500 000- Brasília Dnrm, 4 Folhas, 400pp.

SCHORSCHER H.D. & SHEA M.E. 1992. The Regional Geology Of The Poços De Caldas Alkaline Complex: Mineralogy And Geochemistry Of Selected Nepheline Syenites And Phonolites. J. Geoch. Explor. 54:173-214.

SEEBER, L., GORNITZ, V., 1983. River profiles along the Himalayan arc as indicators of active tectonics. Tectonophysics 92, 335–367.

SHEA, M.E., 1992. Isotopic geochemical characterization of selected nepheline syenites and phonolites from the Poços de Caldas alkaline complex, Minas Gerais, Brazil. Journal of Geochemical Exploration 45, 173–214.

SHUSTER, D.L., VASCONCELOS, P.M., HEIM, J. A., FARLEY, K. A., 2005. Weathering geochronology by (U-Th)/He dating of goethite. Geochimica et Cosmochimica Acta 69, 659–673.

SILVA, J.D.S., GLASMACHER, U.A., HACKSPACHER, P. C.; STOCKLI, D.; KARL, M.; SEHRT, M., 2011. The Poços de Caldas alkaline massif, a key to understand thermal, exhumation, rock and surface uplift history at the “ passive ” continental margin of Brazil, in: EGU General Assembly. Vienna, p. 2011.

SIQUEIRA-RIBEIRO, M. C.; HACKSPACHER, P. C.; RIBEIRO, L.F. B.; HADLER NETO, J.C., 2011. Evolução Tectônica E Denudacional Da Serra Do Mar (SE/Brasil) No Limite Entre O Cretáceo Superior E Paleoceno, Utilizando Análises De Traços De Fissão E U-Th/He Em Apatitas. Revista Brasileira de Geomorfologia 3, 3–14.

- SLAVEC G.B. 2000. Estudo Gravimétrico do Complexo alcalino de Juquiá – SP. IAG/USP. Trabalho de Graduação II. 35 pp
- SLAVEC, G. DE B., MANTOVANI, M. S. M. & SHUKOWSKY, W. 2004. Estudo Gravimétrico Do Maciço Alcalino De Poços De Caldas. *Revista Brasileira De Geociências* 34(2):275-280.
- SCHULMAN A., CARVALHO A., VALETON I. 1997. Bauxite of Poços de Caldas. In A. Carvalho, B. Boulangé, A.J. Melfi, Y. Lucas (ed.): *Brazilian Bauxites*. USP-FAPESP-Orstom, São Paulo-Paris, 231-254.
- SOARES, P. C.; LANDIM, P. M. B. Depósitos cenozóicos na região Centro-Sul do Brasil. *Notas Geomorfológicas*, Campinas, v. 16, n. 31, p. 17-39, 1976
- SONOKI I.K. & GARDA G.M. 1988. Idades K-Ar De Rochas Alcalinas Do Brasil Meridional E Paraguai Oriental: Compilação E Adaptação Às Novas Constantes De Decaimento. *Boletim Ig-Usp, Série Científica*, 19:63-85.
- STÜWE, K.; HINTERMÜLLER, M., 2000. Topography and isotherms revisited : the influence of laterally migrating drainage divides. *Earth and Planetary Science Letters* 184, 287–303.
- STUWE, K., WHITE, L., BROWN, R., 1994. The influence of eroding topography on steady-state isotherms. Application to fission track analysis. *Earth and Planetary Science Letters* 124, 63–74.
- SUMMERFIELD, M. A. 1991. *Global Geomorphology*. New York, Longman Scientific And Technical, 537pp.
- SUMMERFIELD, M.A. 2005. The Changing Landscape Of Geomorphology. *Earth Surface Processes And Landforms* 30, Pp. 779-781.
- TAGAMI T, O’SULLIVAN P.B. (2005) Fundamentals of fission-track thermochronology. *Rev Mineral Geochem* 58: 19-47
- TAGAMI, T., GALBRAITH, R.F., YAMADA, R., LASLETT, G.M., 1998. Revised annealing kinetics of fission tracks in zircon and geologic implications. In: VAN DEN HAUTE, P., DE CORTE, F. (Eds.), *Advances in Fission-Track Geochronology*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, pp. 99–112
- TARDY Y. & ROQUIN, 1998. Dérive des continents, paléoclimats et altérations tropicales. Ed. BRGM, Orléans, 473 p.
- TELLO SAENZ, C., HACKSPACHER, P., HADLER NETO, J., IUNES, P., GUEDES, S., RIBEIRO, L.F., PAULO, S., 2003. Recognition of Cretaceous, Paleocene, and Neogene tectonic reactivation through apatite fission-track analysis in Precambrian areas

of southeast Brazil: association with the opening of the south Atlantic Ocean. *Journal of South American Earth Sciences* 15, 765–774.

