



SAMUEL LUIS BRANDÃO

**INTEGRAÇÃO DE DADOS TERMOCRONOLÓGICOS TRAÇOS DE FISSÃO EM
APATITA E IMPLICAÇÕES AO ENTENDIMENTO DA EVOLUÇÃO
TERMOTECTÔNICA DO ESCUDO SUL-RIO-GRANDENSE**

PORTO ALEGRE, 2022

SAMUEL LUIS BRANDÃO

**INTEGRAÇÃO DE DADOS TERMOCRONOLÓGICOS TRAÇOS DE FISSÃO EM
APATITA E IMPLICAÇÕES AO ENTENDIMENTO DA EVOLUÇÃO
TERMOTECTÔNICA DO ESCUDO SUL-RIO-GRANDENSE**

Trabalho de Conclusão do Curso de Geologia do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Apresentado na forma de monografia, junto à disciplina Projeto Temático em Geologia III, como requisito para a obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Orientadores: Prof.^a Dra. Carla Cristine Porcher
Prof.^a Dra. Maria Lídia Medeiros Vignol-Lelarge

PORTO ALEGRE, 2022

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
CURSO DE GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

A Comissão Examinadora, abaixo assinada, aprova o Trabalho de Conclusão de Curso intitulado **Integração de dados termocronológicos Traços de Fissão em Apatita e implicações ao entendimento da evolução termotectônica do Escudo Sul-Rio-Grandense** elaborado por **Samuel Luis Brandão**, como requisito parcial para obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Comissão Examinadora:

Profa. Dra. Amanda Rodrigues

Prof. Dr. Rualdo Menegat

Msc. Luciano Cardone

Ao meu amado filho,

Leônidas.

AGRADECIMENTOS

Primeiramente gostaria de agradecer à minha mãe Noêmia e ao meu padrasto João, pela dedicação, apoio, e sacrifícios submetidos para me proporcionar a possibilidade de transcorrer meus estudos, e a todo auxílio assegurado nos momentos difíceis e conturbados. Aos meus padrinhos Paulo e Airton, minhas madrinhas Célia, Ana Lúcia e Jaqueline, aos meus avós Albino e Hilda, pela excelente criação que me propiciaram, pelo carinho e dedicação a mim destinados durante minha infância, e estendidos até a atualidade. Obrigado igualmente aos demais familiares.

- Jaqueline e Dinda Luíza, não existem palavras suficientes que possam expressar tamanha gratidão que reside em meu peito, em meu coração, por tudo que fizeram perante estes últimos momentos decisivos, nossa relação e afeto serão eternos e intransponíveis.

Quero agradecer em especial, a meu querido filho Leônidas, que desde o momento de seu nascimento, com o seu olhar e sorriso, incomparáveis, inigualáveis, inesquecíveis e insubstituíveis, me transferiu alegria, e me atribuiu força e coragem imprescindíveis na conclusão de minha jornada.

Ao colega geólogo, amigo de longa data, Samuel Sbaraini, meu muito obrigado, pelo desmedido auxílio e tempo, a mim destinados, durante a estruturação de meu trabalho, e pelo companheirismo desde os tempos remotos. Existem amigos, conhecidos e irmãos, você sabe quem é, e o que significa, simplesmente o melhor. A você só tenho a dizer...sem palavras...

A instituição Universidade Federal do Rio Grande do Sul, ao Instituto de Geociências, e aos departamentos vinculados, pelo acolhimento, por fornecer a base técnica e intelectual e por suprir as necessidades decorrentes no período em que compartilhei de seus domínios.

Ao professor Fernandes pela convivência, fundamentos e conselhos inestimáveis.

E em extraordinário a minhas queridas orientadoras, professoras Carla Porcher e Lídia Lelarge pelos meses e incontáveis horas de paciência e atenção deferidos, pelos diálogos e experiências compartilhados, pelo conhecimento transferido, e acima de tudo, pelo imenso carinho e empatia oferecidos.

Sem a conjunção e harmonia de todos, nada seria possível.

Quem estará nas trincheiras ao teu lado?

- E isso importa?

- Mais do que a própria guerra.

Ernest Hemingway

RESUMO

A principal motivação desta monografia foi trazer uma nova contribuição para o entendimento da evolução termotectônica do Escudo Sul-Rio-Grandense (ESRG) e avaliar a influência exercida pelas antigas estruturas orogênicas em especial as zonas de cisalhamento transcorrente no soerguimento do embasamento e formação de bacias sedimentares no Fanerozoico, foi um dos motivos que fomentou a elaboração desta monografia. Pelas evidências relatadas na bibliografia, as movimentações de blocos e falhas no ESRG durante o Fanerozoico ocorreram em condições de baixa temperatura (campo de deformação rúptil). Também é do conhecimento comum de que a termocronologia por Traços de Fissão é uma ferramenta adequada para estudos de eventos ocorridos na crosta superficial à baixa temperatura e aplicada em estudos de soerguimento, denudação, erosão e proveniência. Assim, o presente estudo tem como objetivo principal entender o desenvolvimento dos episódios de deformação e soerguimento que controlaram a evolução do ESRG por meio da elaboração de um mapa de relevo, visando efetuar a análise e a integração de dados geológicos, estruturais, geomorfológicos e termocronológicos por traços de fissão em apatita (TFA) do Escudo Sul-Rio-Grandense. A estratégia metodológica consistiu em fazer levantamentos de dados bibliográficos de termocronologia TFA, com vistas a inferir a evolução geológica e tectônica, com particular atenção à geologia estrutural, visando traçar os principais lineamentos, estruturas e fraturas e suas correlações no ESRG. Foram produzidos mapas digitais de relevo com as informações de idades TFA e dos lineamentos regionais. A partir dessa integração foram confeccionados perfis de elevação seccionando os domínios estruturais do ESRG e ao longo do Terreno Pelotas. Os resultados mostram que as idades aparentes TFA expressam a movimentação de blocos devido a reativações de falhas ocorridas ao longo da história evolutiva do ESRG. As idades TFA no Terreno Pelotas tendem a ser mais jovens a nordeste do ESRG e mais antigas a sul-sudeste. Provavelmente as idades TFA a nordeste registraram reativações da Zona de Falhas Transcorrentes Dorsal Canguçu (ZFTDC) que intersecta outras falhas perpendiculares locais e onde as idades situam-se entre 67-97 Ma. A sul-sudeste, a maioria das idades se estabelece entre 100-285 Ma. No Terreno Tijucas foi observada uma aceleração no regime de exumação das amostras há 140 Ma, passando de uma taxa aparente de denudação de 0,41 m/Ma para 1,89 m/Ma. Em geral, as idades aparentes TFA mostram eventos de exumação e soterramento locais relacionados a processos extensionais e compressionais. Portanto cada

área separada por falhas possui uma história termo-tectônica particular, com taxas de denudação/soterramento próprias. Sendo assim não foi possível generalizar uma só história termotectônica para o ESRG como um todo.

Palavras chave: Taxas de denudação no Fanerozoico; Taxas de erosão no Fanerozoico; reativação de zonas de cisalhamento.

ABSTRACT

One reason that stimulated this monography's elaboration was to bring forth a new contribution to understanding the thermotectonic evolution of the Sul-Rio-Grandense Shield (ESRG). The focus is to evaluate the influence of ancient orogenic structures - especially the transcurrent shear zones - in the Phanerozoic basement uplift and sedimentary basins formation. The evidence reported in the bibliography shows that block movements and faults in the ESRG during the Phanerozoic occurred under low-temperature conditions (brittle deformation field). It is also common knowledge that Fission Tracks Thermochronology is a suitable tool for studying events that happened on the crust surface at low temperature and applied in uplift, denudation, erosion and provenance studies. When the thermochronometer is the apatite mineral, the closure temperature is 120°C. Thus, the present study aims to understand the development of the episodes of deformation and uplift which controlled the evolution of ESRG. The elaboration of a relief map seeks to analyze and integrate geological, structural, geomorphological and thermochronological data by apatite fission-track (AFT) of the Sul-Rio-Grandense Shield. The methodological strategy consisted of surveying bibliographic data in AFT thermochronology on geological and tectonic evolution, with particular attention to structural geology, to trace the main lineaments, structures and fractures and their correlations in the ESRG. Digital relief maps were produced with information on AFT ages and regional lineaments. From this integration, elevation profiles were made by sectioning the structural domains of the ESRG and along the Pelotas Terrain. The results show that the apparent ages of AFT express the movement of blocks due to fault reactivations that occurred throughout the evolutionary history of the ESRG. AFT ages in the Pelotas terrain tend to be younger in the northeast of the ESRG and older in the south-southeast. The AFT ages to the northeast probably have recorded reactivations of the Dorsal Canguçu Transcurrent Fault Zone (DCTFZ) that intersects other local perpendicular faults and where the ages are between 67-97 Ma. In the south-southeast, most ages settle between 130-285 Ma. In the Tijucas Terrain, an acceleration was observed in the exhumation regime of the samples at 140 Ma, changing from an apparent denudation rate of 0.41 m/Ma to 1.89 m/Ma. Apparent AFT ages show local exhumation and burial events due to extensional and compressional processes. Each area separated by faults has a particular thermo-tectonic history, with its denudation/burial rates. It is not possible to generalize a single thermo-tectonic history to the ESRG as a whole.

Key Words: Denudation rates in the Phanerozoic; Erosion rates in the Phanerozoic; reactivation of shear zones.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

- Figura 1** - Mapa de localização e acesso ao Escudo Sul-Rio-Grandense situado na porção sul-sudeste do estado do Rio Grande do Sul..... 29
- Figura 2** - Mapa de localização e acesso a área de estudo correspondente ao Escudo Sul-Rio-Grandense situado na porção central do estado do Rio Grande do Sul apresentando a compartimentação dos terrenos geológicos..... 29
- Figura 3** - Mapa geológico simplificado, ilustrando a disposição dos terrenos, das principais estruturas e da compartimentação tectônica do Escudo Sul-Rio-Grandense (modificado de Dal Olmo-Barbosa et al., 2021, após Fernandes et al., 1995, Costa, 1997, Paim et al., 2000 e Ramos et al., 2018)..... 31
- Figura 4** - Cinturão Dom Feliciano. A) Configuração do Gondwana Ocidental. B) Crátons relacionados com a formação do CDF. C) Subdivisão do CDF. (extraído e modificado de Silveira et al., 2020)..... 38
- Figura 5** - (a) Transmissão de imagens de microscópio eletrônico de um traço de fissão em fluorapatita (Paul e Fitzgerald, 1992; reproduzido com permissão da Sociedade Mineralógica da América. (b) Fotomicrografia de uma seção polida de um cristal prismático de apatita mostrando traços gravados na superfície de intersecção e traços confinados (seta). O ácido atingiu o traço confinado através de atingiu o traço confinado através de uma fratura..... 54
- Figura 6** - Representação dos diversos métodos termocronológicos para diversos minerais, suas temperaturas de fechamento e eventos relacionados com cada termocronômetro..... 55
- Figura 7** - Zonas de apagamento dos traços, onde as temperaturas t_0 e t_f são respectivamente 120°C e 60°C para as apatitas. **I** – Zona de Apagamento Total dos traços (**ZAT**) – aqueles formados em mais alta temperatura (maior profundidade) não resistem e se apagam assim que se formam e o registro é quase nulo. **II** – Zona de Apagamento Parcial (**ZAP**) – uma parte dos traços formados neste campo são preservados em diversos estágios de apagamento, geram então uma densidade de traços com comprimentos variados. Na apatita a ZAP inicia a partir de 120°C. **III** – Zona de Estabilidade Total dos traços (**ZET**) – os traços formados até então ficam

totalmente preservados, com seus comprimentos inalterados neste campo. É registrada então a história de soerguimento e resfriamento da rocha. Modificado de Wagner, 1972..... 57

Figura 8 - Esquema representando os traços de fissão confinados; onde L_c é o comprimento do traço confinado. Os traços confinados são de três tipos: Traços latentes (TL) – traços que estão em profundidade e não foram revelados quimicamente; Traço no traço (TINT) – traços que foram revelados devido a intersecção por um traço de superfície; Traço na fratura (TINCLE) – traços que foram revelados pela intersecção com uma fratura (adaptado de Green, 1981)..... 59

Figura 9 - Fotomicrografia de um cristal de apatita (amostra IT-22), destacando um traço fóssil revelado no interior deste mineral, tipo traço no traço (TINT)..... 60

Figura 10 - Sequência de etapas envolvidas no método do detector externo para datação por traço de fissão, extraído de Gleadow 2002..... 61

Figura 11 - A influência da história térmica na acumulação de traços de fissão espontâneos. (a) Três amostras hipotéticas de mesma idade t_0 podem possuir comportamentos diferentes no diagrama tempo x temperatura. Esquema de curvas de resfriamento rápido (A), podendo refletir a história térmica de uma rocha vulcânica, resfriamento lento (B), podendo refletir evento de soerguimento x erosão; e resfriamento seguido por aquecimento (C) em função da Zona de *Annealing* Total, significando intrusão de plúton ou soerguimento com alçamento de isothermas. (b) Correspondentes curvas de acumulação de traços de fissão (modificado de Wagner e Van Den Haute 1992) 66

Figura 12 - Mapa simplificado do estado do Rio Grande do Sul, com a localização dos pontos amostrados, discriminando o nome da amostra e autor..... 74

Figura 13 - Mapa geológico do estado do Rio Grande do Sul, com a localização das idades Traços de Fissão em Apatita (TFA) analisadas neste trabalho..... 75

Figura 14 - Mapa digital de elevação de terreno (MDE), destacando os pontos amostrados e suas respectivas idades Traços de Fissão em Apatita (TFA). Para fins ilustrativos foi efetuado o “arredondamento” das idades, sendo possível observar as idades integrais na tabela 1... 77

Figura 15 - Mapa digital de elevação de terreno (MDE), destacando os pontos amostrados e suas respectivas idades Traços de Fissão em Apatita (TFA) relacionados com a geologia estrutural. Para fins ilustrativos foi efetuado o “arredondamento” das idades, sendo possível observar as idades integrais na tabela 1.....	78
Figura 16 - Mapa digital de elevação de terreno (MDE) ampliado da região de Santana da Boa Vista detalhando a concentração de pontos na região com a finalidade de possibilitar a melhor visualização das idades TFA. Para fins ilustrativos foi efetuado o “arredondamento” das idades, sendo possível observar as idades integrais na tabela 1.....	79
Figura 17 - Mapa digital de elevação de terreno (MDE) ampliado, detalhando a concentração de pontos na região com a finalidade de possibilitar a melhor visualização das idades TFA. Para fins ilustrativos foi efetuado o “arredondamento” das idades, sendo possível observar as idades integrais na tabela 1.....	80
Figura 18 - Mapa digital de elevação de terreno (MDE), destacando os perfis geológicos efetuados nos pontos amostrados e sua integração com a geologia estrutural. Para fins ilustrativos foi efetuado o “arredondamento” das idades, sendo possível observar as idades integrais na tabela 1.....	81
Figura 19 - Distribuição espacial das 79 idades TFA analisadas em função da relação litologias x elevação. Observa-se uma grande dispersão das idades.....	83
Figura 20 - Distribuição das idades TFA em função da elevação para os fonolitos.....	85
Figura 21 - Distribuição das idades TFA em função da elevação para as rochas sedimentares, arenitos e conglomerado. A regressão linear permitiu estimar uma taxa de soterramento de 1,0 m/Ma, iniciada em 125 Ma. A amostra situada à direita do gráfico, com uma idade TFA de 295 Ma, situa-se em um bloco distinto, entre a Falha Passo dos Enforcados e a Falha Angélica.....	86
Figura 22 - Distribuição das idades TFA em função da elevação para o grupo denominado rochas ígneas e metamórficas do ESRG.....	87
Figura 23 - Distribuição das idades TFA em função da elevação para a associação litológica dos carbonatitos do ESRG.....	88

Figura 24 - Distribuição das idades TFA em função da elevação para todos os Terrenos Geológicos do ESRG. O mapa situado à esquerda da figura permite identificar os diversos terrenos do ESRG.....	90
Figura 25 - Distribuição das idades TFA em função da elevação para o Terreno Pelotas....	91
Figura 26 - Distribuição das idades TFA em função da elevação para o Terreno Tijucas. O grupo das três amostras situadas nas maiores altitudes definem um alinhamento cuja inclinação permitiu calcular uma Taxa aparente de denudação TAD1 de 0,41m/Ma. A mudança do regime de denudação é marcada pela posição da paleo-ZEP (antiga zona de estabilidade parcial dos traços de fissão), hoje situada entre 370-400m de altitude. Nas elevações mais baixas as amostras parecem exumar todas ao mesmo tempo com uma TAD2 de 1,89m/Ma.....	92
Figura 27 - Distribuição das idades TFA em função da elevação para o Terreno São Gabriel. A direita pode-se observar os diferentes terrenos e detalhe da localização das amostras com histórias térmicas diferenciadas das demais (ver figura 15).....	93
Figura 28 - Distribuição das idades TFA em função da elevação para o Terreno Nico Perez. As retas tracejadas permitiram calcular por regressão linear às taxas aparentes de denudação de TAD1 = 2,19m/Ma e TAD2 = 0,77m/Ma em função das tendências dos dois grupos de amostras escolhidas.....	94
Figura 29 - Perfil A (transecta A - A`), de orientação SE-NW, entre os municípios de Rio Pardo e São Lourenço do Sul e diagrama das idades TFA em função da elevação.TAD=1,37 m/Ma.....	103
Figura 30 - Perfil B (transecta B - B`), de orientação NW, entre os municípios de Vila Nova do Sul e Pelotas e diagramas das idades TFA em função da elevação separados por terrenos. Para o Terreno Pelotas é verificada uma correlação positiva enquanto que para os Terrenos Tijucas e São Gabriel há dispersão.....	104
Figura 31 - Perfil C (C - C`), de orientação NW, entre os municípios de Dom Pedrito e Pelotas e na parte inferior os diagramas Idades TFA x Elevação. Para o Terreno Pelotas, após exclusão de uma idade, assinalada pelo círculo preto, foi calculada uma TAD de valor de 3,19m/Ma.....	105

Figura 32 - Perfil D (D - D`), de orientação NE, entre os municípios de Cerrito e Viamão e diagrama idades TFA em função da elevação.....	106
Figura 33 - Perfil E (E - E`), de orientação NE, entre os municípios de Piratini e Viamão e diagrama idades TFA em função da elevação.....	107
Figura 34 - Perfil F (F - F`), de orientação NE, entre os municípios de Pedras Altas e Rio Pardo. Parte inferior da figura os diagramas idades TFA x elevação para todo o perfil e para os Terrenos Tijucas e Pelotas, cujas TADs são de 1,60 m/Ma e 1,62m/Ma respectivamente. R é o coeficiente de correlação calculado para cada uma das TADs.....	108
Figura 35 - Quadro síntese apresentando as idades TFA do ESRG e correlação com os principais eventos magmáticos, deposição da Bacia do Paraná e processos tectônicos.....	112

LISTA DE TABELAS

- Tabela 1** - Compilação de dados secundários das idades aparentes Traços de Fissão em Apatita (TFA), relacionando os nomes das amostras, localização, idades TFA com desvios-padrão, litologia e seus respectivos autores..... 70
- Tabela 2** - Cálculo da média aritmética e desvio padrão para aquelas amostras em que foi verificado repetição de nomenclatura, localização e idade foi calculada uma média aritmética e desvio padrão..... 71
- Tabela 3** - Idades TFA contendo os desvios-padrão das idades e respectivos erros em porcentagem..... 72

LISTA DE ABREVIATURAS, SÍMBOLOS E SIGLAS

AG - Alogrupo Guaritas.

APM - Arco Pinheiro Machado.

APP - Aloformação Pedra Pintada.

Ba - Bário.

BC - Bacia do Camaquã.

BR - Brasil.

Ca - Cálcio.

CDF - Cinturão Dom Feliciano.

Cl - Cloro.

CMP - Complexo Metamórfico Porongos.

CNEN - Comissão Nacional de Energia Nuclear.

CPRM - Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais.

d - densidade da apatita.

DP - Desvio padrão.

DTTG - (diorito, tonalito, trondhjemitó, granodiorito).

E - Leste.

ESE - Leste-sudoeste.

ESRG - Escudo Sul-Rio-Grandense.

EUSRG - Escudo Uruguaio-Sul-Rio-Grandense.

F - Flúor.

FCT - Fish Canyon Tuff. O nome do padrão natural de apatita de idade conhecida (28 Ma) oriundo de um tufo vulcânico dos EUA.

FPM - Falha Passo do Marinheiro.

g - Fator de geometria.

g4 π - Fator de geometria interna 4 π .

Ga - Bilhões de anos.

IG - Instituto de Geociências.

IUGS - International Union of Geological Sciences.

INQUA - Comissão Internacional do Quaternário.

IPEN - Instituto de Pesquisas Energéticas e Nucleares.

km - Quilômetros.

Kp - Kriptônio.

LA-ICPMS - Método de espectrometria de massa por plasma indutivamente acoplado e por ablação à laser.

LGI - Laboratório de Geologia Isotópica.

ln - Logaritmo.

m - Metros.

mm - Milímetros.

Ma - Milhões de anos.

M - Peso atômico de 238U.

MDE - Modelo digital de elevação de terreno.

ME - Microsonda Eletrônica.

Mn - Manganês.

MTFA - Método de traços de fissão em apatita.

MTF - Método de traços de fissão.

[nq]is - Produto da eficiência de ataque entre teoria e prática.

N - Norte.

Na - Constante de avogadro.

NE - Nordeste.

NW - Noroeste.

O - Oxigênio.

OH - Hidroxila.

ρ_d - Densidade de traços induzidos do dosímetro.

ρ_i - Densidade de traços induzidos.

ρ_s - Densidade de traços espontâneos.

P - Fósforo.

PRCC - Planalto Residual Canguçu-Caçapava do Sul.

PRM - Planalto Rebaixado Marginal.

PT - Picada dos Tocos.

PUSRG - Planalto Uruguaio-Sul Rio-Grandense.

r_s - Comprimento médio de traços confinados espontâneos.

RS - Rio Grande do Sul.

S - Sul.

SBV - Santana da Boa Vista.

SC - Santa Catarina.

SE - Sudeste.

Si - Silício.

SP - São Paulo.

SPA - Sutura de Porto Alegre.

SW - Sudoeste.

t - Idade.

T - Temperatura.

TF - Traços de fissão.

TFA - Traços de fissão em apatita.

TG - Trabalho de graduação.

Ti - Titânio.

TINCLE - Traço na fratura.

TINDEF - Traço em defeito.

TINT - Traço no traço.

TT - Terreno Tijucas.

TL - Traços latentes.

TNP - Terreno Nico Pérez.

TP - Terreno Pelotas.

TPE - Terreno Punta del Este.

TSG - Terreno São Gabriel.

U - Urânio.

UFRGS - Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

U-Pb - Urânio-chumbo.

W - Oeste.

WNW - Oeste noroeste.

ZAP - Zona de apagamento parcial dos traços.

ZAT - Zona de apagamento total dos traços.

ZCAG - Zona de Cisalhamento Arroio Grande.

ZCAYG - Zona de Cisalhamento Ayrosa Galvão.

ZCPM - Zona de cisalhamento Passo do Marinheiro.

ZCTDC - Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal do Canguçu.

ZEP - Zona de estabilidade parcial dos traços.

ZET - Zona de estabilidade total dos traços.

ZFAP - Zona de falhas Açoteia-Piquiri.

Zr - Zircão.

ζ **ICPMS** - (zeta) é um parâmetro do espectrômetro de massa e de cada análise.

μm - Micrômetros.

ζ - Zeta.

λa - Constante por decaimento alpha do ^{238}U .

λd - Constante de decaimento do ^{238}U .

λf - Constante por decaimento de fissão espontânea do ^{238}U .

ζ - (zeta) Parametro proposto por Hurford e Green (1981).

^{238}U - Concentração de ^{238}U (micrograma/grama).

LISTA DE SÍMBOLOS GRÁFICOS

° - Graus.

' - Minutos.

" - Segundos.

% - Porcentagem.

°C - Graus Celsius.

LISTA DE EQUAÇÕES

- Equação 1** - Equação da idade pelo Método Convencional com uso da Irradiação Nuclear baseada no decaimento radioativo..... 63
- Equação 2** - Equação da idade pelo método de LA-ICPMS, uso de espectrômetro de massas com plasma acoplado e por ablação à laser..... 64
- Equação 3** - Fator de calibração Zeta para LA-ICP-MS..... 64

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO.....	26
1.1. Problemas, premissas, hipóteses e técnicas.....	26
1.2. Objetivos gerais e específicos.....	27
1.3. Localização e acesso da área de estudo.....	28
2. REVISÃO DOS CONTEXTOS GEOLÓGICO E GEOCRONOLÓGICO DO ESCUDO SUL-RIO-GRANDENSE.....	30
2.1. Contexto geológico do Escudo Sul-Rio-Grandense.....	30
2.2. A formação do Escudo Sul-Rio-Grandense : fases evolutivas.....	32
2.2.1. Etapa Orogênica.....	32
2.2.2 Etapa Cratônica.....	42
2.2.3 Etapa Tafrogênica.....	44
2.2.4 Etapa plataforma sul-americana/cráton/drift.....	46
3. MATERIAIS E MÉTODOS.....	52
3.1. Dados termocronológicos por Traços de Fissão.....	52
3.2. O método dos Traços de Fissão.....	53
3.2.1. Estabilidade térmica dos Traços de Fissão.....	55
3.2.2. Revelação dos Traços de Fissão.....	57
3.2.3. Influência composicional das apatitas no cálculo da idade traço de fissão.	58
3.2.4. Traços confinados de fissão e comprimentos de traços de fissão confinados.	58
3.2.5. Preparação das amostras pelo método do detector externo (MDE).....	60
3.3.6. Cálculo das idades Traços de Fissão.....	62
3.3.7. Significado das idades de traços de fissão.....	65

4. RESULTADOS.....	67
4.1. Dados Traços de Fissão em Apatita no Escudo Sul-Rio-Grandense.....	67
4.2. Mapas de representação dos Resultados.....	73
4.2.1. Mapa de Referência das amostras	73
4.2.2. Mapa geológico.....	73
4.2.3. Mapas de modelo digital de elevação de terreno (MDE).....	76
4.3. Perfis de elevação.....	82
5.DISSCUSSÃO.....	82
5.1. Integração dos resultados da base de dados TFA, dos mapas digitais de elevação de terreno, estruturas e Terrenos Geológicos e topografia.....	82
5.1.1. Análise da distribuição espacial das idades aparentes Traços de Fissão em função das litologias	83
5.1.2. Análise da distribuição espacial das idades aparentes Traços de Fissão em função dos Terrenos Geológicos.....	89
5.1.3. Análise da distribuição espacial das idades aparentes Traços de Fissão em função da topografia.....	96
6. CONCLUSÕES FINAIS.....	109
7. REFERÊNCIAS.....	113
8. ANEXOS.....	136

1. INTRODUÇÃO

A história evolutiva do Escudo Sul-Rio-Grandense (ESRG), é de grande complexidade. Apesar dos recentes estudos efetuados sob os aspectos estruturais e geocronológicos que permitiram estabelecer um arcabouço sobre a história de seu embasamento, desde a orogênia até as fases finais de estabilização, pouco se sabe sobre a relação entre a reativação de falhas e o desenvolvimento do relevo, sobre a preservação das bacias fanerozoicas, sobre a evolução de blocos separados de falhas, assim como a história termotectônica do ESRG nos estágios mais recentes. O método Traços de Fissão em Apatita é um termocronômetro amplamente utilizado para investigações sobre movimentos tectônicos e interações superficiais que controlam a morfologia dos terrenos. Devido a sua sensibilidade às baixas temperaturas, compreendida entre 60°-120°C, é ideal para estimar histórias térmicas de aquecimento e resfriamento ocorrentes nos últimos 5 km da crosta terrestre, em intervalos de tempo superiores a 1 milhão de anos. Propõem-se no presente trabalho trazer uma contribuição para o entendimento da evolução do ESRG a partir de dados Traços de Fissão em Apatita.

1.1. Problemas, premissas, hipóteses e técnicas

A principal motivação desta investigação é entender o desenvolvimento sequencial dos episódios de deformação e soerguimento que controlaram a evolução geomorfológica do Escudo Sul-Rio-Grandense e a história dos movimentos de blocos ao longo das principais falhas rúpteis sob condições de baixa temperatura durante os três períodos finais do Paleozoico até o final do Mesozoico

A literatura científica referente à região de estudo permite utilizar-se como premissas, o conhecimento de inúmeras evidências da ação de uma tectônica rúptil, o que gera uma série de lineamentos (falhas e fraturas) de diferentes escalas, afetando as rochas do embasamento Paleoproterozoico e cobertura Neoproterozoica.

Já foi constatado no ESRG:

- reativações de falhas (Menegat & Fernandes, 2003; Fernandes et al., 1995; Philipp & Machado, 2005);

- formação e preservação de bacias Fanerozoicas (Paim et al., 2000).

Estudos recentes (Koester et al., 2021; Jelineck et al., 2021), permitiram estabelecer um arcabouço atualizado para a história e as idades absolutas de soerguimento do embasamento exposto no ESRG e da subsidência das rochas sedimentares Fanerozoicas da Bacia do Paraná e sua relação com a reativação de falhas e evolução geomorfológica dessa região. Entretanto, a pouca densidade de dados de TFA ainda não possibilita estabelecer um modelo mais detalhado para a movimentação relativa dos blocos do embasamento e a para a cinemática das falhas.

- pode-se generalizar uma movimentação para todo o ESRG?

- os blocos possuem histórias distintas?

Diversos estudos de termocronologia TFA têm sido desenvolvidos nas rochas do ESRG no decorrer dos últimos anos (Baitelli et al., 1985, 1992, Borba et al., 2002, Goulart et al., 2007, Pacifico et al., 2014, 2019, 2020, Oliveira et al., 2016, Gomes et al., 2019, Cardone et al., 2020, Pinto et al., 2020, Bilhar et al., 2021, Jelinek et al., 2021), entretanto, os dados existentes não estão sintetizados e associados a perfis de elevação, não há estudos sobre as tendências de distribuição das idades TFA em relação às zonas de falha e à topografia.

1.2. Objetivos gerais e específicos

O estudo tem como objetivo principal entender o desenvolvimento dos episódios de deformação e soerguimento que controlaram a evolução do ESRG. Para isto, elaborou-se um mapa de relevo onde constam dados integrados de Traços de Fissão em Apatita (TFA), dados estruturais e dados geomorfológicos, obtidos em diversos trabalhos realizados sobre a região do Escudo Sul-Rio-Grandense. Além disso foi realizado um levantamento bibliográfico das publicações de diversos autores, cujos dados foram incluídos na concepção de uma tabela ilustrativa.

Para atingir o objetivo principal foram estabelecidos os seguintes objetivos específicos:

- 1 - Levantamento de dados Traços de Fissão em apatita disponíveis no ESRG;
- 2 - Revisão sobre a evolução geológica do ESRG ao longo do Fanerozoico;
- 3 - Elaboração de mapa de referência e mapa geológico com a localização das amostras coletadas para a datação Traços de Fissão;
- 4 - Elaboração de mapa digital de terreno com a localização das amostras coletadas para a datação Traços de Fissão e o traçado das principais estruturas e lineamentos do ESRG.
- 5 - Confecção de perfis de elevação e correlação com as idades Traços de Fissão em apatita.

1.3. Localização e acesso da área de estudo

A área de estudo corresponde ao Escudo Sul-Rio-Grandense, localizado na porção sul-sudeste do estado do Rio Grande do Sul, sendo delimitada a área de estudo a norte e a oeste pela Depressão Periférica, a leste pela Planície Costeira do Rio Grande do Sul e a sul pelo Planalto Sul-Rio-Grandense.

O acesso às diferentes partes do ESRG é realizado a partir de rodovias federais principais (Figura 1), sendo as de relevância para o estudo a BR 116, BR 290, BR 392 e BR 293, ao longo das quais foram coletadas um grande número de amostras dos trabalhos científicos utilizados como referencial teórico.

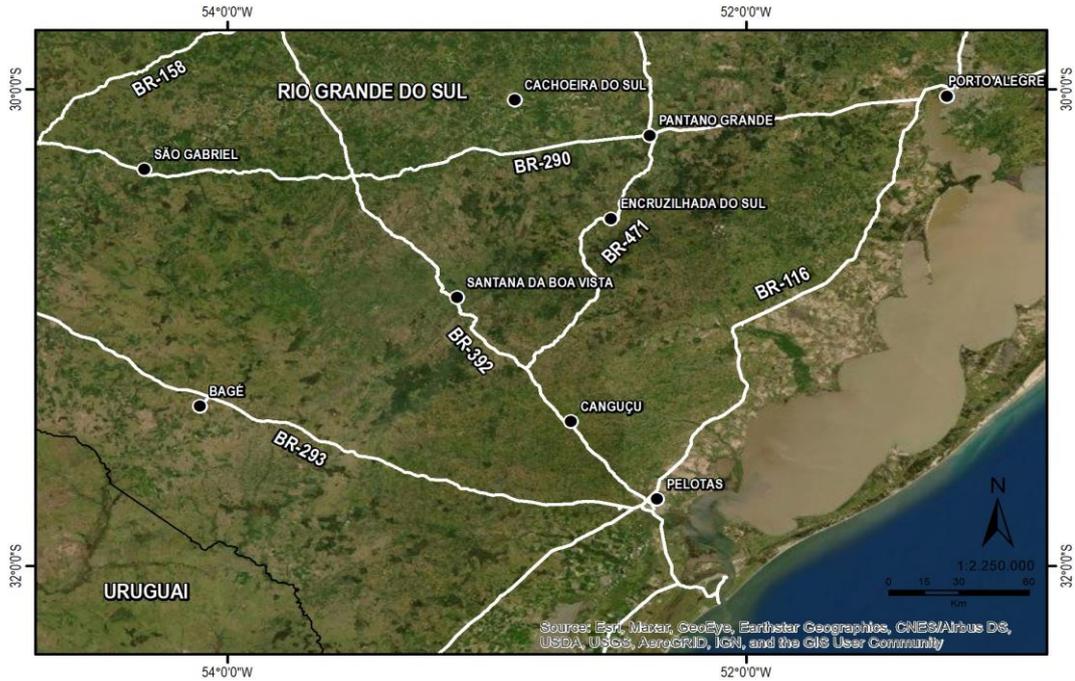


Figura 1: Mapa de localização e acesso ao Escudo Sul-Rio-Grandense situado na porção sul-sudeste do estado do Rio Grande do Sul.

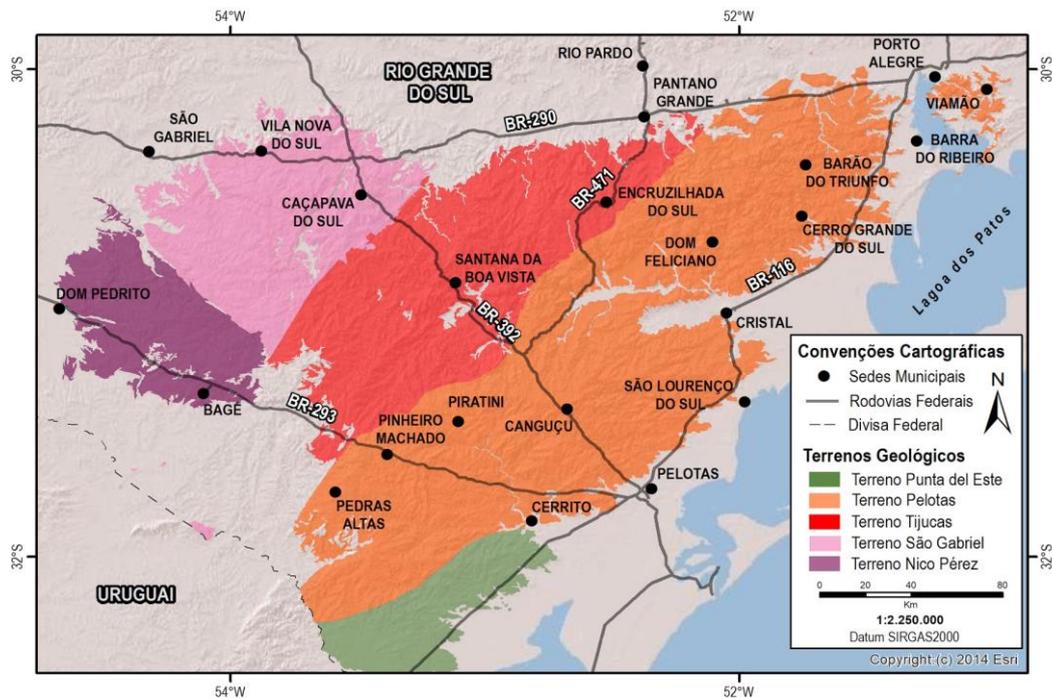


Figura 2: Mapa de localização e acesso a área de estudo correspondente ao Escudo Sul-Rio-Grandense situado na porção central do estado do Rio Grande do Sul apresentando a compartimentação dos terrenos geológicos.

2. REVISÃO DOS CONTEXTOS GEOLÓGICO E GEOCRONOLÓGICO DO ESCUDO SUL-RIO-GRANDENSE

A região em estudo compreende o domínio geológico-geomorfológico inserido no contexto do Escudo Sul-Rio-Grandense (ESRG), localizado no centro-sul do estado do Rio Grande do Sul. Os contextos geológico e geomorfológico do ESRG serão apresentados a seguir.

2.1. Contexto geológico do Escudo Sul-Rio-Grandense

O ESRG é constituído essencialmente por cinco terrenos tectonoestratigráficos (Fig. 3) de idades paleoproterozoicas a neoproterozoicas, delimitados por zonas de falhas regionais, de orientação dominante NE-SW. A evolução tectônica do Neoproterozoico está relacionada à colisão dos crátons Rio de la Plata, Kalahari e Congo, durante a fusão da porção meridional do Gondwana Ocidental (Fernandes et al., 1992; Basei et al., 2000; Chemale Jr., 2000; Hartmann et al., 2000; Chemale Jr. et al., 2012).

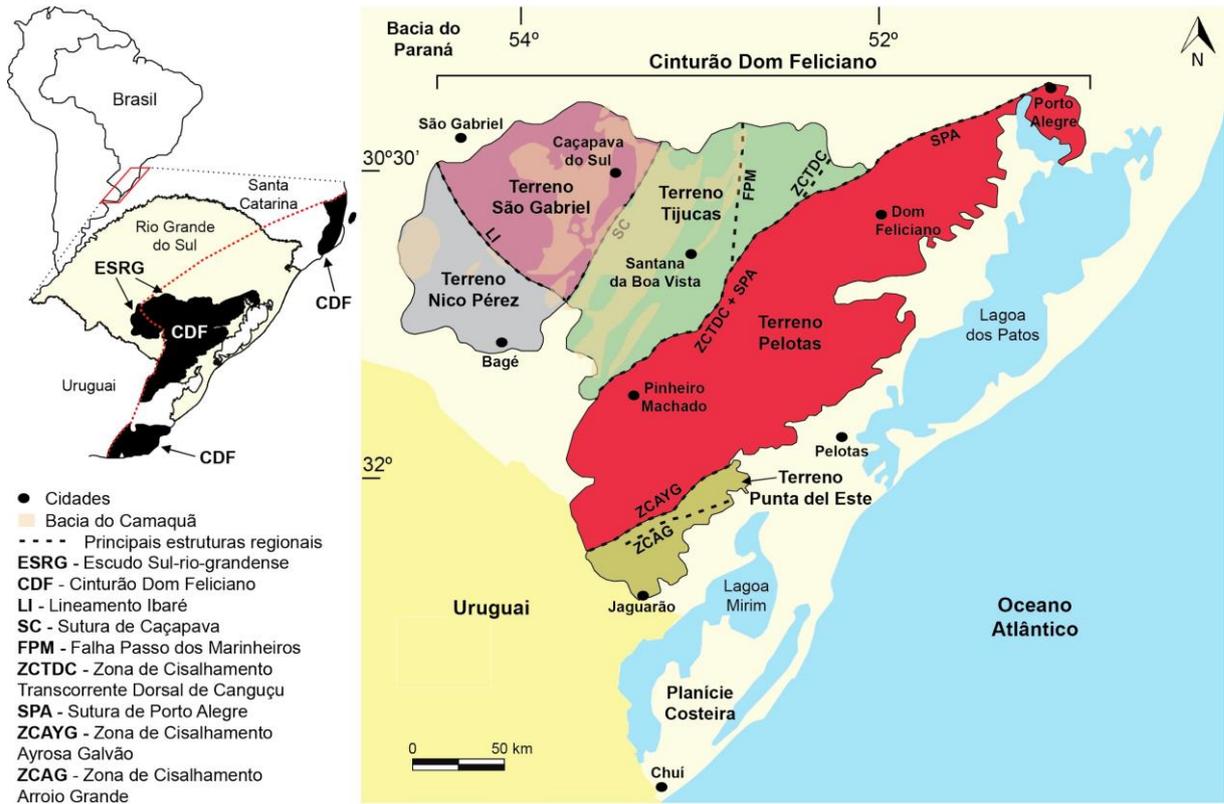


Figura 3: Mapa geológico simplificado, ilustrando a disposição dos terrenos, das principais estruturas e da compartimentação tectônica do Escudo Sul-Rio-Grandense (modificado de Dal Olmo-Barbosa et al., 2021, após Fernandes et al., 1995, Costa, 1997, Paim et al., 2000 e Ramos et al., 2018).

Cada terreno apresenta assinaturas geofísicas, associações litológicas e assinaturas isotópicas distintas (Fernandes et al. 1996a, b; Chemale Jr., 1999; Phillip et al., 2018; Koester et al., 2021). Para os objetivos do presente trabalho será apresentada uma revisão sintética dos principais tipos litológicos, da geocronologia e das estruturas de cada terreno. Revisões mais completas da evolução geológica desses terrenos podem ser encontradas nas referências citadas em trabalhos recentes de Hueck et al. (2018); Phillip et al. (2018) e Koester et al. (2021). Além do Terreno Nico Pérez ou Taquarém, de idade paleoproterozoica, o ESRG é composto pelos terrenos São Gabriel, Tijucas, Pelotas e Punta del Este, de idades neoproterozoicas (Fig. 3). Esses terrenos são delimitados por grandes zonas de cisalhamento com orientação preferencial NE-SW e NW-SE, que retrabalharam as suturas entre eles, e estão associados à evolução da Colagem Brasileira que resultou na formação do Cinturão Dom Feliciano (CDF) no período entre 890 e 540 Ma (Fernandes et al., 1995a; Chemale Jr., 2000; Saalman et al., 2005, 2006; Phillip et al., 2016; Koester et al., 2021; Porcher et al., 2021). Na evolução tectônica posterior

a dos ciclos orogênicos do Neoproterozoico, as zonas de cisalhamento NE-SW e NW-SE foram reativadas em condições rúpteis (Fernandes et al., 1995; Philipp & Machado, 2005) e, subordinadamente, estruturas N-S e E-W foram desenvolvidas associadas à ruptura e fragmentação do supercontinente Gondwana, e a subducção da Placa de Nazca, respectivamente (Freitas et al., 2005; Sordi et al., 2018).

2.2 A formação do Escudo Sul-Rio-Grandense: fases evolutivas

O registro geológico das fases evolutivas do ESRG será descrito abaixo por fases evolutivas da sua formação divididas da seguinte forma: Etapa Orogênica, Etapa Cratônica, Etapa Tafrogênica e Etapa Plataformal.

2.2.1 Etapa Orogênica

A Etapa Orogênica corresponde à de formação dos principais terrenos que constituem o ESRG e sua aglutinação. Essa formação ocorreu durante o Neoproterozoico, envolvendo a aglutinação de fragmentos crustais mais antigos em processos de convergência que levou à formação do Cinturão Dom Feliciano como parte do processo de colagem do Gondwana Ocidental. Esse evento orogênico envolveu a aglutinação de diferentes terrenos independentes, com litologias e histórias anteriores à colisão, e que configuram o arcabouço litológico de onde as amostras dos estudos compilados neste trabalho foram extraídas. Dessa forma, uma síntese dos principais terrenos do ESRG é descrita abaixo.

Terreno Nico Pérez

O Terreno Nico Pérez (TNP), também denominado Terreno Taquarembó por alguns autores, representa a porção sudoeste do Escudo Sul-Rio-Grandense, configura uma extensão do terreno uruguaio no Rio Grande do Sul, porém não é considerado parte constituinte do Cráton Rio de La Plata por ter sofrido retrabalhamento por eventos mais recentes (Philipp et al., 2016; Girelli et al., 2018). Limita-se a nordeste com o Terreno São Gabriel pela Zona de Cisalhamento Ibaré (NW-SE) (Girelli et al., 2018) e é constituído por rochas ígneas e metamórficas de alto grau (metaultramáficas, orto e paragneisses) de idades paleoproterozoicas (Complexo Granulítico Santa Maria Chico) associadas à evolução de um arco oceânico em 2,4 Ga e metamorfizadas em fácies granulito em 2,1 Ga (Philipp et al., 2016; Girelli et al., 2018), rochas metassedimentares de médio grau, ocorrem nos complexos Marmeleiro e Batovi, indicando fontes paleoproterozoicas (1,7 Ga) e interpretados como sedimentos siliciclásticos de margem passiva (Laux, 2018). Ocorrem ainda, em localidades específicas, carbonatitos de idades mesoproterozoicas (1,1 Ga) associados a um evento extensional (Monteiro et al., 2020).

Terreno São Gabriel

O Terreno São Gabriel (TSG) constitui a porção oeste do Escudo Sul-Rio-Grandense e delimita-se a sudoeste com o Terreno Nico Pérez pela Zona de Cisalhamento Ibaré (NW-SE) (Girelli et al., 2018) e, a leste, com o Terreno Tijucas através da Sutura de Caçapava do Sul (NE-SW). É constituído por associações petrotectônicas DTTG (diorito, tonalito, trondhjemito, granodiorito) de idades neoproterozoicas correlacionadas aos eventos de acreção decorrentes da Orogenia Brasileira entre os períodos Toniano e Criogeniano, intercalados com sequências ofiolíticas de arcos intraoceânicos (Passinho, de 879 Ma, e São Gabriel, de 758-700 Ma), que caracterizam o estágio inicial de formação e evolução do CDF (Leite et al., 1998; Saalman et al., 2005, 2006; Hartmann et al., 2007). Posteriormente houve um segundo ciclo magmático, (entre 650 Ma e 620 Ma) associado ao fechamento do Oceano Adamastor e à colisão continental com os crátons africanos, que promoveu intenso magmatismo e reciclagem crustal com

movimentações pós colisionais que se estenderam até 540 Ma (Philipp et al., 2016). No TSG ocorrem, ainda, os complexos Cerro Mantiqueiras, Ibaré, Palma, Passo do Ivo, Bossoroca e Cambaizinho, com duas idades de formação de crosta oceânica: a mais antiga, de 923-890 Ma; e outra, de 750-720 Ma (Hartmann et al., 2019), além de rochas metavulcanossedimentares neoproterozoicas e metassedimentos de margem passiva. Essas associações e sequências encontram-se parcialmente recobertas por depósitos vulcânicos e sedimentares da Bacia do Camaquã (Philipp et al., 2018).

Terreno Tijucas

O Terreno Tijucas (TT), também conhecido como Cinturão Tijucas (Jost & Bitencourt, 1980; Chemale Jr. et al., 1995) estende-se de forma alongada (NE-SW) desde o sudeste de Santa Catarina (SC) até o nordeste do Uruguai. Ele compõe a porção central do Escudo Sul Rio-Grandense e delimita-se a oeste com o Terreno São Gabriel pela Sutura de Caçapava e a leste com o Terreno Pelotas através da Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu (ZCTDC) e pela Sutura de Porto Alegre (SPA), também é cortado em seu domínio central pela Falha Passo do Marinheiro (FPM) com direção N-S que limita o Terreno Tijucas com as suítes graníticas no norte do setor. É constituído, predominantemente, por rochas metavulcanossedimentares neoproterozoicas do Complexo Porongos (800-560 Ma) e por rochas tonianas do Complexo Várzea do Capivarita, intercaladas com rochas do embasamento Paleoproterozoico (Gnaisses Encantadas e Complexo Arroio do Ratos (2.3-2.0 Ga)), (Koester et al., 2021). Ocorrem localmente o Anortosito Capivarita (de idades mesoproterozoicas), o metagranito Seival (de idade calimaniense) e o Anfibólito Tupi Silveira, (de idade estateriana), além de diversos granitoides tardios (Phillip et al., 2016; Höfig et al., 2018). O Terreno Tijucas sofreu magmatismo tardio (618-607 Ma) associado à Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu, gerando a formação dos granitos Quitéria e Suíte Cordilheira (Vieira et al., 2020). Sobre as rochas desse terreno afloram sequências da Bacia do Camaquã, com abundantes eventos de vulcanismo e sedimentação.

Terreno Pelotas

O Terreno Pelotas (TP), também denominado Batólito Pelotas, configura a porção leste na fronteira oriental do Escudo Sul-Rio-Grandense. Estende-se de forma alongada por aproximadamente 400 km com orientação NE-SW. Limita-se a oeste com o Terreno Tijucas através da Sutura de Porto Alegre (SPA) e pela Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu (ZCTDC), a sudeste com o Terreno Punta del Este (TPE) pela Zona de Cisalhamento Ayrosa Galvão (ZCAYG) e, a leste, pela planície costeira. A maior parte do Terreno Pelotas está preenchido por suítes graníticas de caráter pós-colisional (Philipp & Machado, 2005), granitoides, gabros-dioritos e vulcânicas de idades neoproterozoicas intrudindo os gnaisses paleoproterozoicos do embasamento, com rochas metamórficas de médio a baixo grau subordinadas, além de ocorrências restritas de rochas sedimentares gondwânicas (Cruz, 2019). Este domínio está associado ao Ciclo Orogênico Brasileiro e foi afetado pela Orogênese Pinheiro Machado (~633-609 Ma) (Porcher et al., 2021). As etapas evolutivas da Orogênese Pinheiro Machado (Ramos et al., 2018; Vieira et al., 2020; Porcher et al., 2021), envolvem: (i) uma etapa pré-colisional, com geração do APM (633-609 Ma), relacionada ao fechamento de bacias oceânicas (por exemplo, paleo-oceano Adamastor Sul); (ii) uma etapa de magmatismo peraluminoso sin-colisional (Suíte Três Figueiras, ca. 610 Ma), bem como uma possível reativação das zonas de cisalhamento de tendência NE-SW, com geração de metamorfismo orogênico ao longo dessas estruturas (Klein et al., 2018; Cruz, 2019), e várias zonas de cisalhamento menores, que combinadas formam a Zona de Cisalhamento Erval (NE-SW) (Philipp & Machado, 2005); (iii) uma etapa tardi a pós-colisional (610-560 Ma), com intenso magmatismo básico subordinado, representado pelos Gabros Passo da Fabiana, Diorito Alto Alegre e Diorito Capim Branco (posicionados no TP entre 590 Ma e 560 Ma).