TELLO SAENZ C.A, HADLER NETO J.C., IUNES P.J., GUEDES S., HACKSPACHER P.C, RIBEIRO L.F.B., PAULO S.R., OSORIO A.M. – 2005 - Thermochronology Of The Southamerican Platform In The State Of São Paulo, Brazil, Through Apatite Fission Tracks. *Radiation Measurements*, (39) 635 – 640.

THIEDE, R.C., BOOKHAGEN, B., ARROWSMITH, J.R., SOBEL, E.R., STRECKER, M.R., 2004. Climatic control on rapid exhumation along the Southern Himalayan Front. *Earth and Planetary Science Letters* 222, 791–806.

THOMAZ FILHO, A.; RODRIGUES, A. L. O alinhamento de rochas alcalinas Poços de Caldas-Cabo frio (RJ) e sua continuidade na cadeia Vitória-Trindade. *Revista Brasileira de Geociências*, Rio de Janeiro, v. 2, n. 29, p. 189-194, jun. 1999.

THOMAZ FILHO, A., CESERO, P. DE, MIZUSAKI, A.M., LEÃO, J.G., 2005. Hot spot volcanic tracks and their implications for south American plate motion, Campos basin (Rio de Janeiro state), Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 18, 383–389.

THOMPSON, R.N., GIBSON, S.A., MITCHELL, J.G., DICKIN, A.P., LEONARDOS, O.H., BROD, J.A., GREENWOOD, J.C., 1998. Migrating Cretaceous – Eocene Magmatism in the Serra do Mar Alkaline Province , SE Brazil : Melts from the Deflected Trindade Mantle Plume? *Journal of Petrology* 39, 1493–1526.

TINKER, J., DE WIT, M., BROWN, R., 2008. Mesozoic exhumation of the southern Cape, South Africa, quantified using apatite fission track thermochronology. *Tectonophysics* 455, 77–93

TÖPFNER, C. 1996. Brasiliano-Granitoide in den Bundesstaaten São Paulo und Minas Geraiseine vergleichende Studie. *Münchner Geologische Hefte* A17:258 p.

TROIANI, F., DELLA SETA, M., 2008. The use of the Stream Length–Gradient index in morphotectonic analysis of small catchments: A case study from Central Italy. *Geomorphology* 102, 159–168.

TURCOTTE, D.I., SCHUBERT, G. 1982. *Geodynamics: Applications Of Continuum Physics To Geological Problems*, 1st Edn., John Wiley And Sons, New York, 1982.

ULBRICH H.H. & GOMES C.B. 1981. Alkaline Rocks From Continental Brazil. *Earth Sci. Rev.*, 17:135-154.

ULBRICH, H. H. G. J. A petrografia, a estrutura e o quimismo de nefelina sienito do maciço alcalino de Poços de Caldas, MG. São Paulo - SP. 446p. Dissertação (Livro Docência) – Universidade de São Paulo - USP, 1984.

ULBRICH, H.H & ULBRICH, M. N. 1992. O Maciço Alcalino De Poços De Caldas, Mg-Sp: Características Petrográficas E Estruturais. Roteiro Das Excursões do 37 Congresso Brasileiro De Geologia, São Paulo.

ULBRICH M.N.C. 1993. Mineralogy Of Nepheline Syenites From The Poços De Caldas Alkaline Massif, Se Brazil: Chemistry, X-Ray Data And Microtextures Of Feldspars. *Rev. Bras. Geoc.*, 23:388-399.

ULBRICH, H.H.G.J.; VLACH., S.R.F.; ULBRICH, M.N.C. AND KAWASHITA, K., 2002. Penecontemporaneous Syeniticphonolitic And Basic-Ultrabasic-Carbonatitic Rocks At The Poços De Caldas Alkaline Massif, Se Brazil: Geological And Geochronological Evidence. *Revista Brasileira De Geociências*, 32: 15-26.

ULBRICH, H. H. G. J. ; VLACH, S. R. F. ; DEMAIFFE, D. ; ULBRICH, M. N. C. . Structure and origin of the Poços de Caldasalkaline massif, SE Brazil. In: Comin-Chiaramonti, P.; Gomes, C.B.. (Org.). Mesozoic to Cenozoic Alkaline Magmatism in the Brazilian Platform. São Paulo: Editora da Universidade de São Paulo (EDUSP), 2005, v. 1, p. 367-418.