Terreno Punta del Este

O Terreno Punta del Este (TPE), também denominado Terreno Jaguarão, consiste na porção sul do Escudo Sul Rio-Grandense é considerado como uma extensão norte do Terreno Punta del Este, do Escudo Uruguaio (Ramos et al., 2018). Limita-se a norte com o Terreno Pelotas por meio da Zona de Cisalhamento Ayrosa Galvão (ZCAYG) e a leste com a planície costeira, sendo cortado na direção NE-SW pela Zona de Cisalhamento Arroio Grande (ZCAG). O TPE é composto por rochas neoproterozoicas de idades Tonianas-Criogenianas (850-650 Ma) constituindo o embasamento representado pelo Gnaiss Arroio Pedrado, considerado como fragmento metamorfizado do Arco Piratini (Vieira et al., 2019), também estão inseridas neste terreno as rochas máficas-ultramáficas e metassedimentares do Complexo Arroio Grande, composto por xistos, quartzitos e ofiolitos associados à evolução do paleo-oceano Adamastor (Vieira et al., 2020; Ramos et al., 2020). Essas unidades são intrudidas e retrabalhadas pelo magmatismo ediacarano (580-560 Ma), sintectônico às zonas de cisalhamento, e representado pelos granitos Três Figueiras, Chasqueiro, Capão do Leão e Bretanha (Cruz, 2019).

Cinturão Dom Feliciano

O Cinturão Dom Feliciano (CDF) é o resultado da aglutinação dos terrenos descritos acima e se estende desde o leste do Uruguai até o sul do Brasil, abrangendo o maior segmento do ESRG. Representa o segmento mais meridional da Província Mantiqueira (Almeida et al., 1977), originada pela amalgamação do Paleocontinente Gondwana Ocidental durante a Orogenia Brasileira/Panafricana (Figura 4A), e que estrutura o embasamento da Plataforma Sul-Americana (Heilbron et al., 2004).

A formação do CDF durante o Neoproterozoico ocorreu por meio de diversos episódios orogênicos que levaram à formação e estruturação das diversas associações petrotectônicas alongadas segundo a direção NE-SW (Fernandes et al., 1995a), que constituem os terrenos descritos. Os eventos orogênicos reconhecidos são Passinho (0,89 – 0,86 Ga) e São Gabriel (0,77 – 0,68 Ga), no Terreno São Gabriel, e Piratini (0,78 - 0,68 Ga), Dom Feliciano (0,65 –

0,54 Ga) e Pinheiro Machado (620-540 Ma), nos terrenos Tijucas, Pelotas e Punta Del Este (Philipp et al., 2016; Vieira et al., 2019; Porcher et al., 2021). Os dois primeiros eventos compreendem o fechamento do oceano Charrua e subsequente geração inicial de um arco intra-oceânico (Passinho) e, posteriormente, de um arco continental (São Gabriel), representados no Terreno São Gabriel. Esse oceano separava as áreas continentais representadas pelo Cráton Rio de La Plata e a microplaca continental Nico Perez. No terceiro evento ocorreu o fechamento do oceano Adamastor em decorrência da colisão entre os crátons Rio de La Plata e Arco Piratini, seguido do evento de colisão denominado Orogenia Dom Feliciano (aproximadamente 650-620 Ma) (Philipp et al., 2016). Sua evolução decorrente de um momento de grande espessamento crustal originou extensos e profundos sistemas de cisalhamento transcorrente, dentre os quais se sobressai o Sistema de Falhas Dorsal de Canguçu (Fernandes et al., 1995a). Esse sistema, caracterizado por zonas de falhas profundas de direção NE-SW, com aproximadamente 150 km de comprimento e 10 km de largura, ocasionou o posicionamento de corpos graníticos sintranscorrentes, e intrusões de granitoides pós-tectônicos, além disso, exerceram forte influência no controle e estruturação de bacias vulcano-sedimentares, no final do Ciclo Brasileiro (Fernandes et al., 1993). Essas estruturas são profundas e promoveram a geração e a ascensão de magmas máficos, que, associados ao elevado gradiente térmico regional, induziram um extenso evento de retrabalhamento crustal, responsável pela formação do Batólito Pelotas. O colapso do orógeno é representado pelo magmatismo tardio do batólito e pela formação das sequências superiores da Bacia do Camaquã (Philipp et al., 2016).

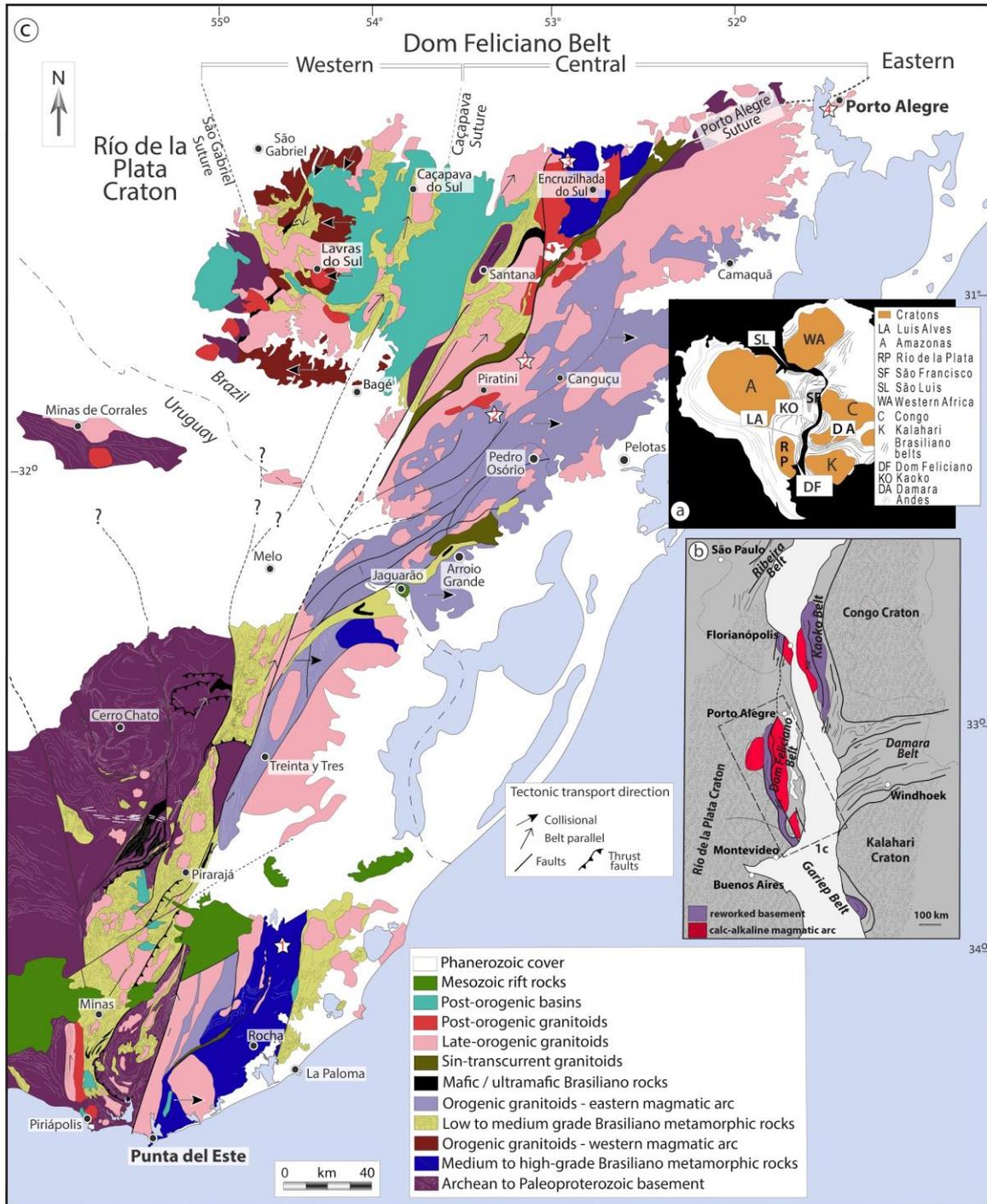


Figura 4: Cinturão Dom Feliciano. A) Configuração do Gondwana Ocidental. B) Crátons relacionados com a formação do CDF. C) Subdivisão do CDF. (extraído e modificado de Silveira et al., 2020).

Bacia do Camaquã

A Bacia do Camaquã localizada na região centro sul do estado do RS consiste, no geral, de um conjunto de unidades estratigráficas sedimentares e vulcanogênicas, ausentes de feições de deformação dúctil e metamorfismo, que afloram no Escudo Sul Rio-Grandense, preferencialmente sobre os Terrenos Nico Pérez, São Gabriel e Tijucas. Depositaram-se nas fases tardi- a pós-colisionais do Ciclo Brasileiro do Cinturão Dom Feliciano (Fragoso-César, 1984; Chemale Jr., et al., 1995; Paim et al., 2000; Hartmann et al., 2008), no intervalo temporal entre 601 ± 13 e $473,7 \pm 9,4$ Ma (Almeida et al., 2012; Maraschin et al., 2010) recobrando as unidades proterozoicas vinculadas ao período orogênico de acreção continental e retrabalhamento crustal, representadas pelo ciclo Transamazônico (Paleoproterozoico) e pelo ciclo Brasileiro/Pan-Africano (Neoproterozoico), encerrando assim essa etapa e adentrando em um estágio cratônico, de relativa estabilidade tectônica (Paim et al., 2000, 2013, 2014).

A história evolutiva da Bacia do Camaquã é marcada por períodos predominantemente deposicionais, com alternância de preenchimento vulcânico e sedimentar, e momentos marcadamente não deposicionais e/ou erosivos (Paim et al., 2000) interpreta a Bacia do Camaquã como um *locus* deposicional no qual se sucederam diferentes bacias, com características próprias e processos tectônicos distintos, divididas em diferentes sub-bacias geográficas, com comportamentos esperados de subsidência e soerguimento do embasamento: Taquarembó, Ramada, Santa Bárbara, Guaritas, e Boici-Piquiri, formadas em diferentes ambientes tectônicos, e separadas entre si por discordâncias angulares ou erosivas, que sinalizam pulsos de deformação, soerguimento e erosão caracterizando discordâncias regionais que delimitam seus grupos constituintes (Maricá, Bom Jardim, Santa Bárbara e Guaritas). Os dois últimos marcam a fase pós-orogênica (Paim et al., 2000; Borba, 2006; Paim et al., 2013; Paim et al., 2014), associada ao desenvolvimento de riftes.

A Bacia do Camaquã apresenta, na região leste, forma alongada com orientação NE-SW, já no oeste, é margeada pelo Terreno Pelotas a leste e posicionada sobre o Terreno São Gabriel e Cráton Rio de La Plata, a oeste. Ao norte é delimitada geograficamente pelas rochas sedimentares da Bacia do Paraná e por unidades metamórficas do Terreno São Gabriel, ao sul recobrem as unidades do Complexo Granulítico Santa Maria Chico, no Terreno Nico Pérez e

dos Complexos Porongos e Encantadas no Terreno Tijucas, sendo ainda em parte recoberta pelas coberturas Fanerozoicas.

A **Formação Maricá (Leinz et al., 1941)** ocorre exclusivamente sobre os domínios do TSG, e apresenta idades entre 670 Ma (final da colisão do terreno juvenil com o cráton Rio de La Plata (Saalman et al., 2005), e 605 Ma (idade aproximada do magmatismo precoce do complexo Lavras do Sul, intrusivo na unidade (Gastal et al., 2005). Essa unidade considerada representativa de sedimentação sobre uma borda de escudo fortemente retrabalhada (Ribeiro, 1983), corresponde, segundo outros autores, à Formação Pessegueiro (Santos et al., 1978), ao Alogrupo Maricá (Paim et al., 2000) e ao Grupo Maricá (Pelosi & Fragoso-César (2003). Esse grupo é composto por arenitos, folhelhos, siltitos e conglomerados subordinados representando sistemas fluviais, deltaicos e marinhos rasos em tendência retrogradacional (Leite et al., 1990) representados pela Formação Passo da Promessa (depósitos fluviais da base), São Rafael (depósitos marinhos) e Arroio América (fluviais de topo) (Pelosi & Fragoso-César, 2003).

As rochas do **Grupo Bom Jardim (Ribeiro et al., 1966)** afloram em diferentes setores dos terrenos São Gabriel, Tijucas e Nico Pérez, com idades aproximadas de 600-580 Ma, apresentando características geológicas diversificadas para cada região em que ocorrem. Na região de Lavras do Sul ocorrem rochas vulcânicas e vulcanoclásticas, andesitos de composição intermediária pertencentes à Formação Hilário (Lima & Nardi, 1998) comagmáticas aos granitoides do Complexo Intrusivo Lavras do Sul (Gastal et al., 2003). A leste da cidade de Caçapava do Sul, na localidade de Bom Jardim, ocorrem os depósitos sedimentares do Grupo Bom Jardim, representados pela Formação Arroio dos Nobres, caracterizada por intercalações de conglomerados vulcânicos, arenitos e siltitos subordinados. Estas associações também ocorrem entre Encruzilhada do Sul e Santana da Boa Vista, na região do Vale do Piquiri (Flores et al., 1992) e (Caravaca, 1998).

As rochas da **Formação Acampamento Velho (Cordani et al., 1974)** recobrem as unidades Maricá e Bom Jardim em discordância angular, tendo suas ocorrências relacionadas principalmente aos Terrenos São Gabriel e Nico Pérez, intrudindo e retrabalhando suas unidades (Wildner et al., 2008; Laux, 2018). Trata-se de uma sucessão vulcânica datada desde 572 ± 3 Ma (Gastal & Lafon, 2001) até $549,3 \pm 5$ Ma (Sommer et al., 2003, 2006), com rochas basálticas na base e lavas riolíticas (ignimbritos, brechas e tufos) no topo (Almeida et al., 2002). Segundo Borba (2006), corpos intrusivos com idades magmáticas entre 560 e 540 Ma

associados à Formação Acampamento Velho ocorrem ao longo de todo o Escudo Sul-Rio-Grandense.

A **Formação Santa Bárbara (Robertson, 1966)**, com idades que remetem ao Paleozoico Inferior, é caracterizada essencialmente por depósitos sedimentares de origem continental, (Robertson, 1966; Paim, 1994; Paim et al., 1995, 2000), nos quais observa-se associações de fácies de leques aluviais (Borba & Mizusaki, 2002), frente deltaica aluvial, lacustre e de canais fluviais entrelaçados, arenosos e cascalhosos (Borba, 2001; Borba & Mizusaki, 2003), representados por rochas compostas de arenitos, conglomerados e siltitos avermelhados com elevada imaturidade textural e composicional (Borba, 2006). Fósseis vinculados ao Cambriano Inferior, com características de ambiente transicional e influência marinha foram identificados nessa unidade (Netto et al., 1992). Suas principais ocorrências estão relacionadas aos Terrenos São Gabriel e Tijucas, nas cidades de Caçapava do Sul e Lavras do Sul, apresenta natureza transicional associada ao desenvolvimento de rifts (Chemale Jr., 1993; Borba, 2006).

A **Formação Guaritas (Goñi et al., 1962)** registra o último episódio tectonosedimentar da Bacia do Camaquã. Suas rochas compreendem aproximadamente 600 m de espessura de depósitos vulcanosedimentares de idades entre 547 Ma e 473 Ma (Maraschin et al., 2010; Almeida et al., 2012; Paim et al., 2014; Bicca et al., 2013) e foram depositadas em uma bacia tipo rifte transtraccional influenciadas por deformação rúptil (Chemale Jr., 1993; Borba, 2006; Paim, 2000; Paim et al., 2013, 2014) dispostas sobre uma inconformidade, sobre os Terrenos Tijucas e São Gabriel, com sua borda leste limitada pelo Domo de Santana (Complexo Encantadas), também é constituída por arenitos, conglomerados e siltitos, representados por duas sequências deposicionais limitadas por uma discordância erosiva, uma de origem eólica, representada pela unidade Pedra Pintada e outra de origem fluvial, representada pela unidade Varzinha, discordantes entre si, (Scherer et al., 2003). Intercalados na base da Formação Guaritas observam-se derrames de rochas basálticas representados pelo Membro Rodeio Velho (547-535 Ma) (Ribeiro et al., 1966).

2.2.2 Etapa Cratônica

O final da Etapa Orogênica é seguido por Etapa Cratônica que é registrada principalmente pelas unidades da Bacia Cratônica do Paraná. As unidades predominantemente sedimentares da bacia registram um período de tempo de cerca de 400 Ma de relativa estabilidade crustal, no interior do Supercontinente Gondwana. Uma síntese das unidades e etapas evolutivas dessa província tectônica é apresentada a seguir.

Bacia do Paraná

A Bacia do Paraná foi caracterizada como uma província geotectônica inserida no contexto da plataforma sul-americana (Almeida et al. 1977). Segundo Milani et al. (2007), trata-se de uma bacia do tipo intracratônica, paleozoica-mesozoica, cujo registro estratigráfico abrange idades entre o Neo-Ordoviciano e o Neocretáceo, com seu histórico de sedimentação originando-se em 450 Ma e propagando-se até 65 Ma, com a ruptura e fragmentação do Gondwana (Milani, 2004). Zalán et al., (1990) sugerem que a Bacia do Paraná se formou no recém-arquitetado supercontinente Gondwana, ainda em processo de resfriamento e considerando uma possível subsidência, em relação às fixações do Ciclo Brasileiro.

A Bacia do Paraná compreende uma área aproximada de 1,5 milhão de quilômetros quadrados, e seqüências deposicionais sedimentares e magmáticas com espessuras aproximadas de 7 km (Milani et al., 2007). Estende-se pelo Brasil meridional, Paraguai oriental, nordeste da Argentina e norte do Uruguai, estrutura-se em seis unidades ou superseqüências (Milani, 1997), Rio Ivaí (Ordoviciano-Siluriano), Paraná (Devoniano), Gondwana I (Carbonífero-Eotriássico), Gondwana II (Meso a Neotriássico), Gondwana III (Neojurássico-Eocretáceo) e Bauru (Neocretáceo). Segundo os autores as três primeiras superseqüências correspondem a grandes ciclos transgressivos-regressivos paleozoicos, enquanto as demais são caracterizadas por pacotes de sedimentos continentais e rochas ígneas associadas. Estas superseqüências constituem sucessivas fases de acumulação sedimentar intercaladas a grandes períodos erosivos. A evolução de cada unidade está vinculada a contextos climáticos e tectônicos (Milani et al., 1998).

A Supersequência Rio Ivaí (Ordoviciano - Siluriano): está correlacionada à introdução da Bacia do Paraná no ESRG, ocorre somente na porção centro-oeste da bacia e esta relacionada a uma fase aulacogênica. Sua deposição alongada e orientação geral SW-NE, propõe um controle por mecanismos de rifteamento (Marques et al., 1993), expondo ambientes deposicionais característicos de plataforma rasa, plataforma distal, glacial e fluvial-costeiro, estão vinculadas a essa supersequência as formações Alto Garças constituída por arenitos basais, Iapó com camadas de diamictitos que registram a glaciação Ordovício-Siluriana do Gondwana e Vila Maria representada por folhelhos fossilíferos e siltitos (Milani et al., 1997), marcando uma discordância neossiluriana devido a erosão por exposição subaérea.

A Supersequência Paraná (Devoniano): figura durante um período de transgressão e regressão marinha sobre as áreas cratônicas do Gondwana, é caracterizada por ambientes deposicionais de plataforma rasa e distal, fluvial - costeiro e glacial, são constituintes dessa supersequência sedimentos arenosos continentais a transicionais da Formação Furnas e sedimentos marinhos da Formação Ponta Grossa, que é composta por folhelhos, folhelhos silticos, siltitos e arenitos (Milani et al., 1997), diversas dessas fácies sedimentares foram erodidas, resultando na discordância neodevoniana.

A Supersequência Gondwana I (Carbonífero - Eotriássico): Condições de bacia intracratônica, com isolamento no interior continental, se estabelecem ao decorrer da deposição dessa supersequência Gondwana I. Nesta supersequência estão inclusos depósitos sedimentares glacio-marinhos correspondentes ao Grupo Itararé, e rochas de ambiente deltaico, marinho e litorâneo da Formação Rio Bonito e marinho da Formação Palermo, representantes do Grupo Guatá, constituindo a base transgressiva. Observa-se uma seção regressiva representada pelo Grupo Passa Dois, constituído pelas Formações Irati, Serra Alta, Teresina e Rio do Rasto (Milani et al., 1997). A supersequência Gondwana I finaliza com os sistemas deposicionais continentais da Formação Rio do Rasto.

A Supersequência Gondwana II (Meso a Neotriássico): está inserida em uma bacia do tipo extensional, é representada pela Formação Santa Maria que é constituída por arenitos e pelitos avermelhados, provenientes de depósitos fluviais e lacustres vinculados ao Grupo Rosário do Sul (Milani et al., 1997). Corresponde a uma elevação generalizada da área da bacia, sendo estendida somente mais ao sul.

A Supersequência Gondwana III (Neojurássico - Eocretáceo): corresponde ao Grupo São Bento, composto pela formação Botucatu, que é constituída por arenitos quartzosos provenientes de dunas eólicas, resultando no desenvolvimento de imensos campos de dunas eólicas no final do Jurássico, e a Formação Serra Geral. Os magmatitos Serra Geral, do Eocretáceo, estão relacionados aos estágios iniciais de ruptura do paleocontinente Gondwana com vulcanismo fissural continental, que resultou no empilhamento de até 2 km de basaltos sobre os sedimentos da Bacia do Paraná, além de intrudir os mesmos, sob a forma de diques e soleiras (Milani & Thomaz Filho, 2000).

A Supersequência Bauru (Neocretáceo): depositou-se no Cretáceo Superior em uma depressão sobre o basalto, após o fim das atividades vulcânicas e ajustes isostáticos, sendo composta por rochas sedimentares de sistemas eólicos, fluviais e aluviais, finalizando a história deposicional da Bacia do Paraná (Milani et al., 1998).

2.2.3 Etapa Tafrogênica

O final da Etapa Cratônica é registrado por transição direta para a Etapa Tafrogênica, que leva à fragmentação do Gondwana Ocidental - Pangeia, levando à posterior formação do Oceano Atlântico e da plataforma continental Sul-Americana.

Rifte

Segundo Conceição et al., 1988, a fase rifte tem sido classicamente datada como eocretácica (Neocomiano-Barremiano) na margem leste brasileira (Asmus & Porto, 1972; Campos et al., 1974; Ponte et al., 1977; Rabinowitz & Labrecque, 1979; Fodor et al., 1983/1984), correspondendo, aproximadamente, ao intervalo de 135-115 Ma. Na margem equatorial, existem sugestões de uma fase rifte um pouco mais tardia (Aptiano-Albiano) (Asmus & Baisch, 1983; Asmus, 1984), entretanto trabalhos mais recentes indicam uma idade igualmente neocomiana para a fase rifte de algumas bacias marginais equatoriais, tais como Potiguar (Figueiredo, 1985) e Piauí-Camocim (Zalan & Warme, 1985).

A abertura do Oceano Atlântico Sul foi acompanhada por eventos tectono-magmático-sedimentares, cuja interpretação aponta para uma evolução a partir do Jurássico-Triássico, há aproximadamente 225 Ma (Stica et al., 2014). De acordo com o modelo proposto (Stica et al., 2014), fundamentado na teoria dos pulsos tectônicos, o processo de rifteamento desenvolveu-se em dois ciclos (225-160 Ma e 160-115 Ma), sendo considerado o ciclo ocorrido entre 160-115 Ma como o evento principal, uma etapa secundária atribuída aos grandes falhamentos e eventos mais marcantes. A variação na intensidade e no posicionamento do campo de esforços permitiu a individualização de duas fases distintas para cada ciclo de rifteamento: a primeira, de acúmulo de tensões na litosfera, marcada predominantemente por deformação dúctil a nível de litosfera subcrustal, com falhas esporádicas e de pouco rejeito, e a segunda, de comportamento rúptil com liberação de tensões, e predomínio intenso de grandes falhamentos normais (Stica et al., 2014).

Como sugerem as evidências apresentadas, o rifteamento como um todo parece ter-se desenvolvido entre 225 e 115 Ma. No entanto, as variações na intensidade e no posicionamento do campo de esforços ao longo destes 110 milhões de anos sucedem em descontinuidades no processo, resultando com que o evento Rife Sul-Atlântico progredisse simultaneamente em duas frentes, aparentemente independentes uma da outra, ambas em ambiente distensional: de sul para norte, a partir do Platô das Ilhas Malvinas, na porção meridional; e de oeste para leste, em continuidade ao Rift do Atlântico Norte, na porção setentrional. Pode-se individualizar dois ciclos principais de atividade, cada qual atuando predominantemente em certas porções do Gondwana: um, entre 225 e 160 Ma, e outro, de 160 a 115 Ma. No ESRG a evolução do rifteamento está representada no rompimento da Bacia de Pelotas e é associada ao primeiro ciclo de rifteamento (Evento Sul-Atlântico Precoce) que durou cerca de 65 Ma (225-160 Ma) e, devido ao pouco conhecimento sobre esse evento, não é possível diferenciar duas fases temporais, esse processo causou a abertura da porção meridional do continente, estendendo-se de sul para norte desde o Platô das Malvinas até a região da atual Bacia de Pelotas, dispersando-se ao longo da Zona de Falha Curitiba-Maringá.

2.2.4 Etapa plataforma sul-americana/cráton/drifte

A etapa plataformal/cráton/drifte caracteriza-se por um período de relativa estabilidade crustal, onde estão ausentes registros de grandes eventos tectônicos e magmáticos, apenas eventos de reativações de falhas e tensões do tipo Farfield.

Rochas alcalinas do final do Cretáceo

O magmatismo alcalino no Brasil teve início nos períodos Permo-Triássico, durante o terceiro dos quatro principais estágios, ocorridos na evolução geológica da Bacia do Paraná (Almeida, 1981). Nos estágios iniciais (Devoniano/Carbonífero Inferior e Carbonífero Inferior/Permiano Superior) o evento mais importante foi à subsidência da bacia com intensa sedimentação (Fúlfaro et al., 1982). No quarto estágio (final do Jurássico ao Cretáceo Inferior) os eventos geológicos apresentam predominância de intensos derrames de basalto toleítico (138-127 Ma; Turner et al., 1994) com vulcanismo ácido, sendo o seu alojamento, facilitado por esforços extensionais associados com a reativação Wealdeniana (Almeida, 1986).

Almeida (1983) sugere que as rochas alcalinas possuem uma predisposição a apresentarem um condicionamento tectônico quanto ao seu alojamento, sendo influenciada pelo tectonismo regional, apresentando uma infinidade de litotipos, classificadas segundo sua petrografia, apresentam também diversos formatos, variando de sills, intrusões centrais (stocks, necks e plugs), a diques. Existe uma conexão entre atividades alcalinas e as grandes estruturas tectônicas, principalmente em intersecções de zonas de falhas, pois são formadas sobre relativa calmaria tectônica e o alojamento final é facilitado por falhas e dobramentos (Harker, 1896).

Na Bacia do Paraná o magmatismo alcalino processou-se sobretudo em estruturas soerguidas marginais ou transversais às bordas da bacia, com uns poucos centros intrusivos na região intrabacia. Essas intrusões estabeleceram-se em duas fases, sendo a mais antiga anterior a 125 Ma, (Cretáceo Inferior) como os basaltos, e a mais nova (125 a 50 Ma), foram em parte contemporâneas à deposição do Grupo Bauru (Almeida, 1986). As intrusões da segunda fase do vulcanismo alcalino ocorrem sobretudo nas estruturas arqueadas existentes às bordas da

Bacia, onde se associam a diques de diabásio e umas poucas intrusões alcalinas da primeira fase, (Almeida, 1986). O vulcanismo basáltico ocorreu entre 147 e 119 Ma, com máxima intensidade entre 132 e 129 Ma, (Amaral et al., 1966), portanto muitas alcalinas são contemporâneas do vulcanismo, que gerou fraturas, falhas e meios de percolação na crosta, deixando-a mais rúptil. No estado do Rio Grande do Sul, essas rochas estão representadas pela Suíte Alcalina Piratini.

Formação Santa Tecla

A Formação Santa Tecla caracteriza-se como uma unidade sedimentar que ocorre na porção sudoeste do Escudo Sul-Rio-Grandense sustentando a topografia local como uma unidade de cobertura de relevo (Dani, 2013), constitui os pontos mais elevados do relevo na porção sul do Terreno São Gabriel estando em discordância com as demais unidades geológicas aflorantes, ocorre também na porção sudoeste desse terreno disposta sobre rochas granitoides pré-cambrianas, recobre em discordância rochas sedimentares da Bacia do Paraná e da Bacia do Camaquã (Dani, 2013).

A Formação Santa Tecla está caracterizada por fácies sedimentares depositadas em sistemas fluviais/aluviais desenvolvidos em ambiente continental de clima árido. Leinz (1941) descreve a formação como um pacote sedimentar de 20 m de espessura constituído por arenitos finos, conglomerados silicificados e calcificados, Beurlen & Martins (1956) correlacionam a Formação Santa Tecla ao Grupo Itararé da Bacia do Paraná, atribuindo a mesma idade Carbonífera. A formação apresenta discordância erosiva entre seus arenitos e conglomerados com os pelitos da Formação Palermo, também foi constatado que os sistemas de falha NE que atravessam as unidades da Bacia do Paraná não afetaram seus sedimentos (Formoso & Willig, 1966). Segundo Justus et al. (1986), a deposição desta formação está associada a instalação de uma proto drenagem vinculada a processos de aplainamento que moldaram a superfície cimeira Caçapava/Vacaria, (Ab´Sáber, 1969), posteriormente em um período tectonicamente estável, a parte superior da Formação Santa Tecla foi exposta a um intenso processo de silicificação.

Segundo Dani (2013), a idade da formação Santa Tecla é indefinida, devido a inexistência de relações desta com as rochas mesozoicas da Bacia do Paraná, sendo considerada

genericamente como uma unidade cretácea a terciária, correlacionável à Formação Bauru (Ribeiro, 2001).

Coberturas Cenozoicas e Terraços aluviais

Segundo Holbach et al. e Kaul et al. (1990), a cobertura sedimentar cenozoica engloba diferentes tipos de depósitos sedimentares, associados a ambientes fluviais, aluviais, marinhos de plataforma rasa e lacustre, compostos por cascalho, areia, silte e argila, e, em geral, individualizados como formações geológicas, com idades variando do Paleógeno ao Holoceno: Formação Tupanciretã e Santa Tecla, do Paleógeno; Formação Graxaim, do Neógeno-Quaternário; Formação Chuí e Itapuã, do Pleistoceno; Depósitos sedimentares do Holoceno.

A Formação Tupanciretã, está restrita ao estado do Rio Grande do Sul, e ocorre sem continuidade física nos municípios de Cruz Alta, Santa Bárbara do Sul, Carazinho, Passo Fundo e Santiago, sendo constituída por arenitos, arenitos conglomeráticos, conglomerados, e finas camadas de argila, sedimentos oriundos provavelmente de material detrítico depositado em ambiente flúvio-lacustre, Kaul (1990).

A Formação Santa Tecla, também restrita ao RS, recobre terrenos pré-cambrianos e formações sedimentares gondwânicas, dispondo sua maior ocorrência ao norte da cidade de Bagé, prolongando-se desta para leste, até o arroio das Palmas, bem como em Torquato Severo e a leste de Ibaré, a sul do arroio Torrinhas, a leste do arroio Tigre e ao norte de Hulha Negra. Esta unidade litoestratigráfica é constituída por arenitos e conglomerados com estratificação pouco evidente ou ausente devido a processos secundários, sendo correlacionada a um ambiente de sedimentação aquoso de origem lacustre sob clima árido ou semiárido, Kaul (1990).

A Formação Graxaim ocorre a oeste da Lagoa dos Patos, na Planície Gaúcha entre Arroio Grande e Guaíba, assim como em Pedro Osório, Pelotas, São Lourenço do Sul, Camaquã, Tapes e Barra do Ribeiro. Esta formação é composta por arenitos arcoseanos, com fácies sedimentares siltico-argilosa e areno-conglomerática, levemente consolidados, vinculados a depósitos de leques aluviais. Sua deposição iniciou-se no Mioceno Superior, ou no Plioceno, e estendeu-se até o Pleistoceno Superior, Kaul (1990).

A Formação Chuí ostenta ampla distribuição na Planície Costeira, estendendo-se ao longo das Lagoas Mirim e dos Patos, com sua maior expressão entre as lagoas e o oceano. As exposições sedimentares desta formação estão dispostas nos municípios de Chuí, Santa Vitória do Palmar, Arroio Grande, Pelotas, Rio Grande, São Lourenço do Sul, Camaquã, Tapes, São José do Norte, Mostardas, Palmares do Sul, Osório e Torres. Esta unidade litoestratigráfica é composta por areias quartzosas médias a finas, bem selecionadas, siltico-argilosas e ferruginosas, com marcante laminação plano-paralela e conteúdo fossilífero. Sua deposição está associada a ambientes marinhos de águas rasas e lacustre, durante o Pleistoceno Superior, Kaul (1990).

A Formação Itapuã ocorre no estado do RS entre as cidades de Pelotas e Rio Grande, sob a forma de afloramentos dispersos entre São José do Norte e Torres, e como uma faixa alongada na direção NE-SO entre Itapuã e Santo Antônio da Patrulha, bem como entre Tapes e Barra do Ribeiro e entre Chuí e Pelotas. Esta unidade é constituída de areias quartzosas de granulação fina a média com cimento ferruginoso e raras estruturas primárias, como estratificações plano-paralela e cruzada. Sua deposição está relacionada a ambiente eólico, composto por material detrítico depositado entre o Pleistoceno Inferior e o Holoceno Inferior, Kaul (1990).

Os depósitos sedimentares do Holoceno predominantes no RS são bem diversificados, compreendem depósitos fluviais, marinhos, lagunares, eólicos e coluviais. Os sedimentos aluviais ocupam as calhas dos rios atuais, sendo constituídos por areias, cascalhos, silte e argilas. Os sedimentos marinhos são aqueles das praias e dos cordões litorâneos, sendo os depósitos praias formados por areia fina bem selecionada, com concentrações locais de materiais pesados (monazita, ilmenita, magnetita, etc.), e os cordões litorâneos compostos por areias quartzosas, silte e argilas em menores proporções. Os sedimentos lagunares compreendem areia, silte, argilas e turfas, oriundas em parte da carga fluvial que alimenta as lagoas costeiras, e, em parte, provenientes do retrabalhamento de sedimentos litorâneos mais antigos. Os sedimentos eólicos integram as dunas, e são constituídos por areias quartzosas de granulação fina a média. Os sedimentos coluviais são depósitos de base de encosta, formados por areias, cascalho fino e grosso, e matacões, Kaul (1990).

Conforme Bilhar (2021), na região do Graben Arroio Moirão, ocorrem depósitos recentes, sobretudo de natureza aluvial, constituídos de cascalho, areia, silte e argila. A maior

parte desses sedimentos está disposta nos leitos e várzeas dos arroios, especificamente nas barras arenosas do Rio Camaquã e nas planícies aluviais formadas quando esse rio, que secciona o Planalto Residual Caçapava do Sul-Canguçu (Justus et al., 1986), adentra na região mais deprimida do Graben, onde forma extensos depósitos aluvionares, como barras, e várzeas. Também ocorrem depósitos como terraços fluviais, entre outros, associados à variação glácio-eustática do Pleistoceno Superior (que seriam possivelmente relacionados à mudança do nível de base do evento Laguna – Barreira III, sendo o responsável pela implantação final do sistema lagunar Patos-Mirim. Seus depósitos podem ser encontrados, de maneira quase contínua, ao longo de toda planície costeira do Rio Grande do Sul, desde Torres até o Chuí.).

Superfícies de aplainamento

Durante o período Fanerozoico, na Etapa Cratônica, o relevo brasileiro foi detalhado por episódios de intensa denudação e pelo acúmulo de espessas seqüências sedimentares em bacias marginais e interiores. Desde o Paleozoico, grande parte desta área permaneceu soerguida e em acelerado processo erosivo. Algumas porções continentais, como as áreas de escudos e maciços proterozoicos, estiveram submetidas a longo e intenso processo desnudacional responsável pela erosão de espessa seqüência de rochas e pela exumação de complexos litoestruturais consolidados em níveis crustais profundos (Lima & Valadão, 2002). Nessas áreas a erosão superou a sedimentação, inibindo a formação de seqüências estratigráficas espessas que, quando presentes, são caracterizadas pela distribuição espaço-temporal fragmentada.

Na Etapa Plataformal, o processo de individualização da Placa da América do Sul e abertura do Atlântico Sul, iniciado no Mesozoico, imprimiu novo ritmo à desnudação do continente, vinculado ao caráter episódico dos soerguimentos crustais, culminando na estruturação de amplas superfícies de aplainamento (Lima & Valadão, 2002).

As superfícies de aplainamento constituem feições fundamentais da geomorfologia brasileira, embora em alguns segmentos eventos desnudacionais neocenoicos foram responsáveis pela desestruturação das superfícies remanescentes remanescentes. Contudo, é possível o reconhecimento e mapeamento de três superfícies distintas presentes em nosso

relevo, denominadas, em ordem cronológica decrescente, de Superfície Sul-Americana, Superfície Sul-Americana I e Superfície Sul-Americana II.

Superfície Sul-Americana: (King, 1956, 1962) caracteriza-se por ser a mais antiga reconhecida e mapeada, constituindo uma vasta planície produzida por desnudação entre o Cretáceo e o Oligoceno. Sua denominação está vinculada ao fato de ter sido estruturada a partir da individualização da Placa Sul-Americana (ruptura do Gondwana), após o encerramento da sedimentação mesozoica nas bacias do Paraná e Sanfranciscana, conferindo idades de elaboração em torno de 100 Ma (Bigarella, 2003).

Superfície Sul-Americana I: esta superfície não possui denominação específica na literatura geomorfológica, sendo que a maioria dos autores sugere que sua gênese esteve associada exclusivamente à exumação de superfície fossilizada recoberta por rochas mesozóicas (King, 1956, 1962; Braun, 1971).

Superfície Sul-Americana II: esta superfície representa a base das depressões interiores e sub-litorâneas, correspondendo à Superfície Sertaneja proposta por Ab'Saber (1969) para designar o aplainamento das depressões semi-áridas nordestinas. Entretanto, verificou-se que sua extensão excede o domínio morfoclimático do semi-árido sem apresentar quaisquer discontinuidades de ordem geomorfológica com aqueles remanescentes localizados em domínios climáticos mais úmidos.

Arco de Rio Grande

De acordo com Philipp et al., (2014) o Arco de Rio Grande é um alto estrutural com direção NW que se estende através do estado do Rio Grande do Sul, consiste em uma estrutura do tipo *horst*, de dimensões regionais, onde se evidencia o soerguimento do embasamento e o aumento da espessura das camadas das unidades sedimentares da Bacia do Paraná nos extremos sul e norte desta estrutura, evidências sugerem que o soerguimento do arco teve seu início no limite Permo-Triássico, processo que acredita-se ter se estendido até o Jurássico. Conclui-se que o Arco de Rio Grande construiu-se a partir de sistemas de falhamentos normais e inversos com orientação NW-SE (Bruckmann et al., 2015). A estrutura do arco limita-se ao norte pelo

Sistema de Falhas Jaguari Mata e ao sul pelo Sistema de Falhas Alegrete e Ibaré. Conforme estas evidências, é proposto um suposto arqueamento simultâneo à deposição de parte das sequências sedimentares da Bacia do Paraná. Dados estratigráficos, (Faccini, 2000; Faccini et al., 2003), geocronológicos e termocronológicos suprem esta hipótese demonstrando que a estruturação deste arco é contemporânea com a deposição dos sedimentos triássicos do Grupo Rosário do Sul (Faccini, 2000, 2007; Philipp et al. 2013a, b; Jelinek et al., 2013).

3. Materiais e Métodos

A estratégia metodológica proposta no presente trabalho consistiu em efetuar levantamentos de dados bibliográficos em termocronologia por traços de fissão em apatita, sobre a evolução geológica e tectônica, com particular atenção à geologia estrutural, visando traçar os principais lineamentos, estruturas e fraturas e suas correlações com a geomorfologia do Escudo Sul-Rio-Grandense (ESRG).

3.1. Dados Termocronológicos por Traços de Fissão

Os dados secundários das idades aparentes Traços de Fissão em Apatita (TFA) foram compilados de diversos trabalhos de conclusão, monografias de mestrado, teses de doutorado e de artigos publicados em periódicos nacionais e internacionais de amostras do ESRG. Como esta base de dados não é constituída de dados brutos, não foi possível efetuar as modelagens dos dados Traços de Fissão a partir dos softwares HefTy de Ketcham (2005) e Qtqt de Gallagher (2012), especialmente concebidos para efetuar modelagens de Traços de Fissão e a partir das quais pode-se inferir histórias tectono-térmicas das amostras datadas e respectivas interpretações. Desta forma, o método de trabalho aplicado na presente monografia foi o de considerar e analisar apenas as tendências das idades aparentes TFA calculadas como idades aritméticas, ponderadas ou idades centrais de acordo com as escolhas dos diversos autores.

Abaixo é apresentada uma revisão da metodologia de datação por Traços de Fissão, desde os princípios teóricos, as características dos traços de fissão, as técnicas analíticas utilizadas, os cálculos das idades e o significado das idades Traços de Fissão.

3.2. O método dos Traços de Fissão

O método de traços de fissão (MTF) como ferramenta de datação geológica foi proposto no início da década de 60 por P. B. Price, R. M. Walker e R. L. Fleischer (1964). Desde então esta metodologia passou a ser amplamente utilizada como uma ferramenta geocronológica capaz de identificar as histórias térmicas de baixa temperatura de muitas rochas ígneas, metamórficas e sedimentares em uma ampla variedade de ambientes geológicos (Donelick *et al.* 2005), sendo aplicada a uma diversidade de problemas geológicos, incluindo a proveniência sedimentar, modelagem da história térmica de bacias sedimentares, evolução estrutural de cinturões orogênicos e denudação continental.

Segundo Fleischer et al., (1964) o método por traços de fissão é fundamentado na propriedade que o isótopo ^{238}U , contido em alguns minerais, têm de se fissionar espontaneamente de uma maneira contínua no tempo geológico, e na sensibilidade térmica dos defeitos gerados pela fissão no retículo cristalino do mineral. O MTF se baseia na análise estatística dos defeitos formados na estrutura de minerais como apatita, titanita e zircão, entre outros. Esses defeitos, os traços de fissão (TF), são lineares e produzidos a partir da fissão espontânea do ^{238}U . Os TF se formam quando partículas com alta energia cinética, liberadas pela fissão nuclear dos isótopos, se repelem e se deslocam através da estrutura de materiais sólidos gerando trajetórias lineares de instabilidade entre os átomos, as quais são identificadas como grandes danos na estrutura atômica do sólido, (Fleischer et al., 1975). Assim um traço de fissão pode ser definido como uma zona de desorganização estrutural resultante da passagem de um fragmento da fissão nuclear através de um sólido (Figura 5).

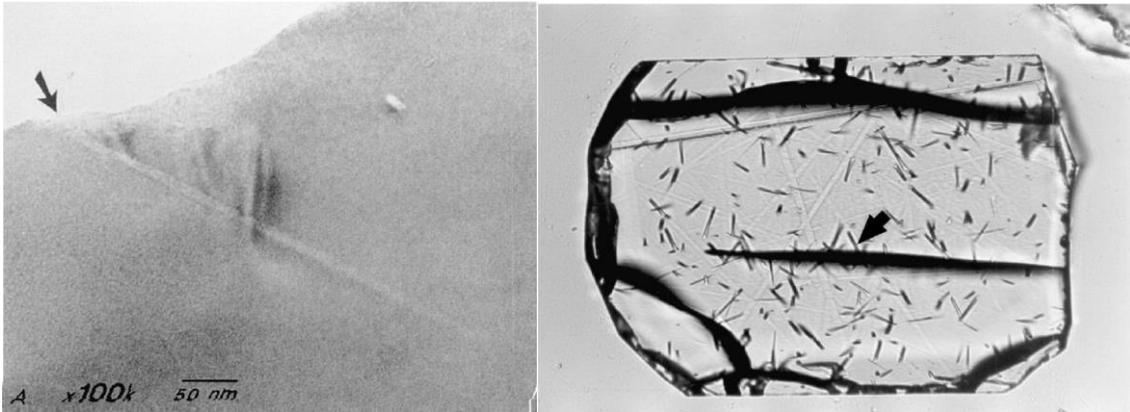


Figura 5: (a) Imagem obtida por microscópio eletrônico de transmissão de um traço de fissão em fluorapatita (Paul & Fitzgerald, 1992). (b) Fotomicrografia de uma seção polida de um cristal prismático de apatita mostrando traços gravados na superfície de intersecção e traços confinados (seta). O ácido atingiu o traço confinado através do traço superficial ou através de uma fratura (Green, 1988).

Ao fissionar, o átomo de ^{238}U quebra-se em dois novos átomos (Kp e Ba) e em partículas alfa e nêutrons, liberando desta forma quantidades expressivas de energia cinética através do lançamento dos dois átomos filhos em direções opostas. As partículas ionizantes (nêutrons) interagem de forma eletrostática com os átomos do mineral criando um estreito rastro ao longo de sua trajetória pela estrutura da rede cristalina do grão mineral. Cada traço de fissão gerado equivale ao registro de um evento de decaimento radioativo por fissão, que por sua vez representa um evento de geração de átomos filhos. A quantidade de átomos de ^{238}U restantes pode ser estimada através da quantidade de ^{235}U que, na natureza, mantém relação invariavelmente constante com o ^{238}U . Desta forma, o método de datação por traços de fissão obedece aos mesmos princípios dos outros métodos geocronológicos, baseados no decaimento natural de átomos-pai instáveis para átomos-filho estáveis. A principal diferença está relacionada ao produto filho, que são os danos físicos gerados à estrutura cristalina do mineral (ao invés de outro isótopo), pois neste método é imprescindível a presença de uma concentração suficiente do elemento pai (ou seja, ^{238}U) para produzir um número detectável de eventos de fissão (Gallagher et al., 1998). Há duas maneiras de aplicação do MTF. O método convencional, com o auxílio de reator nuclear para induzir a fissão dos átomos de ^{235}U (processo que não ocorre espontaneamente), cuja densidade de traços determina a quantidade desse isótopo, que por sua vez, fornece a quantidade de ^{238}U contida no mineral. Ou o método em que a

determinação dos teores de ^{238}U se faz por espectrometria de massa por plasma indutivamente acoplado e por ablação à laser (LA-ICPMS).

Os minerais geralmente utilizados para análises de traços de fissão são os denominados minerais acessórios, tais como, a apatita [$\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{F}, \text{Cl}, \text{OH})$], o zircão (ZrSiO_4) e titanita [$\text{CaTiO}(\text{SiO}_4)$], que são eventualmente muito comuns em grande parte das rochas constituintes da crosta terrestre (ígneas e metamórficas, e frequentes nas rochas sedimentares clásticas).

3.2.1. Estabilidade térmica dos traços de fissão

O MTF como os demais métodos geocronológicos baseia-se em temperaturas de fechamento, a partir das quais um determinado sistema cristalino atinge sua estabilidade térmica. No caso do MTF as temperaturas de estabilidade também dependem do mineral a ser utilizado (figura 6). Para as apatitas esta temperatura de fechamento é em torno de 120°C e para os zircões em torno de 250°C . No caso das apatitas a estabilidade térmica depende igualmente da composição, enquanto que nos zircões depende do teor de urânio e da idade de formação do cristal. Desta forma, as temperaturas de fechamento ou bloqueio variam em função do mineral e de suas características composicionais.

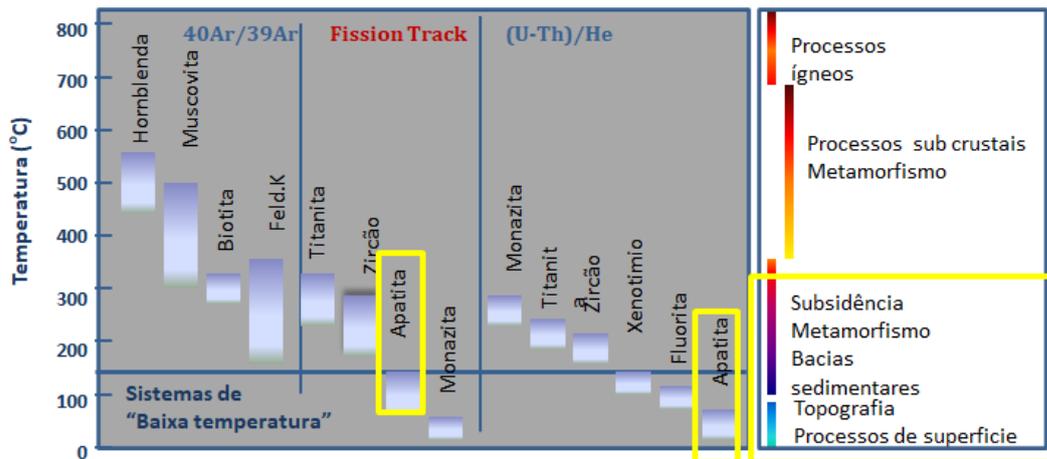


Figura 6: Representação dos diversos métodos termocronológicos para diversos minerais, suas temperaturas de fechamento e eventos relacionados com cada termocronômetro (Kohn et al., 2002).

Os parâmetros mais suscetíveis de influenciar na estabilidade térmica dos traços de fissão nas apatitas são a temperatura e a composição. Há um consenso entre os pesquisadores de que a pressão é negligenciável considerando que o domínio de aplicação do método é no estudo da crosta terrestre até a uma profundidade de em torno de 6 km (Schmidt et al., 2014).

Segundo Wagner e Van den Haute, (1992) a estabilidade dos traços de fissão nos minerais pode ser descrita em função de zonas: zonas de apagamento total dos TF (ZAT), zona de estabilidade parcial dos TF (ZEP) e zona de estabilidade total (ZET). essas zonas são delimitadas por temperaturas, ou seja, a ZEP situa-se entre 120°C e 60°C. Nesta zona, pode-se deduzir as histórias térmicas das rochas e associá-las a eventos geológicos. A partir deste conceito, definiu-se igualmente o termo *annealing* que se refere ao efeito da temperatura e do tempo sobre a estabilidade dos traços, (Figura 7).

No mineral apatita, todos os traços inicialmente formados apresentam um comprimento de aproximadamente 16 µm (Green et al., 1986; Gleadow et al., 1986; Laslett et al., 1987; Duddy et al., 1988; Green et al., 1989). O que determina o comprimento final de cada traço é a temperatura máxima a qual o mesmo esteve submetido, o método é fundamentado na observação e contagem dos traços que foram ou não afetados pela ocorrência do processo de *annealing*. Portanto o fenômeno do *annealing* qualifica o método como única ferramenta termocronológica capaz de reconstruir eventos geológicos, a temperaturas inferiores a 120°C (no caso da apatita).