VALADÃO R.C. 1998. Evolução de longo-termo do relevo do Brasil Oriental (desnudação, superfícies de aplainamento e soerguimentos crustais). Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade da Bahia, 243 p.

VALADÃO R.C. & DOMINGUEZ J.M.L. 1999. Deformação tectônica neoceno-zóica no Brasil Oriental: zonalidade e magnitude. In: Cong. Abequa, 7, Porto Seguro, ABEQUA (CD-ROM).

VALADÃO R.C. 1999. Superfícies de aplanamento do Brasil Oriental: mapeamento, caracterização e geodinâmica. In: SBG, Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, 7, e Simpósio de Geologia de Minas Gerais, 10, Brasília. Anais. 107-108.

VALETON, I; SCHUMANN, A., 1997. Supergene alteration since the upper cretaceous on alkaline igneous and metasomatic rocks of the Poços de Caldas ring complex, Minas Gerais. *Applied Geochemistry* 12, 133–154.

VERRIOS, S., ZYGOURI, V., KOKKALAS, S., 2004. Morphotectonic analysis in the Eliki fault zone (Gulf of Corinth, Greece). *Bulletin of the Geological Society of Greece* 36,1706–1715.

VLACH S.R.F., VILALVA F.C.J., ULBRICH M.N.C., ULBRICH H.H.G.J., VASCONCELOS P.M. 2003. Phlogopite from carbonatitic veins associated with the Poços de Caldas Alkaline Massif, SE Brazil: Mineralogy and Ar/Ar dating by the laser step

heating method. In: South American Symposium on Isotope Geology, 4, Salvador, Extended Abstracts, 702-705.

WAGNER, G.A., & VAN DEN HAUTE, P. 1992. Fission Track-Dating. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 285 Pp.

WATT, S., DURRANI, S.A., 1985. Thermal stability of fission tracks in apatite and sphene: using confined track length measurements. Nucl. Tracks 10, 349–357.

WERNICK, E., (1998) The pluriserial Ribeira Magmatic System 590, SE/S Brazil and Uruguay. Revista Brasileira de Geociências, v. 28, n. 4, p. 533-542.

WHIPPLE K.X, KIRBY E., BROCKLEHURST S.H. (1999) Geomorphic limits to climate-induced increases in topographic relief. Nature 401:39–43

WILLGOOSE, G., BRAS, R.L., RODRIGUEZ-ITURBE, I. 1991. Results From A Model Of River Basin Evolution. Earth Surface Processes And Landforms, 16, Pp. 237– 254.

WOBUS et.al. 2003)

ZALÁN, P. V., WOLFF, S., CONCEIÇÃO, J. C., MARQUES, A., ASTOLFI, M. A. M., VIEIRA, I. S., APPI, V. T. 1990. Bacia do Paraná. In: Origem e Evolução de Bacias Sedimentares. PETROBRAS, Rio de Janeiro: 135 - 164.123

ZALAN, P. V., & OLIVEIRA, J. B. A. - 2005. Origem E Evolução Estrutural Do Sistema De Riftes Cenozóicos Do Sudeste Do Brasil; B. Geociências. Petrobras, Rio De Janeiro, V. 13, N. 2, P. 269-300.

ZANARDO, A. Análise petrográfica, estratigráfica e microestrutural da região de Guaxupé-Passos-Delfinópolis (MG). 1992. 288 f. Tese (Livre – Docência) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Rio Claro, 1992

ZANARDO, A., MORALES, N., AUR, M., OLIVEIRA, F.D.E., APARECIDA, E., LAMA, D.E.L., 2006. Tectono-Lithologic Associations Of The Alterosa Paleo Suture Zone – Southeastern Brazil Associação Tectono-Litológica Da Paleozona De Sutura. Revista Geociências UNG 5, 103–117.

ZAPROWSKI, B.J., EVENSON, E.B., PAZZAGLIA, F.J., EPSTEIN, J.B., 2001. Knickzone propagation in the Black Hills and northern High Plains: a new perspective on the late Cenozoic exhumation of the Laramide Rocky Mountains. Geology 29, 547–550.

ZEITLER, P. K., MELTZER, A. S., KOONS, P. O., CRAW, D., HALLET, B., CHAMBERLAIN, C. P., KIDD, W. S. F., PARK, S. K., SEEGER, L., BISHOP, M., AND SHRODER, J., 2001, Erosion, Himalayan geodynamics, and the geomorphology of metamorphism: GSA Today, v. 11, p. 4-9.