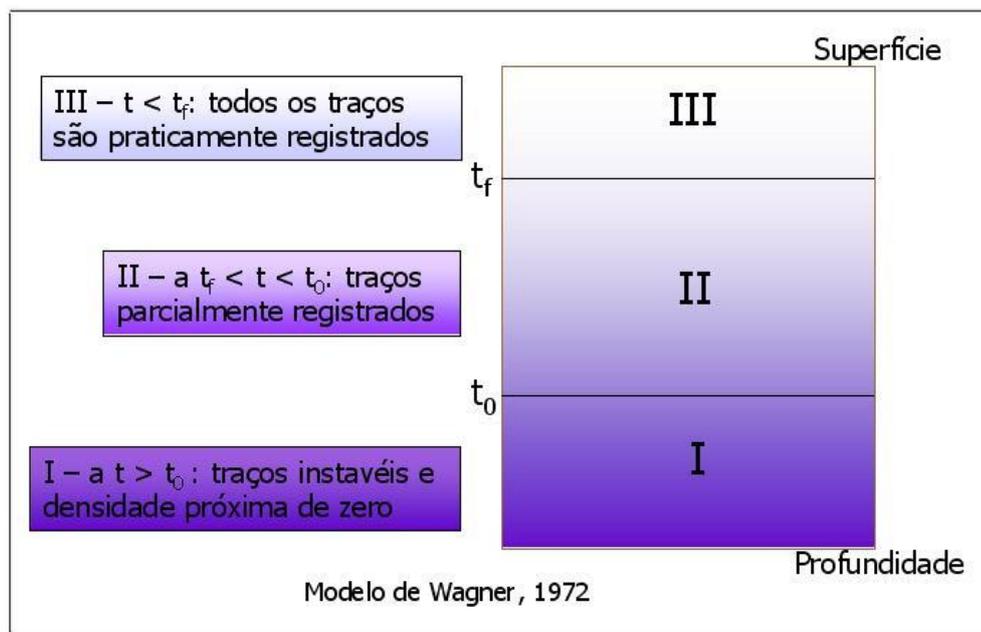


Figura 7: Zonas de apagamento dos traços, onde as temperaturas t_0 e t_f são respectivamente 120°C e 60°C para as apatitas. **I** – Zona de Apagamento Total dos traços (**ZAT**) – aqueles formados em mais alta temperatura (maior profundidade) não resistem e se apagam assim que se formam e o registro é quase nulo. **II** – Zona de Apagamento Parcial (**ZAP**) – uma parte dos traços formados neste campo são preservados em diversos estágios de apagamento, geram então uma densidade de traços com comprimentos variados. Na apatita, a ZAP inicia a partir de 120°C . **III** – Zona de Estabilidade Total dos traços (**ZET**) – os traços formados até então ficam totalmente preservados, com seus comprimentos inalterados neste campo. É registrada então a história de soerguimento e resfriamento da rocha. (Modificado de Wagner, 1972).

3.2.2. Revelação dos Traços de Fissão

Os traços de fissão apresentam dimensões extremamente pequenas (poucos Å), sendo assim, sua observação direta somente é possível por microscopia eletrônica (Wagner & Van Den Haute, 1992). Para que a observação em microscópio óptico possa ser efetuada, torna-se necessário a utilização de técnicas de revelação desses traços por ataque químico. Protocolos de revelação dos traços de fissão foram estabelecidos para cada mineral, nos quais o tempo de ataque, a concentração dos reagentes e temperatura são controlados com precisão. No caso das apatitas faz-se revelação dos traços em 20 segundos, 20°C e concentração de ácido nítrico de 5,5M, precisamente.

3.2.3. Influência composicional das apatitas no cálculo da idade traço de fissão

A composição principal das apatitas é $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{F}, \text{OH}, \text{Cl})$. A fluorapatita é a variedade mineral mais abundante (aproximadamente 88% das apatitas do mundo) e pode ser frequentemente encontrada como acessório em rochas ígneas plutônicas e metamórficas, já a ocorrência de cloroapatitas é mais comum em rochas vulcânicas (Burtner et al., 1994). Basicamente a variação no aumento de cloro na estrutura cristalina do mineral produz uma certa resistência ao apagamento dos traços, sendo que cloroapatitas tem uma temperatura de fechamento de 130°C enquanto que para as fluorapatitas a temperatura é de 110°C . O comportamento de outras espécies de apatita ao apagamento dos traços ainda não é muito conhecido, (ricas em OH e Mn, por exemplo).

3.2.4. Traços confinados de fissão e comprimentos de traços de fissão confinados

Existem dois tipos de traços de fissão que podem ser revelados nos grãos. O primeiro refere-se aos traços que cortam a superfície da área polida dos grãos (traços superficiais) sendo contados para uma possível determinação da idade. O segundo inclui os traços confinados, contidos no interior do cristal, os mesmos são atacados quimicamente devido à sua interseção com traços superficiais ou fraturas no grão (Fig. 8).

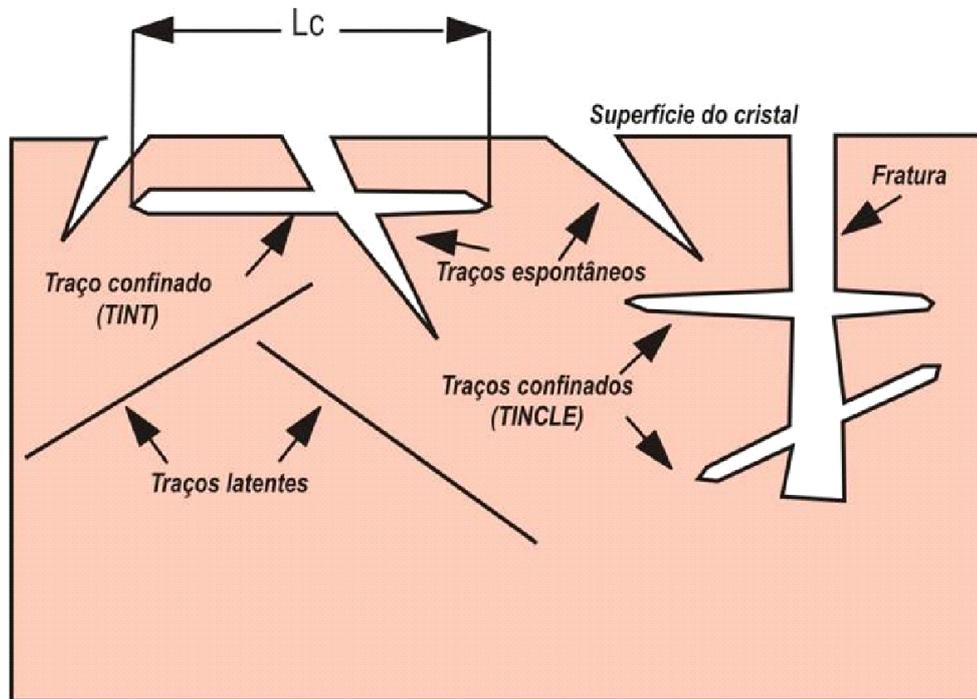


Figura 8: Esquema representando os traços de fissão confinados; onde L_c é o comprimento do traço confinado. Os traços confinados são de três tipos: Traços latentes (TL) – traços que estão em profundidade e não foram revelados quimicamente; Traço no traço (TINT) – traços que foram revelados devido a intersecção por um traço de superfície; Traço na fratura (TINCLE) – traços que foram revelados pela intersecção com uma fratura (adaptado de Green, 1981).

Somente os TINTs podem ser medidos, pois segundo alguns autores como Barbarand et al., (2003), os TINCLEs podem ser anormalmente resistentes ao apagamento e os TINDEFs (traços indefinidos) podem ser anormalmente longos (Fig. 8)

Conforme Wagner & Van Den Haute (1992), a distribuição dos comprimentos dos traços em uma determinada amostra reflete sua evolução termal durante seu passado geológico. Cada traço forma-se em um tempo geológico distinto, sendo produzidos continuamente e apresentando o mesmo comprimento inicial de $16,3 \mu\text{m}$, sendo que este registra a história térmica experimentada pela amostra durante sua evolução termal. Distribuições distintas de comprimentos de traços são indicativas de diferentes histórias e configurações geológicas Wagner & Storzer (1972).

Portanto, a distribuição dos comprimentos dos traços em uma determinada amostra possibilita uma provável interpretação de sua história termal complexa podendo ser utilizada na distinção dos diversos episódios de aquecimento e resfriamento (Green et al., 1989).

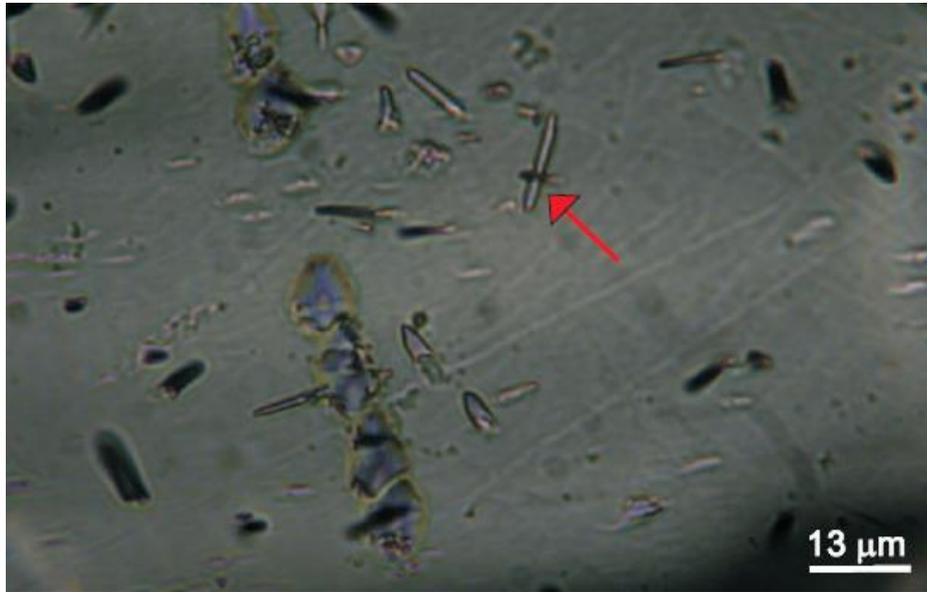


Figura 9: Fotomicrografia de um cristal de apatita (amostra IT-22), destacando um traço fóssil revelado no interior deste mineral, tipo traço no traço (TINT), (cortesia de M. Lídia Vignol-Lelarge).

3.3.5. Preparação das amostras pelo método do detector externo (MDE)

O método do detector externo é a técnica de preparação das amostras quando se faz irradiação. Foi desenvolvido por Hurford & Carter (1991), visando como objetivo induzir traços de fissão sobre um detector externo de mesma área do cristal considerado (Figura 10). O detector externo pode ser uma lamínula de moscovita especial com teor de urânio quase inexistente ou um kapton que é um filme sintético de poliamida livre de urânio. Esse detector externo é montado junto aos grãos a serem datados, e posteriormente é irradiado por nêutrons térmicos, e assim o detector irá registrar os traços deixados pela fissão do ^{235}U , durante a irradiação. Após a irradiação os traços induzidos no detector externo são revelados por ataque químico com o auxílio de ácido fluorídrico 40% quando for mica moscovita ou em solução de NaOCl (14%) + NaCl (12%) quando utiliza-se o kapton. Assim, os traços fósseis são contados

no próprio cristal e os traços induzidos são contados sobre no detector externo. Através da contagem dos traços induzidos (^{235}U) é estimado o teor de ^{238}U dos grãos de apatita, ou seja, o isótopo pai, enquanto que a contagem dos traços fósseis nos próprios grãos de apatita fornece a concentração do “elemento” filho.

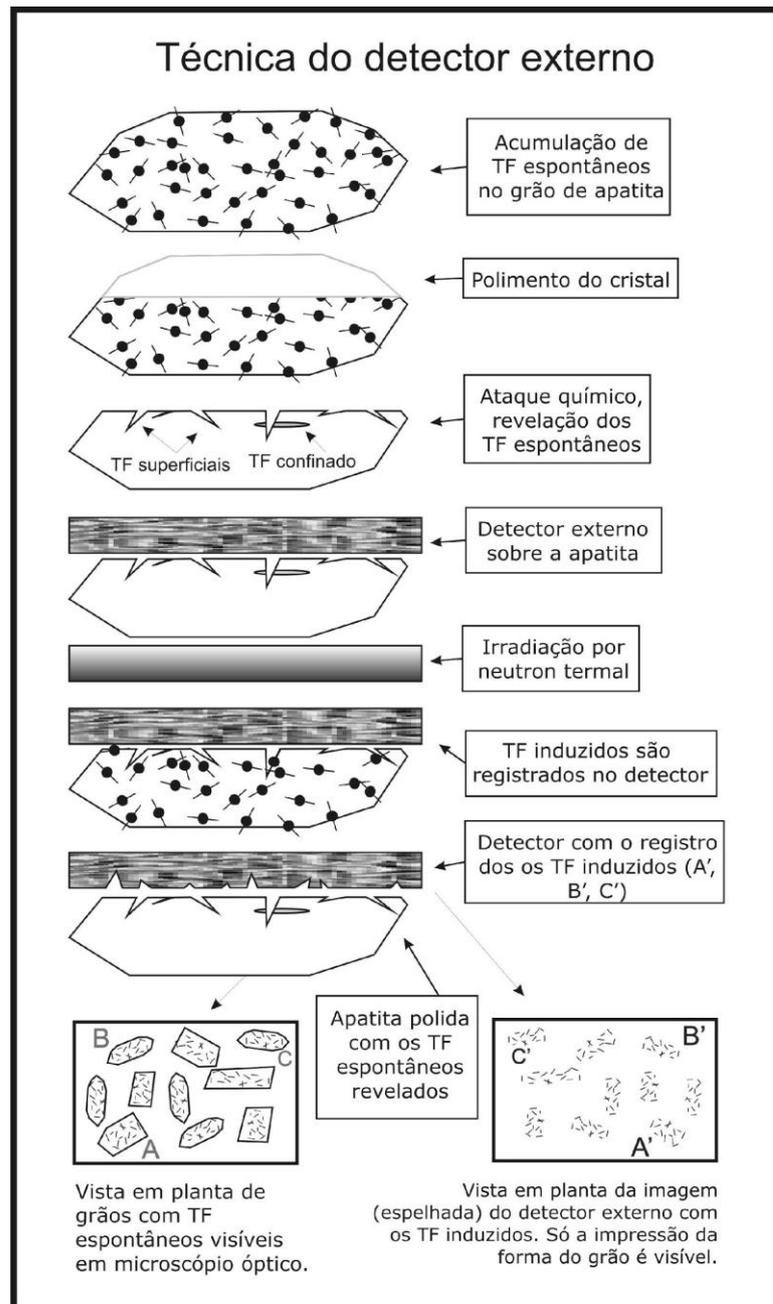


Figura 10: Sequência de etapas envolvidas no método do detector externo para datação por traço de fissão, extraído de (Gleadow, 2002).

3.2.6. Cálculo das idades Traços de Fissão

As idades Traços de Fissão podem ser calculadas de duas maneiras. O cálculo pelo método convencional, com o auxílio de reator nuclear, visando induzir a fissão do ^{235}U e assim deduzir o teor de urânio da amostra ou por meio da espectrometria de massas onde a determinação do urânio é direta. Abaixo são apresentados os dois métodos de cálculo das idades TF.

a) Método Convencional com uso da Irradiação Nuclear

A equação da idade traço de fissão é deduzida a partir da equação geral de datações radiométricas, baseada no decaimento radioativo, onde devemos considerar os números de núclídeos pais e filhos e a constante de decaimento para o núclídeo pai.

No caso de decaimento por fissão espontânea do urânio, a diferença entre o número inicial e atual de átomos pais, no caso o ^{238}U , é proporcional ao número de traços de fissão fósseis. O número de átomos atuais de ^{238}U pode ser deduzido através do número de átomos de ^{235}U obtidos pela irradiação da amostra em reator nuclear, e como a razão $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$ é constante na natureza (137,88), é possível estimar o total de U da amostra.

Em 1983, devido ao fato de não haver um consenso da Comunidade Científica de Traço de Fissão quanto ao valor da constante de decaimento por fissão do ^{238}U , Hurford & Green, (1983) introduziram um procedimento de calibração da idade denominado de Calibração Zeta, através do qual as idades de traço de fissão são calibradas utilizando idades-padrão já determinadas por outros métodos geocronológicos. A partir dos anos 80 o cálculo das idades traços de fissão usando-se a constante zeta tornou-se aconselhado pela subcomissão de Geocronologia do IUGS - International Union of Geological Sciences (Hurford, 1990).

Inserindo-se as constantes necessárias na fórmula da equação geral de idades radiométricas e trabalhando-se não com número de átomos, mas densidade de traços de fissão tanto fósseis quanto induzidos, a equação da idade para a metodologia TF é a seguinte (Gallagher et al., 1991; Donelick et al., 2005):

$$t = \frac{1}{\lambda_d} \ln \left(\lambda_d \frac{\rho_s}{\rho_i} \rho_d \zeta g + 1 \right)$$

(Equação 1)

Onde:

t = idade

λ_d = constante de decaimento do ^{235}U

\ln = logaritmo natural

ρ_s = densidade de traços espontâneos

ρ_i = densidade de traços induzidos

g = fator de geometria

ζ = (zeta) é um parâmetro proposto por Hurford e Green (1981).

ρ_d = densidade de traços induzidos do dosímetro

O Fator de geometria g refere-se à geometria dos traços da superfície do mineral (4π) onde são medidos os traços espontâneos, a qual é diferente da superfície do detector externo (2π) onde são medidos os traços induzidos. Em função disso é necessário a introdução de um fator de geometria para a correção desta diferença, (Gleadow & Lovering, 1977).

Para aplicar a equação 1 é necessário determinar a dose de nêutrons utilizada no reator nuclear para induzir a fissão do ^{235}U . Para este fim utiliza-se dosímetros que são pastilhas de vidro com teores de urânio conhecidos e vendidos comercialmente e são necessários para as datações por traços de fissão. Os mais recomendados atualmente são os da Corning CN1, CN2 e CN5 ou ainda os padrões SRM612, NBS962 e NBS963.

b) Datação Traços de Fissão sem irradiação Nuclear e por LA-ICPMS

Em 2004, Hasebe et al. introduziram um novo método para a determinação dos teores de urânio para a datação TF e por consequência uma nova equação da idade TF. Neste mesmo período foi igualmente determinada com precisão o valor da constante de decaimento por fissão espontânea de urânio λ_D .

Com efeito com o advento de novas tecnologias e o número crescente de reatores nucleares sendo desativados em muitos países, passa-se a determinar os teores de urânio com o auxílio de um Espectrômetro de massas acoplado à plasma induzido e por ablação à laser (LA-ICPMS). As datações, que antes necessitavam de grandes períodos para irradiações e tempo de decaimento das amostras para serem manipuláveis, tornam-se mais rápidas e os dados mais reproduzíveis.

A equação da idade utilizada para a datação TFA com o uso do LA-ICPMS é:

$$t = \frac{1}{\lambda_{\alpha}} \ln \left[1 + \zeta_{\text{ICPMS}} \frac{1}{[\eta q]_{\text{is}}} \frac{\rho_S}{238U} \right] \quad \text{(Equação 2)}$$

e

$$\zeta_{\text{ICPMS}} = \frac{\lambda_{\alpha}}{\lambda_f} \frac{M}{g_{4\pi} \cdot N_A \cdot 10^{-6} \cdot d} \quad \text{(Equação 3)}$$

Onde:

t = idade

λ_{α} = constante por decaimento alpha do ^{238}U

λ_f = constante por decaimento de fissão espontânea do ^{238}U

ρ_S = densidade de traços espontâneos

$[\eta q]_{\text{is}}$ = Produto da eficiência de ataque entre teoria e prática

rs = Comprimento médio de traços confinados espontâneos

$238U$ = concentração de ^{238}U (micrograma/grama)

ζ_{ICPMS} = (zeta) é um parâmetro do espectrômetro de massa e de cada análise

$g_{4\pi}$ = fator de geometria interna 4π

N_A = Constante de avogadro

d = densidade da apatita

M = peso atômico de ^{238}U

Ambos os métodos de determinação das idades TF necessitam de calibração de padrões geológicos de idades conhecidas e determinadas por outros métodos geocronológicos. Os

padrões mais utilizados para traços de fissão em apatita são Durango e Fish Canyon Tuff. A apatita Durango é amplamente distribuída como material de referência para a geoquímica, mineralogia e termocronologia (McDowell et al., 2005). Esta apatita é proveniente do corpo de minério de martita de Durango, pertencente ao grupo vulcânico Carpintero, localizado na região de Cerro de Mercado no México e possui idade $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ e Rb-Sr de $31,4 \pm 0,6$ (Hurford & Green, 1983). Esta idade é utilizada como a idade padrão da apatita de Durango. A apatita de Fish Canyon Tuff, que é proveniente de um ignimbrito do sudeste do Colorado, com idade de 27.8 ± 0.2 Ma datados por $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ e K/Ar (Hurford & Hammerschmidt, 1985).

3.3.7. Significado das idades de traços de fissão

A termocronologia pelo método de traços de fissão resume-se ao estudo conjunto da idade e da história térmica do mineral. Obtendo-se as idades Traço de Fissão podemos atribuir eventos de resfriamento pelos quais a rocha foi exposta ou até mesmo supor a época/idade de sua formação (Donelick et. al., 2005; Reiners et. al., 2005). A associação entre os padrões da idade traços de fissão e da distribuição dos comprimentos confinados desses traços, em uma mesma população contendo cristais de apatita permite avaliar a história térmica da rocha. A figura 11 ilustra três formas básicas de evolução termal atribuídas ao contexto de uma idade traço de fissão em apatita. Para os três trajetos tempo-temperatura (A, B e C) foi considerado que a temperatura de formação da rocha contendo apatita, no tempo t_0 , se encontra na Zona de Apagamento Total (ZAT). O caminho tempo-temperatura “A” indica que a rocha sofreu um resfriamento rápido, representativo de rochas vulcânicas, passando rapidamente pela ZAP e permanecendo o tempo restante do na ZET. Por sua vez, o caminho tempo-temperatura “B” mostra que a rocha sofreu um resfriamento lento, como por exemplo, rochas do embasamento cristalino soerguidas, e a formação de traços de fissão tornaram-se contínua no mineral. Durante a passagem pela ZAP, a taxa de acumulação dos traços aumenta com a diminuição da temperatura. Ao atingir a ZET os números de traços de fissão aumentam linearmente ocasionando em idades de traços de fissão muito mais jovens que suas idades de formação t_0 , e é representativa do momento da passagem pela ZAP. O caminho tempo-temperatura “C” representa uma história térmica mais complexa com eventos de resfriamento seguidos de aquecimento, atingindo respectivamente a ZET e posteriormente a ZAP, fazendo com que os

traços de fissão existentes sejam reduzidos ou apagados completamente. No entanto, se a rocha atingir temperaturas aproximadas de 120°C, significa que a mesma se aproximou da ZAT, e o resultado apresentado será de idades mistas, ou seja, não ocorre o apagamento total dos traços e as idades obtidas são representativas tanto do evento anterior tal como do evento posterior ao aquecimento (Wagner & Van Den Haute, 1992).

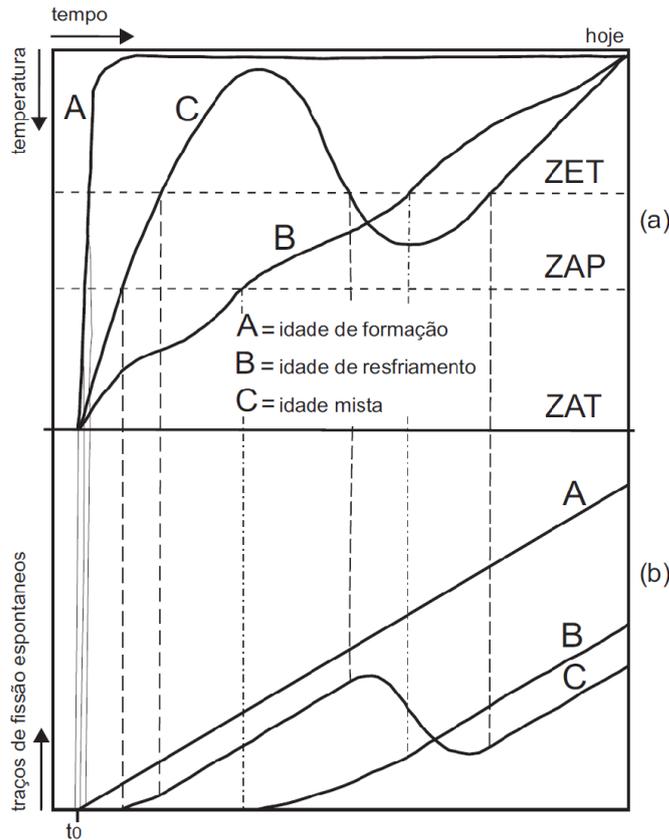


Figura 11: A influência da história térmica na acumulação de traços de fissão espontâneos. (a) Três amostras hipotéticas de mesma idade t_0 podem possuir comportamentos diferentes no diagrama tempo x temperatura. Esquema de curvas de resfriamento rápido (A), podendo refletir a história térmica de uma rocha vulcânica, resfriamento lento (B), podendo refletir evento de soerguimento x erosão; e resfriamento seguido por aquecimento (C) em função da Zona de *Annealing* Total, significando intrusão de plúton ou soerguimento com alçamento de isothermas. (b) Correspondentes curvas de acumulação de traços de fissão (modificado de Wagner & Van Den Haute, 1992).

4. RESULTADOS

Os produtos gerados na presente monografia são de três tipos:

1 - Organização da base de dados termocronológicos por traços de fissão em apatita, apresentada em tabelas, após triagem, uniformização e tratamento estatístico dos dados;

2 - Confecção dos mapas de referência e geológico e de mapas digitais de elevação de terreno com a representação da base de dados de idades TFA, dos dados estruturais com lineamentos, falhas e fraturas, e das correlações entre relevo e a geomorfologia;

3 - Traçado de seis perfis de elevação no ERGS, três dos quais com orientação SW-NE e três perfis de orientação SE-NW, correlacionando altitudes, idades e domínios geológicos do escudo Sul-Rio-Grandense.

4.1. Dados Traços de Fissão em Apatita no Escudo Sul-Rio-Grandense

Como já enunciado no capítulo 3 (Materiais e métodos), os dados secundários das idades aparentes Traços de Fissão em Apatita (TFA) foram compilados de diversos trabalhos de conclusão, monografias de mestrado, teses de doutorado e de artigos publicados em periódicos nacionais e internacionais de amostras do Escudo Sul-Rio-Grandense. A base de dados foi constituída a partir dos dados secundários extraídos dos seguintes trabalhos: Baitelli et al., (1985, 1992); Borba et al., (2002); Goulart et al., (2007); Pacífico et al., (2014); Oliveira et al., (2016); Pacífico et al., (2019); Gomes et al., (2019); Pacífico et al., (2020); Cardone et al., (2020); Pinto et al., (2020); Bilhar et al., (2021); Lelarge não publicado).

A primeira etapa do trabalho consistiu em efetuar uma análise detalhada das idades disponíveis e uniformizar os dados em termos de localização, tipo de datação TFA (idade aparente calculada por média aritmética, ponderada ou central), litologias e técnica analítica de datação. A maioria das idades aqui apresentadas foram determinadas a partir da técnica analítica conhecida como o método do detector externo, com uso de reator nuclear para irradiação das amostras e determinação dos teores de urânio, uso de dosímetros e calibração zeta. Três idades TFA foram determinadas com o auxílio de um espectrômetro quadrupolo agilent 7200, sem uso

de reator nuclear. Inicialmente foram repertoriadas 102 datações por traços de fissão. Destas foram excluídas 10 amostras de rochas vulcânicas e sedimentares por não apresentarem dados de localização e elevação.

Em seguida foi realizada uma análise estatística das idades TFA. O produto deste trabalho encontra-se na tabela 1, na qual são discriminados os autores, a identificação das amostras, localização, elevação, as idades aparentes TFA com os respectivos desvios-padrão e as litologias das amostras coletadas. Foram levantados os dados de 92 datações TFA. Entretanto, após análise minuciosa dos dados foi observado que 12 amostras foram duplicadas por diferentes autores, pois possuem mesma identificação e/ou localização e por vezes mesma localização e identificação diferenciada. Para estas amostras, foram recalculadas idades TFA a partir da média aritmética das duas idades apresentadas pelos autores e novo desvio-padrão (Tabela 2). Esta escolha justifica-se, por um lado, pela necessidade de não excluir nenhum dos autores e, por outro lado, de não atribuir uma representatividade amostral maior do que de fato é. Por fim, a base de dados a partir da qual foi desenvolvido o presente trabalho conta com 80 idades Traços de Fissão em Apatita do Escudo Sul-Rio-Grandense. Ressalta-se que houve uma redução amostral de 21,56% das amostras representativas do embasamento do ESRG disponíveis na literatura. As 12 amostras com idades TFA da tabela 2 (siglas PVJ, TFRS e PRD), as quais foram duplicadas pelos diversos autores, apresentam idades TFA sensivelmente similares entre si, considerando os valores dos desvios-padrão a 2 sigmas.

Idades TFA são afetadas por erros sistemáticos e de erros associados às incertezas experimentais. Os erros sistemáticos provêm da calibração zeta e da constante de decaimento e são da ordem de 1-2%. Já os erros associados às incertezas experimentais provêm da determinação da precisão das densidades de traços fósseis e induzidos das amostras datadas (Vignol-Lelarge, 1993). Na datação por traços de fissão, erros da ordem de 10% são comuns, totalmente aceitáveis e considerados como valores corretos e adequados. No caso em que se aplique o método do detector externo como técnica analítica de datação Traços de Fissão, pode-se datar os grãos individuais de uma determinada amostra, ou seja, uma amostra com 30 cristais de apatita oferece 30 idades individuais. Importante notar que não é raro observar que os grãos individuais de uma mesma amostra podem apresentar erros que variam entre 10% e 100% (Vermeesch, 2019).

Considerando as informações acima descritas, as idades do banco de dados TFA foram avaliadas segundo a precisão das idades. A tabela 3 apresenta a precisão das idades em porcentagem (erro sobre as idades TFA), ilustrando a maior ou menor robustez dos dados disponíveis. No caso das 80 idades compiladas, 45% das amostras apresentam erros superiores a 10%, cujos valores variam entre 10,1% e 33,7%.

Importante salientar que os dados estatísticos expressam igualmente a natureza das amostras geológicas. No caso das amostras cujas rochas são representadas por litologias tais como granitos, gnaisses, carbonatitos e rochas vulcânicas em geral, os erros ou dispersão da idade são devidos aos baixos teores de urânio das amostras e por consequência, baixas densidades de traços fósseis de fissão, tornando as datações menos precisas. Por outro lado, no caso de amostras sedimentares podendo ser compostas de sedimentos de várias origens, os cristais de apatita podem ter diversas fontes e a dispersão da idade expressa justamente diversas proveniências. Como na datação por traços de fissão as idades são determinadas para cada grão individual, constata-se então que há sempre uma grande dispersão nas idades dos grãos individuais de rochas sedimentares. Normalmente efetua-se um teste de unicidade das populações das idades, conhecido como o teste de χ^2 para analisar quão boa é a concordância entre um conjunto de idades determinadas para cada amostra.

AUTOR	AMOSTRA	Nomenclatura Autores	LATITUDE (S)	LONGITUDE (E)	ELEVAÇÃO (m)	IDADES TFA (Ma)	D.P. (1 σ) Ma	Média das idades TFA (Ma)	D.P. (1 σ) Ma	LITOLOGIA
Baitelli et al., 1985	Ap-01	Idem	31°9'2,31"	54°21'59,37"	287	216	18			Ignea / Metamórfica
	Ap-03		31°34'33,11"	53°22'10,87"	423	273	14			Ignea / Metamórfica
	Ap-04		31°37'15,16"	53°15'25,76"	438	279	12			Ignea / Metamórfica
	Ap-05		31°41'11,35"	53°2'24,87"	204	285	13			Ignea / Metamórfica
	Ap-08		31°44'30,33"	52°46'44,76"	123	260	10			Ignea / Metamórfica
Baitelli et al., 1992	PTN4	Idem	31°0'0,00"	52°51'0,01"	243	97.7	8.4			Fonolito
	PTN5		31°8'0,03"	52°58'0,02"	175	113.9	9.8			Fonolito
	PTN9		31°15'0,02"	53°6'0,01"	288	110.8	10.3			Fonolito
Borba et al., 2002	NR	Idem	30°34'42,31"	53°24'30,21"	200	250.2	12			Granito
	GS-1		30°36'32,90"	53°31'41,47"	410	247.5	13.2			Granito
	GS-3		30°24'3,00"	53°27'5,00"	159	245.5	12.3			Granito
	GN-1		30°26'46,01"	53°29'31,11"	337	274.8	14.1			Granito
	GN-2		30°30'0,00"	53°25'6,00"	242	293.5	13.9			Granito
	GN-3		30°27'2,00"	53°24'4,00"	199	73.7	4.5			Granito
Goulart et al., 2007	PG01	Idem	30°46'0,17"	53°14'25,96"	215	121.4	28.7			Arenito
	PG02		30°46'0,17"	53°14'25,96"	215	90.1	17.1			Arenito
	PG03		30°46'2,43"	53°14'26,61"	216	113.5	20.3			Arenito
	PG04		30°46'5,16"	53°14'34,46"	284	106	19.9			Arenito
	PG05RT		30°52'4,45"	53°14'7,24"	210	108.7	18.1			Conglomerado
Pacífico et al., 2014	PJP-02	Idem	31°18'36,00"	52°46'12,03"	412	146.6	7.4			Granitóide
	PJP-03		31°6'28,93"	52°57'3,38"	128	86.8	7.7			Fonolito
	PJP-04		31°2'38,63"	53°0'50,86"	129	134.2	23.4			Fonolito
Oliveira et al., 2016	TFRS-05	Idem	31°6'0,02"	54°26'24,03"	188	298	26			Granulito
	TFRS-06		31°17'24,02"	54°3'36,01"	253	340	33			Granito
	TFRS-12		30°30'0,00"	53°27'36,03"	353	234	14			Granito
	PRD-02		30°30'36,01"	53°27'36,03"	350	161	16			Granito
	TFRS-07		31°34'12,01"	53°23'24,02"	422	110.4	8			Granito
	PRD-04		31°9'0,02"	52°49'48,01"	330	197	14			Granito
	PRD-05		31°4'48,01"	52°46'12,03"	220	138	14			Granito
	PRD-10		30°34'12,03"	52°40'48,02"	440	241	19			Granito
	PJV-03b		30°48'0,02"	53°11'24,03"	189	203	11			Granito
	PRD-18		30°46'48,02"	51°58'48,04"	240	298	25			Granito/gnaiss
PRD-19	30°52'12,03"	51°56'24,02"	140	334	44			Granito		
Pacífico et al., 2019	RS2	Idem	30°18'36,01"	52°19'48,02"	118	143.7	7.7			Granito
	RS4		30°54'0,01"	52°3'36,03"	107	178.8	12.1			Granito
	RS5		31°4'12,00"	52°4'48,01"	61	166.5	10.4			Granito
	RS7		31°15'36,02"	52°20'24,02"	284	173.5	16			Granito
	RS10		31°35'24,01"	52°30'36,03"	190	108.5	5.7			Diorito
	RS12		31°1'48,03"	53°23'24,01"	285	159.1	10.6			Granito
	RS13		31°48'36,02"	53°37'12,01"	321	157.8	9.3			Granito
	RS14		31°27'36,01"	53°20'24,02"	426	203.7	21.4			Granito
	RS16		30°57'36,00"	54°33'36,03"	248	200.9	34.9			Sienito
	RS17		30°48'0,02"	54°25'48,03"	186	205.1	19.7			Granito
	RS20		31°5'24,01"	53°43'48,02"	304	299.3	30.4			Granito
	RS21		30°45'0,02"	53°31'48,01"	299	295.4	13.6			Arenito
	RS22		30°42'0,00"	53°14'24,01"	170	180	6.5			Arenito
	RS23		30°52'12,01"	53°8'24,01"	324	190.3	12.1			Xisto
	RS25		30°50'24,01"	52°34'12,02"	114	139.9	17.2			Granito
	RS26		30°21'0,02"	52°45'0,00"	280	193.4	10.2			Sienito
RS29	30°20'24,03"	53°56'24,01"	89	302.9	31.2			Gnaiss		
Gomes et al., 2019	RS-7	Idem	31°34'23,03"	52°23'11,01"	422	130.2	13.3			Granito
Pacífico et al., 2020	X2	Idem	31°9'0,02"	52°49'48,01"	330	306.7	46.6			Granito
Cardone et al., 2020	TFB01	Idem	30°52'6,02"	53°11'29,02"	386	103.9	11			Granitóide
	TFB04		30°53'32,03"	53°10'36,00"	170	157.6	17			Granito
	TFB05		30°52'42,01"	53°9'1,01"	259	203.86	27			Gnaiss
	TFB06		30°52'34,03"	53°8'53,00"	283	103.49	12			Gnaiss
	TFB08		30°52'16,02"	53°9'29,00"	325	157.63	16			Gnaiss
	TFB10		30°51'57,00"	53°13'49,04"	198	93.32	9			Arenito
	TFB11		30°52'7,02"	53°14'18,03"	224	159.58	16			Andesito
Pinto et al., 2020	PF	Idem	30°38'45,61"	53°25'35,05"	180	333.1	45			Carbonatito
	PT		30°31'58,83"	53°23'57,78"	125	337.6	91			Carbonatito
	HB		30°39'22,07"	53°25'54,67"	180	68.7	7			Harzburgito
	FEN		30°31'53,63"	53°23'54,27"	122	153.9	30			Fenito
	TED		30°54'22,78"	54°11'52,64"	269	240.0	28			Carbonatito
Bilhar et al., 2021	GM18	Idem	30°56'15,09"	52°56'37,95"	121	140	8.9			Granito
	GM30		31°7'51,34"	52°53'30,22"	261	138	14			Granito
Lelarge, unpublished	PMP7b	Idem	30°2'23,67"	51°10'16,24"	102	66.62	10.44			Gnaiss

Tabela 1: Compilação de dados secundários das idades aparentes Traços de Fissão em Apatita (TFA), relacionando autores, nomes das amostras, localização, elevação, idades TFA com desvio-padrão e litologia.

AUTOR	AMOSTRA	Nomenclatura Autores	LATITUDE (S)	LONGITUDE (E)	ELEVAÇÃO (m)	IDADES TFA (Ma)	D.P. (1 σ) Ma	Média das idades TFA (Ma)	D.P. (1 σ) Ma	LITOLOGIA
Oliveira et al., 2016 Gomes et al., 2019	PJV-02 PJV-2	PJV-02	30°49'33,00"	52°10'31,03"	89	183 190,8	15 21,3	186,9	18,15	Granito
Oliveira et al., 2016 Gomes et al., 2019	PJV-03C PJV-3	PJV-03	30°49'19,02"	52°6'37,02"	189	250 200,3	20 19,2	225,15	19,6	Granito
Oliveira et al., 2016 Gomes et al., 2019	PJV-04 PJV-4	PJV-04	30°47'24,01"	52°6'36,04"	190	240 225,8	17 19,1	232,9	18,5	Granito
Oliveira et al., 2016 Gomes et al., 2019	PJV-05 PJV-5	PJV-05	30°44'59,00"	52°6'33,02"	191	252 262,2	22 29,9	257,1	25,95	Granito
Oliveira et al., 2016 Gomes et al., 2019	PJV-06 PJV-6	PJV-06	30°33'0,02"	51°59'24,02"	270	219 213	9,9 13,4	216	11,65	Granito
Oliveira et al., 2016 Gomes et al., 2019	PJV-07 PVJ-7	PJV-07	30°30'27,02"	51°55'26,00"	312	77,3 70,3	5,8 5,2	73,8	5,5	Granito
Oliveira et al., 2016 Gomes et al., 2019	PJV-11 PJV-11	PJV-11	30°4'12,03"	51°1'12,02"	74	95,4 98,6	4,5 9,5	97	7	Granito
Oliveira et al., 2016 Gomes et al., 2019	PJV-14 PJV-14	PJV-14	30°18'36,03"	51°36'0,02"	268	94,2 91	18,5 16	92,6	17,25	Granito
Oliveira et al., 2016 Gomes et al., 2019	PJV-17 PJV-17	PJV-17	31°24'50,01"	52°39'12,02"	333	160,8 151,7	8,6 9,4	156,25	4,55	Granito
Oliveira et al., 2016 Gomes et al., 2019	TFRS-08 RS-08	TFRS-08	31°43'12,01"	52°53'24,01"	18	191 175,2	12,3 8,4	183,1	9	Granito/gnaiss
Oliveira et al., 2016 Gomes et al., 2019	TFRS-11 RS-11	TFRS-11	30°48'0,02"	53°11'24,03"	123	176,4 196,2	9,4 14,7	186,3	9,9	Arenito
Oliveira et al., 2016 Pacífico et al., 2020	PRD-12 X1	PRD-12	30°33'36,02"	52°27'0,02"	440	243 217,7	28 22,4	230,35	12,65	Granito/gnaiss

Tabela 2: Médias aritméticas e desvio padrão das idades TFA para as amostras em que foi verificado repetição de nomenclatura e/ou localização.

AUTOR	AMOSTRA	Nomenclatura Autores	IDADES TFA (Ma)	D.P. (1 σ) Ma	ERRO t (%)	Média das idades TFA duplicadas (Ma)	D.P. (1 σ) Ma	ERRO t (%)
Baitelli et al., 1985	Ap-01	Idem	216	18	8,33			
	Ap-03		273	14	5,13			
	Ap-04		279	12	4,30			
	Ap-05		285	13	4,56			
	Ap-08		260	10	3,85			
Baitelli et al., 1992	PTN4	Idem	97,7	8,4	8,60			
	PTN5		113,9	9,8	8,60			
	PTN9		110,8	10,3	9,30			
Borba et al., 2002	NR	Idem	250,2	12	4,80			
	GS-1		247,5	13,2	5,33			
	GS-3		245,5	12,3	5,01			
	GN-1		274,8	14,1	5,13			
	GN-2		293,5	13,9	4,74			
Goulart et al., 2007	PG01	Idem	121,4	28,7	23,64			
	PG02		90,1	17,1	18,98			
	PG03		113,5	20,3	17,89			
	PG04		106	19,9	18,77			
	PG05RT		108,7	18,1	16,65			
Pacífico et al., 2014	PJP-02	Idem	146,6	7,4	5,05			
	PJP-03		86,8	7,7	8,87			
	PJP-04		134,2	23,4	17,44			
Oliveira et al., 2016	TFRS-05	Idem	298	26	8,72			
	TFRS-06		340	33	9,71			
	TFRS-12		234	14	5,98			
	PRD-02		161	16	9,94			
	TFRS-07		110,4	8	7,25			
	PRD-04		197	14	7,11			
	PRD-05		138	14	10,14			
	PRD-10		241	19	7,88			
	PJV-03b		203	11	5,42			
	PRD-18		298	25	8,39			
PRD-19	334	44	13,17					
Pacífico et al., 2019	RS2	Idem	143,7	7,7	5,36			
	RS4		178,8	12,1	6,77			
	RS5		166,5	10,4	6,25			
	RS7		173,5	16	9,22			
	RS10		108,5	5,7	5,25			
	RS12		159,1	10,6	6,66			
	RS13		157,8	9,3	5,89			
	RS14		203,7	21,4	10,51			
	RS16		200,9	34,9	17,37			
	RS17		205,1	19,7	9,61			
	RS20		299,3	30,4	10,16			
	RS21		295,4	13,6	4,60			
	RS22		180	6,5	3,61			
	RS23		190,3	12,1	6,36			
	RS25		139,9	17,2	12,29			
RS26	193,4	10,2	5,27					
RS29	302,9	31,2	10,30					
Gomes et al., 2019	RS-7	Idem	130,2	13,3	10,22			
Pacífico et al., 2020	X2	Idem	306,7	46,6	15,19			
Cardone et al., 2020	TFB01	Idem	103,9	11	10,59			
	TFB04		157,6	17	10,79			
	TFB05		203,86	27	13,24			
	TFB06		103,49	12	11,60			
	TFB08		157,63	16	10,15			
	TFB10		93,32	9	9,64			
TFB11	159,58	16	10,03					
Pinto et al., 2020	PF	Idem	333,1	45	13,51			
	PT		337,6	91	26,95			
	HB		68,7	7	10,19			
	FEN		153,9	30	19,49			
	TED		134	28	33,73			
Bilhar et al., 2021	GM18	Idem	140	8,9	6,36			
	GM30		138	14	10,14			
Lelarge, unpublished	PMP7b	Idem	66,62	10,44	15,67			
Oliveira et al., 2016	PJV-02	PJV-02	183	15	8,20	186,9	18,15	9,71
Gomes et al., 2019	PJV-2		190,8	21,3	11,16			
Oliveira et al., 2016	PJV-03C		250	20	8,00			
Gomes et al., 2019	PJV-3		200,3	19,2	9,59			
Oliveira et al., 2016	PJV-04		240	17	7,08			
Gomes et al., 2019	PJV-4		225,8	19,1	8,46			
Oliveira et al., 2016	PJV-05		252	22	8,73			
Gomes et al., 2019	PJV-5		262,2	29,9	11,40			
Oliveira et al., 2016	PJV-06		219	9,9	4,52			
Gomes et al., 2019	PJV-6		213	13,4	6,29			
Oliveira et al., 2016	PJV-07		77,3	5,8	7,50			
Gomes et al., 2019	PJV-7		70,3	5,2	7,40			
Oliveira et al., 2016	PJV-11		95,4	4,5	4,72			
Gomes et al., 2019	PJV-11		98,6	9,5	9,63			
Oliveira et al., 2016	PJV-14		94,2	18,5	19,64			
Gomes et al., 2019	PJV-14		91	16	17,58			
Oliveira et al., 2016	PJV-17		160,8	8,6	5,35			
Gomes et al., 2019	PJV-17	151,7	9,4	6,20				
Oliveira et al., 2016	TFRS-08	TFRS-08	191	12,3	6,44	183,1	10,35	5,65
Gomes et al., 2019	RS-08		175,2	8,4	4,79			
Oliveira et al., 2016	TFRS-11	TFRS-11	176,4	9,4	5,33	186,3	12,05	6,47
Gomes et al., 2019	RS-11		196,2	14,7	7,49			
Oliveira et al., 2016	PRD-12	PRD-12	243	28	11,52	230,35	25,2	10,94
Pacífico et al., 2020	X1		217,7	22,4	10,29			

Em negrito: erros sobre as idades superiores à 10%.

Tabela 3: Idades TFA com os desvios-padrão das idades e respectivos erros em percentagem.

4.2. Mapas de representação dos resultados

4.2.1. Mapa de referência das amostras

Com o auxílio do programa Arcgis, foi elaborado um mapa de referência das amostras, onde são apresentadas as localizações geográficas das amostras Traços de Fissão em Apatita (TFA) no Escudo Sul-Rio-Grandense, sendo as mesmas representadas no mapa pelo nome de referência da amostra associado a uma simbologia característica e coloração definida para cada autor. Para as doze amostras duplicadas e descritas na tabela 2, foi formalizado apenas um ponto, compreendendo o nome da amostra e a simbologia representativa de dois autores, de acordo com a legenda do mapa da figura 12.

4.2.2. Mapa geológico

Ainda com o auxílio do programa Arcgis e empregando a base geológica de 2008 da Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM), foi produzido um mapa geológico (figura 13), contendo as idades TFA expressas em milhões de anos (Ma) e suas respectivas localizações vinculadas a geologia do ESRG. A referida litologia de cada amostra encontra-se expressa nas tabelas 1 e 2, tendo as mesmas predominâncias de caráter ígneo, porém observa-se também a ocorrência em escala reduzida de rochas sedimentares e metamórficas. Considerando a quantidade significativa de informações contidas no mapa geológico, optou-se pela inclusão da legenda referente a litologia em anexo ao final do trabalho, possibilitando desta forma, melhor visibilidade do produto gerado e favorecendo sua interpretação.

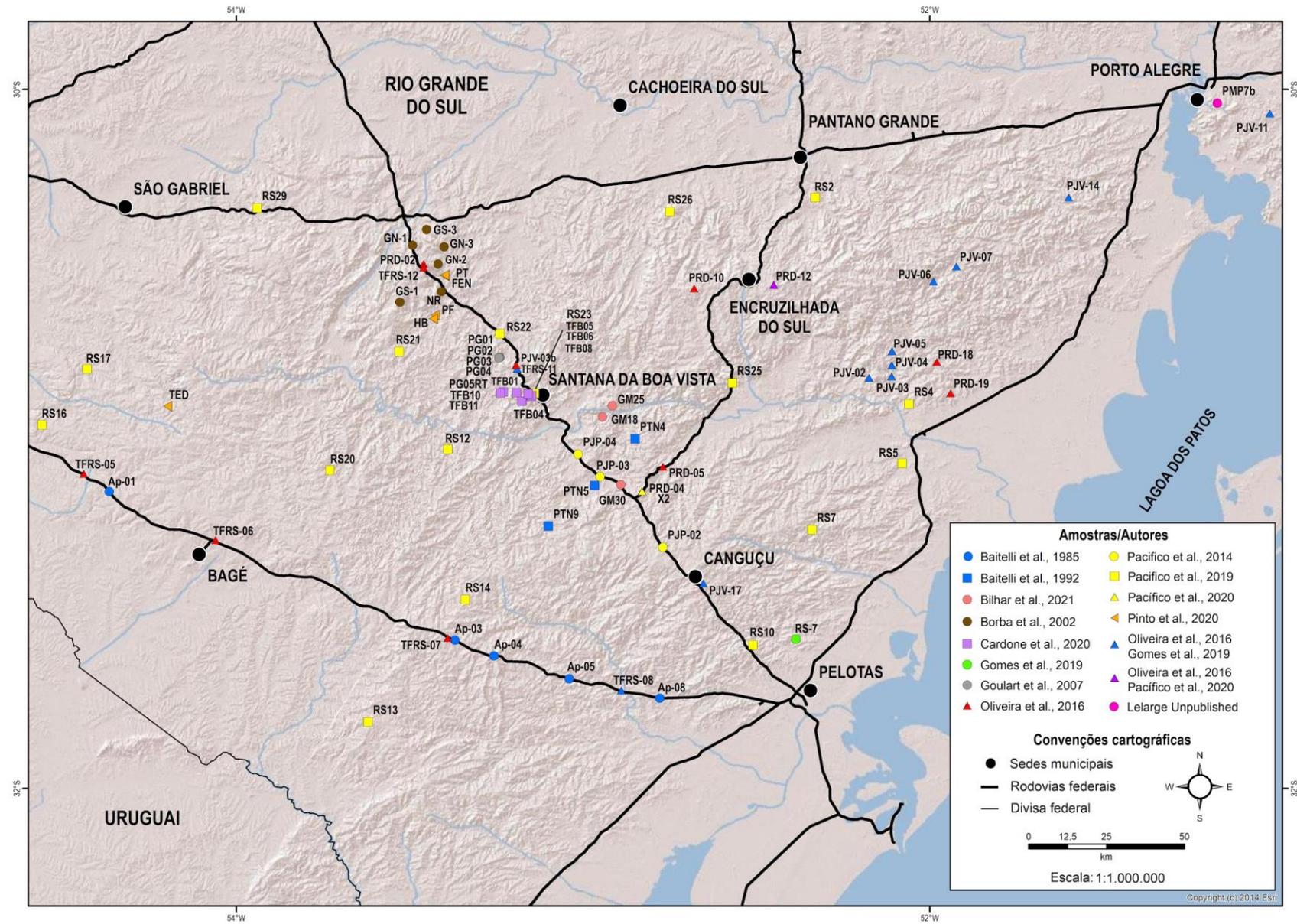


Figura 12: Mapa simplificado do estado do Rio Grande do Sul, com a localização dos pontos amostrados, discriminando o nome da amostra e autor.

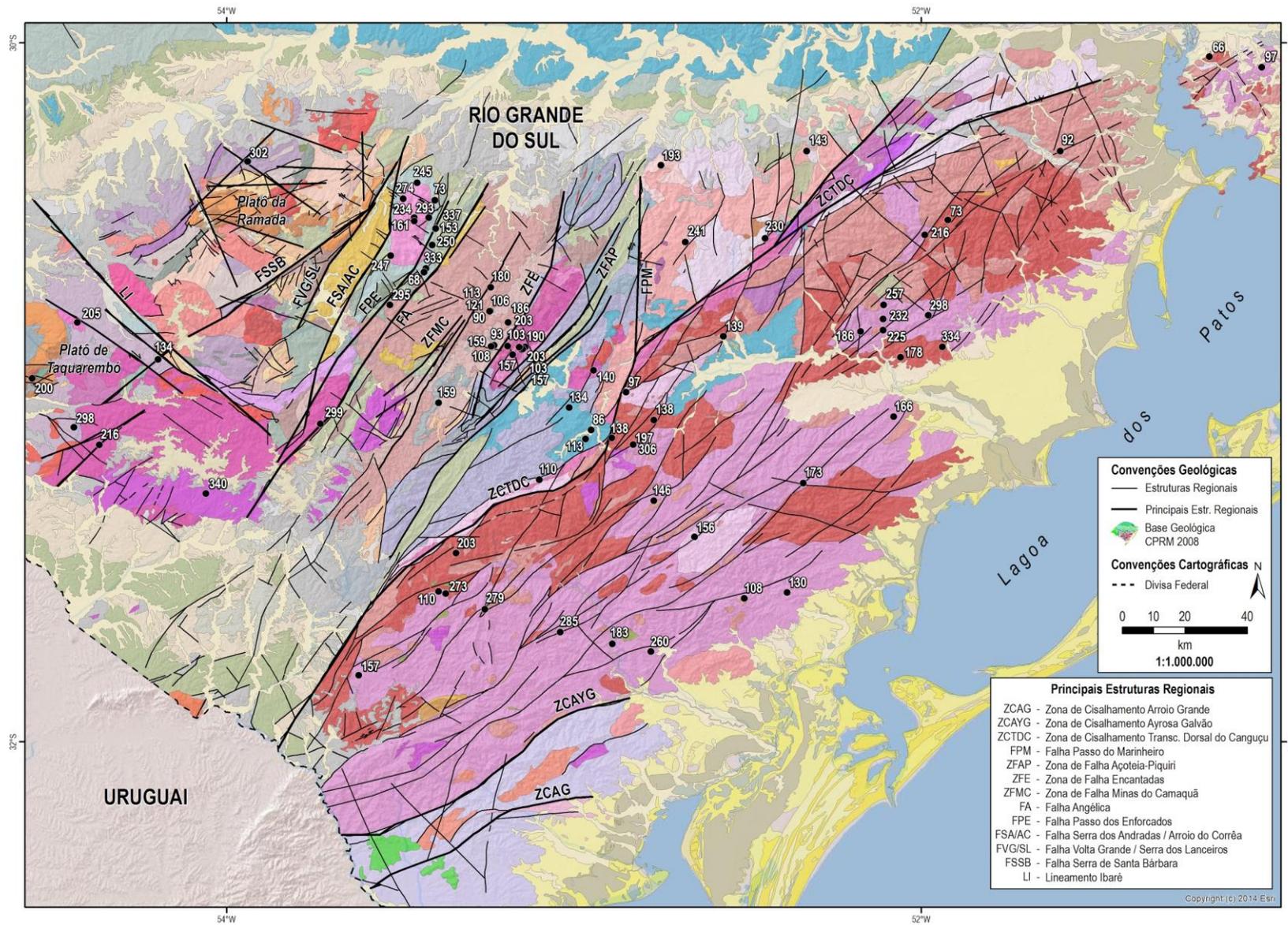


Figura 13: Mapa geológico do estado do Rio Grande do Sul, com a localização das idades Traços de Fissão em Apatita (TFA) analisadas neste trabalho. A legenda litológica se encontra em anexo.

4.2.3. Mapas de modelo digital de elevação de terreno (MDE)

Um dos produtos mais relevantes do presente trabalho foi o desenvolvimento e produção dos modelos digitais de elevação (MDE), que assim como os mapas anteriores, foram elaborados com auxílio do programa Arcgis. Foram originados cinco mapas, sendo três deles expressos na escala 1:1.000.000 (Figs. 14, 15 e 18) e outros dois em escala maior, 1:460.000 (Fig. 16) e 1:600.000 (Fig. 17) com a finalidade de detalhar áreas do mapa principal onde ocorrem maiores concentrações na representação das idades TFA.

Esses modelos são de extrema importância no desenvolvimento das interpretações que sucedem, pois fornecem as associações entre as idades TFA, relevo e geologia estrutural do escudo, possibilitando dessa forma vincular essas informações à geomorfologia da região, associando as idades TFA com possíveis eventos de exumação e subsidência recorrentes na área do ESRG.

O primeiro mapa gerado (Fig. 14), ilustra a distribuição das idades TFA no contexto do relevo Sul-Rio-Grandense; o segundo (Fig. 15), complementa seu antecessor com a inclusão das principais falhas e lineamentos condicionados na região; e por fim, o terceiro modelo é apresentado (Fig. 18), onde estão representados sobre os produtos anteriores os perfis geológicos traçados sobre o terreno. Após a concretização dessa etapa do trabalho foram relacionados os produtos adquiridos com os lineamentos estruturais obtidos na bibliografia, com o propósito de efetuar a interpretação dos dados obtidos e sua relação com a estruturação geomorfológica do Escudo Sul-Rio-Grandense.

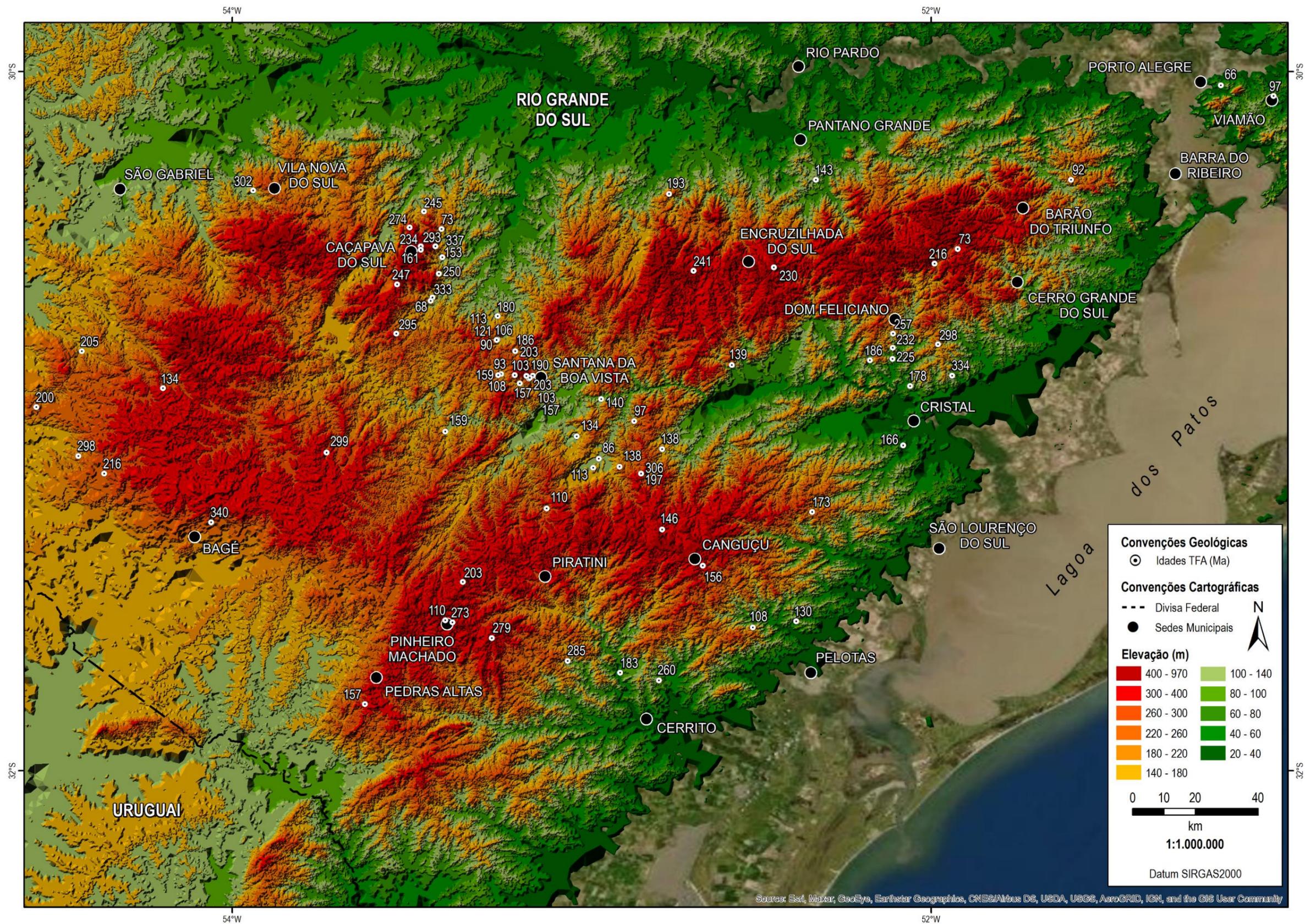


Figura 14: Mapa digital de elevação de terreno (MDE), destacando os pontos amostrados e suas respectivas idades Traços de Fissão em Apatita (TFA). Para fins ilustrativos foi efetuado o “arredondamento” das idades, sendo possível observar as idades integrais na tabela 1.

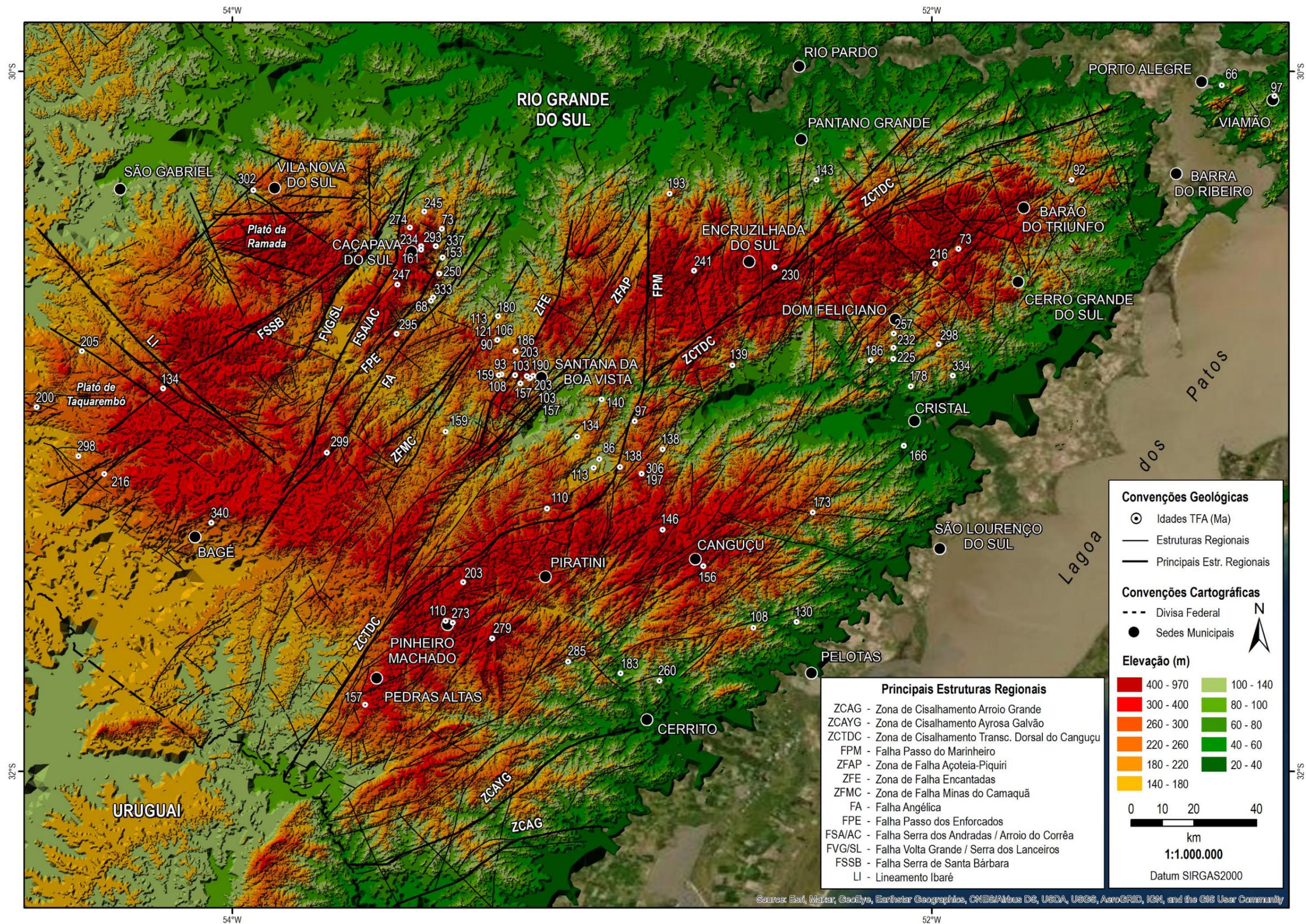


Figura 15: Mapa digital de elevação de terreno (MDE), destacando os pontos amostrados e suas respectivas idades Traços de Fissão em Apatita (TFA) relacionados com as principais falhas e zonas de falha regionais. Para fins ilustrativos foi efetuado o “arredondamento” das idades, sendo possível observar as idades integrais na tabela 1.

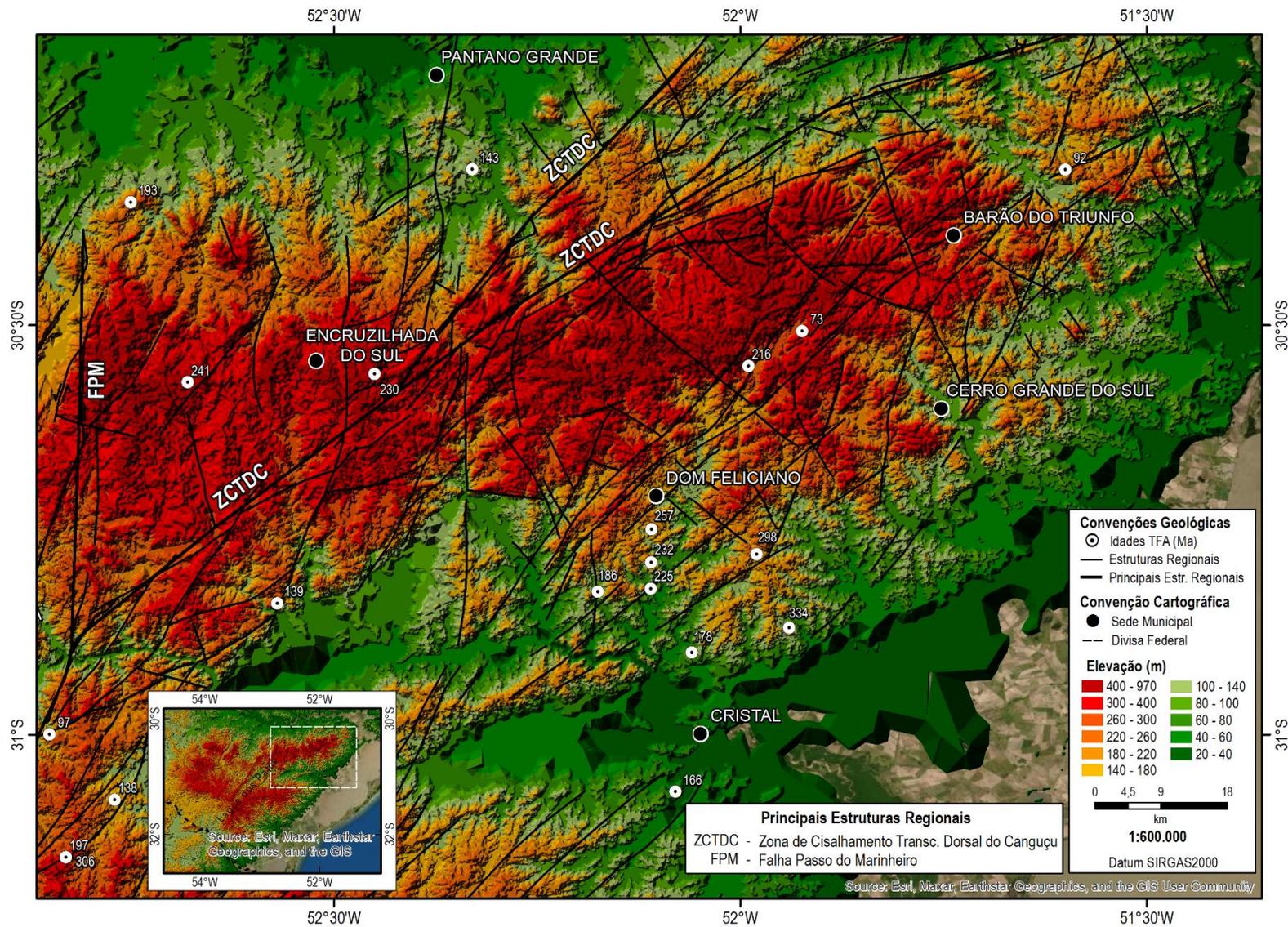


Figura 17: Mapa digital de elevação de terreno (MDE) ampliado, detalhando a concentração de pontos na região com a finalidade de possibilitar a melhor visualização das idades TFA. Para fins ilustrativos foi efetuado o “arredondamento” das idades, sendo possível observar as idades integrais na tabela 1.

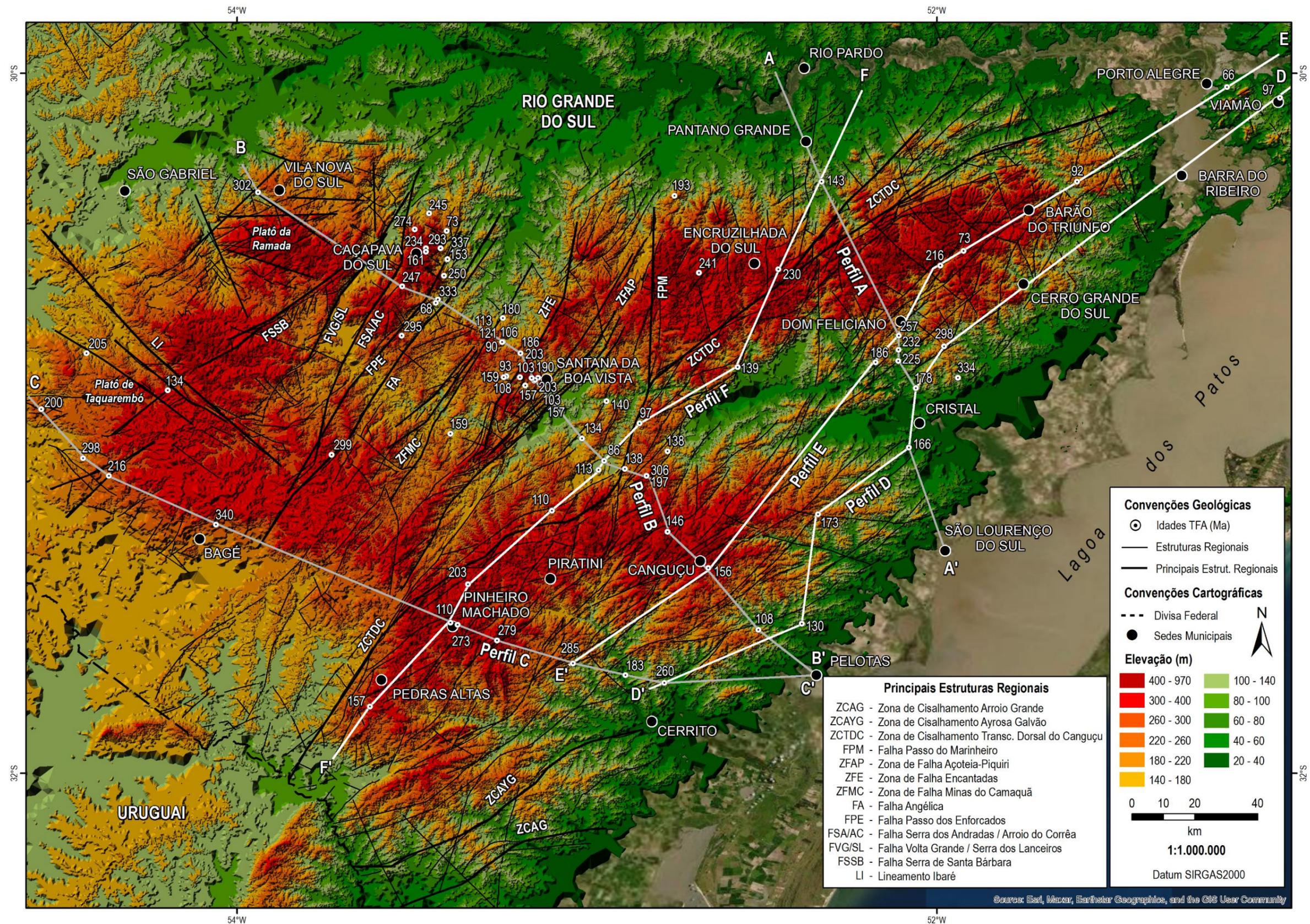


Figura 18: Mapa digital de elevação de terreno (MDE), destacando os perfis geológicos efetuados nos pontos amostrados e sua integração com a geologia estrutural. Para fins ilustrativos foi efetuado o “arredondamento” das idades, sendo possível observar as idades integrais na tabela 1.

4.3. Perfis de elevação

Foram elaboradas seis seções tectono-geomorfológicas, sendo três delas com orientação noroeste-sudeste (NW-SE), transversais à Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal do Canguçu (ZCTDC) e limites dos Terrenos Tectônicos do ESRG, (perfis A, B e C), e outras três longitudinais ao Terreno Pelotas, com orientação nordeste (NE), e quase paralelas à ZCTDC, (perfis D, E e F). A descrição dos perfis é apresentada no item 5.1.3 juntamente com a análise da distribuição espacial das idades Traços de Fissão em função do relevo. Os traçados dos perfis estão representados na figura 18.

5. DISCUSSÃO

5.1. Integração dos resultados da base de dados TFA, dos mapas digitais de elevação de terreno, estruturas, terrenos geológicos e topografia

Segundo as premissas das tendências de distribuição das idades Traços de Fissão em Apatita na crosta continental, há uma correlação positiva com as altitudes e com a distância do talude continental (isóbata 2.000 m), ou seja, quanto maior a elevação do terreno e quanto maior for a distância das amostras em relação ao talude continental, mais antigas são as idades TFA. Considerando esta premissa, observa-se que, no geral, a distribuição das idades aparentes das amostras do ESRG mostra significativa dispersão espacial ilustrando uma grande complexidade nas relações dos eventos geológicos ocorridos ao longo do tempo (Fig. 19). As idades TFA variam entre 67 Ma e 340 Ma sem correlação com a elevação. Devido a esta dispersão optou-se por efetuar diversas análises para identificar tendências na distribuição das idades do ESRG, com comparações entre idades e litologias, idades e domínios tectônicos, bem como a relação idades e relevo.

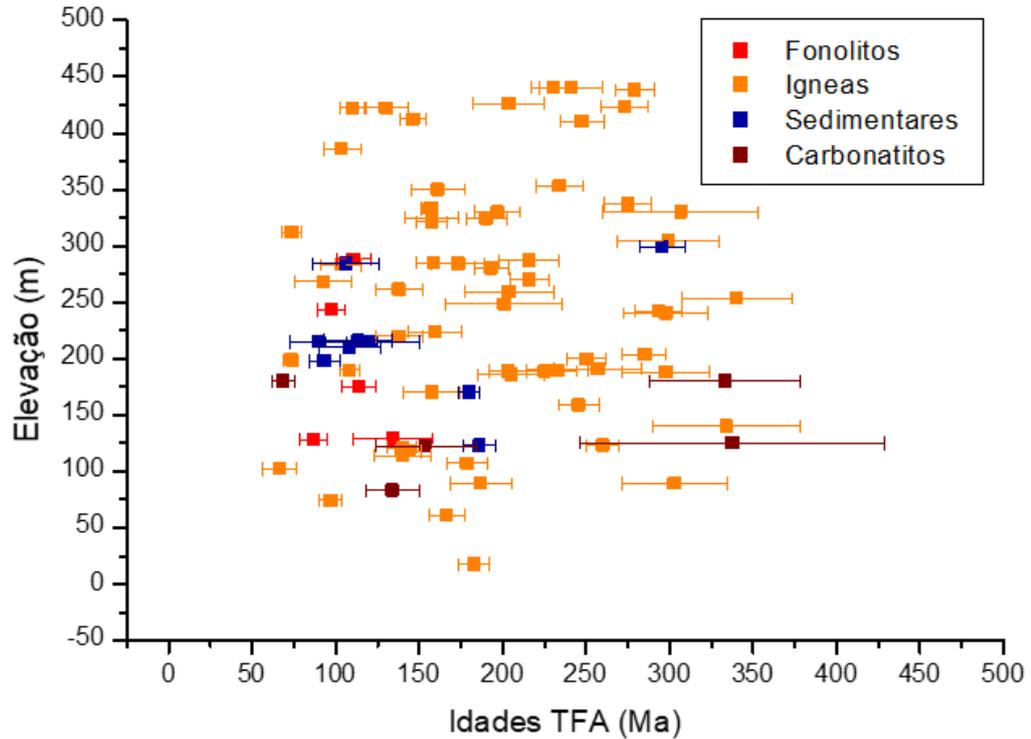


Figura 19: Distribuição espacial das 79 idades TFA analisadas em função da relação litologias x elevação. Observa-se uma grande dispersão das idades.

5.1.1. Análise da distribuição espacial das idades aparentes Traços de Fissão em função das litologias

Foram analisadas as distribuições das idades TFA por tipos litológicos das amostras com o intuito de identificar comportamentos diferenciados. Assim foram discriminadas as seguintes litologias: fonolitos, rochas ígneas compreendendo granitos, granulito e rochas metamórficas, rochas sedimentares representadas pelos arenitos e conglomerados, e os carbonatitos com as rochas associadas fenito e harzburgito.

A passagem das amostras pela zona de estabilidade parcial dos Traços de Fissão em apatita (ZEP), abaixo de 120°C, pode ter várias rotas de resfriamento até atingir a superfície atual. Essas rotas correspondem aos caminhos percorridos pelas amostras e que podem ser

interpretados e identificados como processos geológicos ocorridos na região em estudo. A discussão que segue mostra a construção do raciocínio para a interpretação dos dados.

Fonolitos

A base de dados aqui analisada compreende um grupo de 5 amostras pertencentes às rochas alcalinas conhecidas como Passo da Capela e todas muito próximas umas das outras. Em princípio os fonolitos, sendo rochas alcalinas extrusivas apresentam rápido arrefecimento, cujas idades TFA podem representar a idade de formação da rocha. As intrusões estão localizadas próximo aos municípios de Canguçu e Piratini, totalizando 34 corpos, Viero (1998) e Phillip et al. (2005), com diâmetro máximo de 800 m, Olandi Filho et al. (2009). Os corpos estudados intrudem o Complexo Metamórfico Porongos, as rochas sedimentares da Formação Santa Maria e os granitos sin-transcorrentes da Zona de Cisalhamento Passo dos Marinheiros. Entretanto as histórias térmicas dessas rochas alcalinas podem ser mais complexas e estarem associadas a processos tectônicos de extensão, adelgaçamento e fraturamento da crosta. A Figura 20 mostra que as idades TFA aqui representadas são similares entre si considerando os valores de desvio-padrão. Todas foram coletadas muito próximas umas das outras e no Município de Canguçu. Uma das amostras mostra uma maior dispersão devido ao número reduzido de grãos datados, mas ainda apresenta a mesma idade que as demais. Como não há ruptura da reta em função da elevação, não há indícios sobre a mudança do regime de soerguimento/exumação das amostras fonolíticas, cuja idade TFA média é estimada em $108,68 \pm 13,14$ Ma. Dessa forma não é possível localizar a antiga zona de estabilidade parcial dos traços de fissão, a paleo-ZEP ou paleo-PAZ (partial annealing zone), pois esta foi erodida. Essa distribuição indica que estas amostras exumaram a partir de 109 Ma até serem expostas na superfície por processos erosivos e/ou denudacionais. A estimativa da Taxa Aparente de Denudação TAD é de 6,7 m/Ma.

Do ponto de vista da paisagem do relevo, os fonolitos representam morros arredondados em altitudes de no máximo 300 m, intrudidas em um embasamento sedimentar, representados no Rio Grande do Sul pela Suíte Alcalina Passo da Capela ou Suíte Piratini (99,3-76 Ma), localizada no município de Piratini, centro-sul do estado.

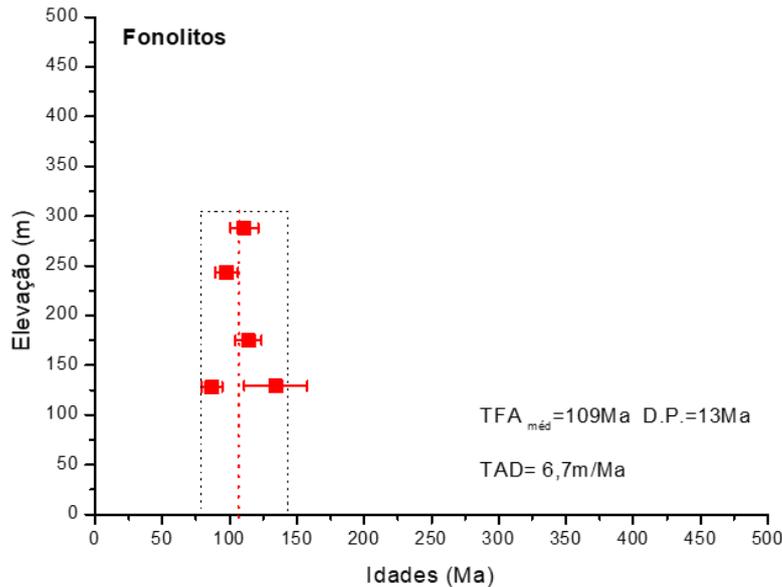


Figura 20: Distribuição das idades TFA em função da elevação para os fonolitos.

Arenitos/Conglomerado

As amostras sedimentares foram coletadas em dois blocos distintos e separados por zonas de falhas. Um grupo representado por oito amostras (cujas idades TFA distribuem-se entre no bloco compreendido entre as Zonas de falhas Minas do Camaquã (ZFMC) e Açoteia-Piquiri (ZFAP) (Figura 16) e uma amostra RS21 coletada em maior elevação e com idade TFA mais antiga do que as demais (299 m e 295,4 Ma) situado no bloco limitado entre as falhas Angélica (FA) e Passo dos Enforcados (FPE). As idades TFA do conjunto de amostras sedimentares estão entre 90 Ma e 295 Ma. O gráfico da figura 21 mostra uma correlação negativa para o grupo formado por oito amostras. Nas rochas sedimentares, quando a correlação altitude x idade TFA é negativa, interpreta-se como sendo idades das áreas-fonte dos sedimentos, ou seja, são idades correlacionadas com o processo de erosão, transporte e deposição (Conceito de Lag time de Ruiz et al., 2004). Uma outra hipótese interpretativa é de que a correlação negativa esteja associada à reativação das zonas de falhas Minas do Camaquã e Açoteia-Piquiri há aproximadamente 125 Ma, o que teria provocado basculamento de blocos, com uma taxa aparente de soterramento de 1,0 m/Ma. No bloco delimitado pelas falhas FA e FPE, com somente uma amostra (RS21) não é possível estimar a taxa aparente de denudação ou soterramento, entretanto pode-se afirmar que o processo de resfriamento para esta amostra

foi diferente daquele observado pelo o grupo precedente, pois para a mesma altitude a idade TFA é mais antiga e o contexto estrutural é diferente.

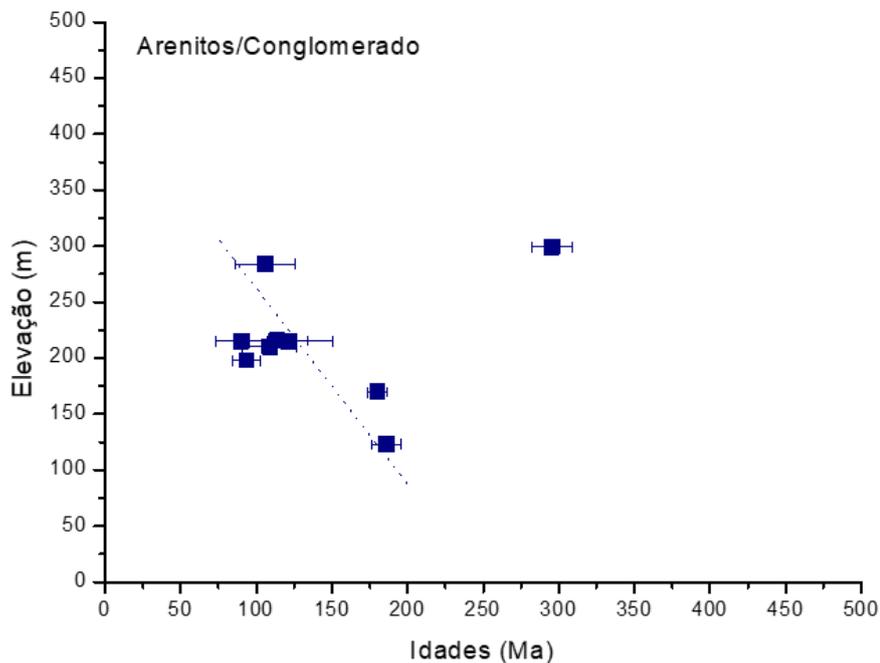


Figura 21: Distribuição das idades TFA em função da elevação para as rochas sedimentares, arenitos e conglomerado. A regressão linear permitiu estimar uma taxa de soterramento de 1,0 m/Ma, iniciada em 125 Ma. A amostra situada à direita do gráfico, com uma idade TFA de 295 Ma, situa-se em um bloco distinto, entre a Falha Passo dos Enforcados e a Falha Angélica.

Rochas ígneas e metamórficas

As rochas agrupadas sob a denominação rochas ígneas e metamórficas são predominantemente granitóides, dioritos, sienitos e rochas metamórficas correspondendo ao conjunto mais expressivo das idades TFA aqui em análise, com 60 amostras representando 75,94% da base de dados. Por estarem amplamente distribuídas no ESRG e nos diversos blocos separados por zonas de falhas e fraturas, apresentam a grande dispersão das idades observadas na figura 22, variando entre 67Ma e 340Ma. Não é possível identificar nenhuma tendência na correlação idade x elevação para o grupo acima referido.

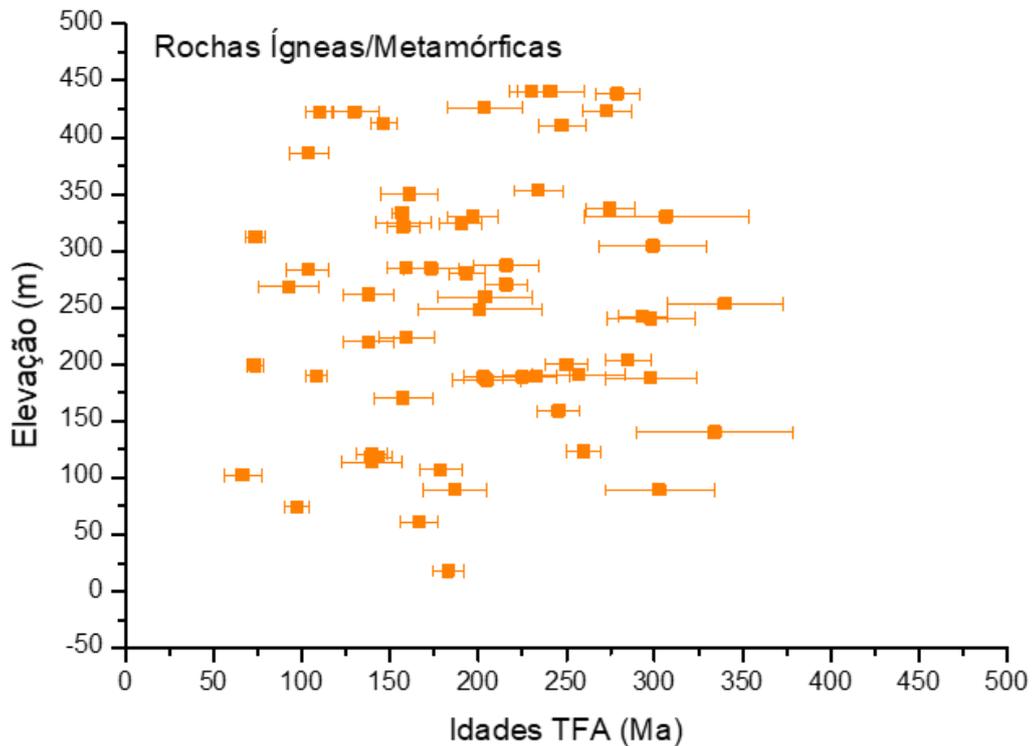


Figura 22: Distribuição das idades TFA em função da elevação para o grupo denominado rochas ígneas e metamórficas do ESRG.

Carbonatitos, Harzburgito, Fenito

Devido às associações litológicas foram anexados ao grupo dos carbonatitos um fenito e um harzburgito. As idades TFA deste grupo de rochas situam-se entre 69 Ma e 338 Ma. A análise do gráfico da Figura 23 mostra que tanto os carbonatitos quanto o fenito e o harzburgito parecem ter exumado conjuntamente e hoje encontram-se entre 80 m e 200 m de elevação. Pode-se interpretar que o processo de resfriamento tenha sido generalizado para ambos complexos carbonatíticos, como um evento regional, todavia cada um com suas particularidades e idades de cristalização diferentes. Os carbonatitos Passo Feio (PF) e Picada dos Tocos (PT), ambos situados próximo da falha Passo dos Enforcados e do Complexo Granítico de Caçapava do Sul (Bitencourt, 1983) apresentam idades bem mais antigas (entre 333 Ma e 338 Ma, respectivamente) que o carbonatito Três Estradas (TED), de 233 Ma e situado próximo do lineamento de Ibaré dentro do Complexo Granulítico Santa Maria Chico, distante dos demais afloramentos, em torno de 100 km. Segundo Laux et al. (2019), a idade do

Carbonatito Três Estradas é um assunto polêmico, pois existe uma idade publicada, em outro corpo, não o Três Estradas, o Carbonatito Picada dos Tocos (PT) de 600 Ma, muito mais antiga do que a idade que está sendo apresentada, além disto, estas rochas estão deformadas, então a idade mais antiga é aceita de uma maneira mais fácil.

O harzburgito, rocha encaixante dos carbonatito PF apresentou a idade TFA mais recente que o carbonatito, com apenas 68,7 Ma.

O fenito é considerado como uma rocha formada pelo processo metassomático conhecido como fenitização, uma reação entre rocha encaixante e rochas carbonáticas. A amostra de fenito aqui considerada, está associada ao carbonatito PT de 338 Ma, e apresenta uma idade TFA de 154 Ma. Este resultado é coerente pois o fenito formou-se à partir do carbonatito. Segundo Cerva-Alves et al. (2017) os carbonatitos da região de Caçapava são Ediacaranos, sendo que para a amostra PF apresenta uma idade de 603 Ma. As idades TFA desses carbonatitos são bem mais recentes pois registraram eventos pós-magmáticos ocorridos em subsuperfície, inclusive o processo de estabilidade térmica para o fenito.

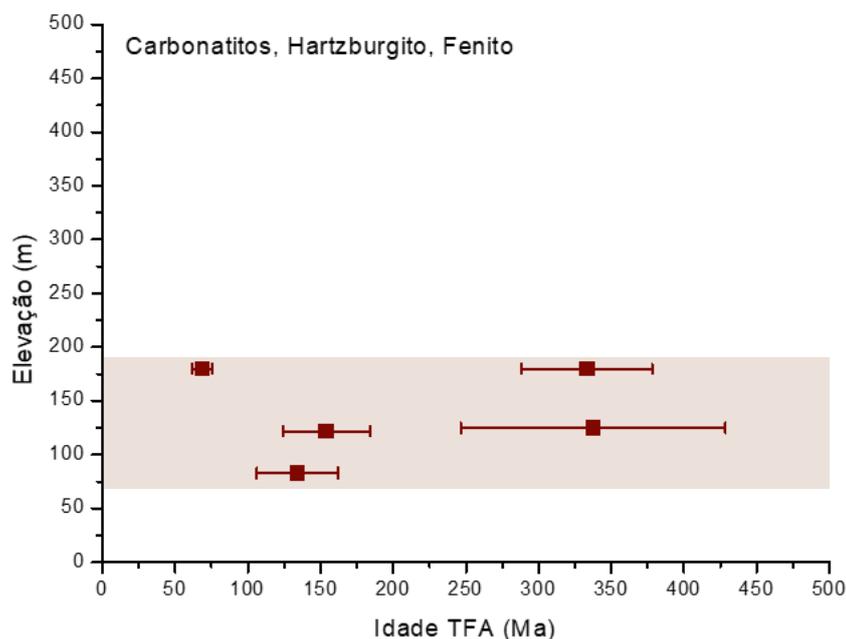


Figura 23: Distribuição das idades TFA em função da elevação para a associação litológica dos carbonatitos do ESRG.

Conclusões sobre a relação Idades TFA x Litologias

A avaliação global sobre as idades TFA em função das litologias permite concluir que:

- 1) Para os fonolitos observa-se que a passagem pela isoterma de 120°C parece ter sido síncrona para todas as amostras, em 109 Ma. As amostras estão situadas muito próximas umas das outras, o que torna esta interpretação mais robusta e adequada para estudos por traços de fissão.
- 2) Para as rochas sedimentares a inversão das idades indica provavelmente que o registro traços de fissão é das idades TFA das rochas das áreas-fonte, seja do processo de exumação, erosão, transporte ou deposição. Uma análise mais detalhada seria necessária para poder discriminar as diferentes etapas dos processos do ponto de vista da termocronologia. Esta análise necessita de dados dos comprimentos dos traços de fissão, composição química das apatitas e modelagem dos dados TFA. A proveniência dos sedimentos que formaram estas rochas poderia ser a Serra das Encantadas. Segundo Cardone, (2020), o ingresso das amostras sedimentares na PAZ antecedeu em 30 Ma a entrada das unidades do embasamento na base da PAZ, sugerindo que a serra atuava como área fonte e o transporte do material denudado se deu para áreas adjacentes, incluindo a Bacia do Camaquã (Marconato, 2010).
- 3) Não foi identificada uma tendência específica de exumação, denudação e/ou soterramento em função das litologias para as rochas ígneas e metamórficas. A forte dispersão observada para essas litologias não permite inferir nenhuma interpretação.

5.1.2. Análise da distribuição espacial das idades aparentes traços de fissão em função dos terrenos geológicos

Procurou-se evidenciar tendências das distribuições de idades TFA a partir da segmentação definida pelos domínios tectônicos, como apresentados na figura 24, onde constata-se a forte dispersão das idades TFA nos quatro terrenos, como já observado na figura

19 que representa as idades em função das litologias. A figura 25, para o Terreno Pelotas, também não permite discriminar nenhuma tendência entre idades TFA e a compartimentação dos terrenos tectônicos.

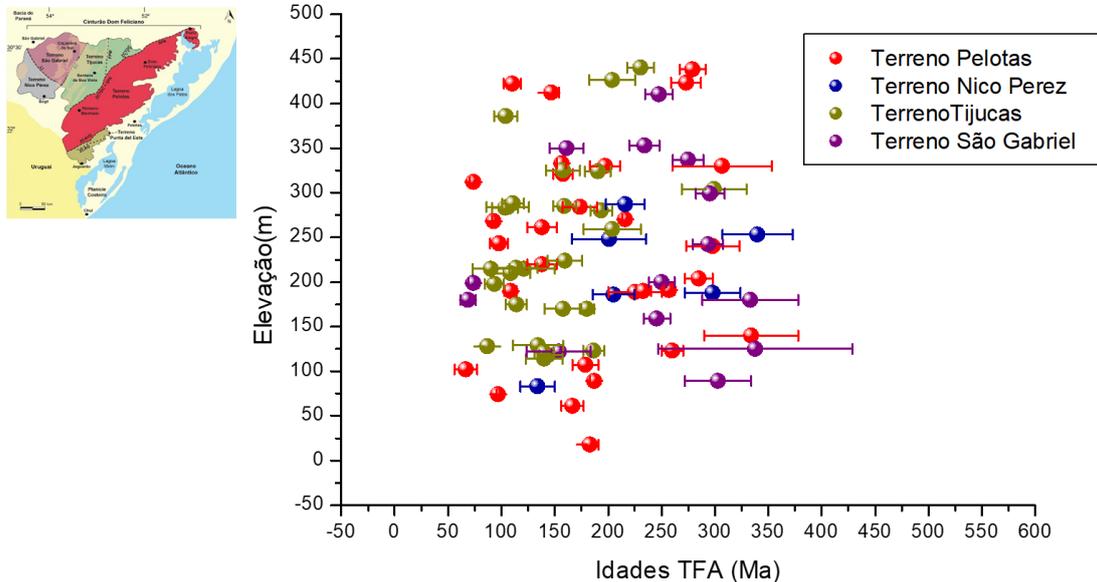


Figura 24: Distribuição das idades TFA em função da elevação para todos os Terrenos Geológicos do ESRG. O mapa situado à esquerda da figura permite identificar os diversos terrenos do ESRG.

Terreno Pelotas

Apesar de apresentar o maior número de dados termocronológicos desse estudo, com 32 idades TFA, variando entre 67 Ma e 334 Ma, observa-se forte dispersão na distribuição das idades. Neste domínio tectônico, também foi identificada uma outra tendência, na qual observa-se que quanto mais a NE situam-se as amostras, mais novas são as idades e quanto maior a elevação mais antigas elas são. Há desta forma dois tipos de distribuição das idades. Não é possível estabelecer uma tendência única evidenciando assim a pouca representatividade de dados na área de estudo para esta metodologia.

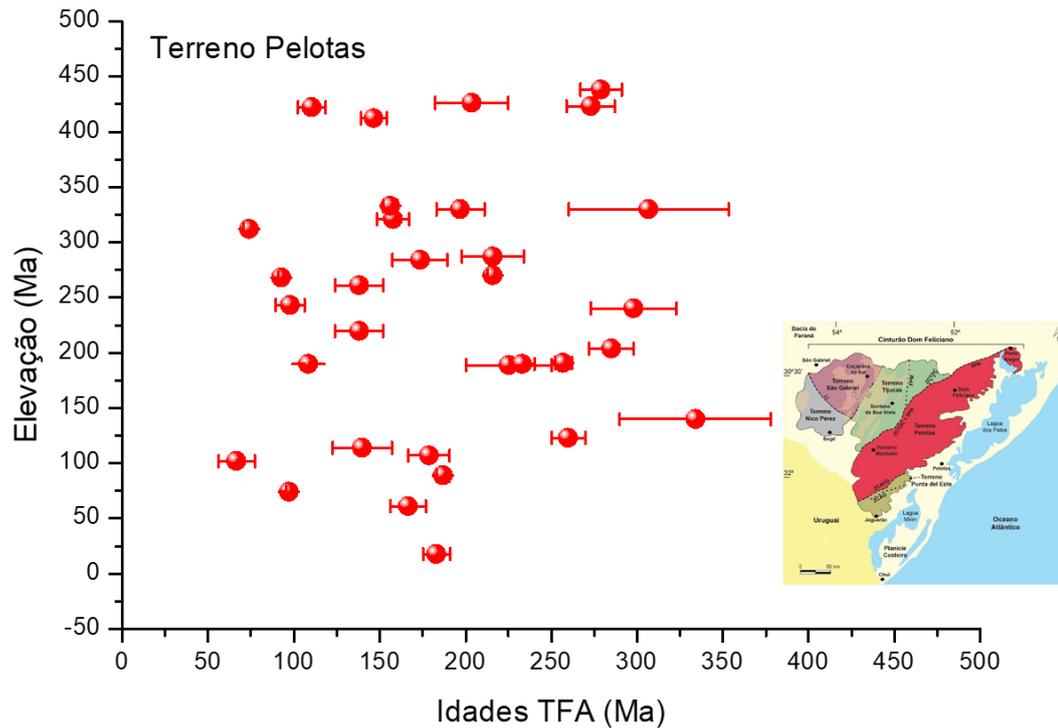


Figura 25: Distribuição das idades TFA em função da elevação para o Terreno Pelotas.

Terreno Tijucas

As idades TFA deste terreno são entre 90 Ma e 299 Ma. Com 18 idades TFA, diferente do Terreno Pelotas, é possível identificar uma tendência na distribuição das idades TFA. A altitude em torno de 300 m indica mudança na tendência da distribuição das idades TFA e marca a posição atual da antiga Zona de Retenção Parcial dos traços de fissão, a paleo-ZEP ou paleo-PAZ. Aquelas amostras situadas acima da paleo-PAZ exumaram com uma Taxa Aparente de Denudação TAD1 de 0,41 m/Ma e as situadas abaixo, exumaram com uma TAD2 de 1,89 m/Ma indicando uma aceleração no regime de denudação da região a partir de 140 Ma (Figura 25). Os dados TFA obtidos por Cardone (2021) para a Serra das Encantadas, inserida no Terreno Tijucas, mostram outra interpretação. Para Cardone, com uma amostragem localizada e bom controle das estruturas e das falhas da região, além de apresentar dados modelados à partir do programa HefTy (Ketcham, 2007), mostra claramente a importância da influência das falhas e fraturas e do basculamento de blocos com inversão das idades em função do relevo, na

interpretação das idades TFA. Importante ainda salientar que como para o terreno Pelotas, também há sub-representatividade amostral e que as interpretações restam limitadas.

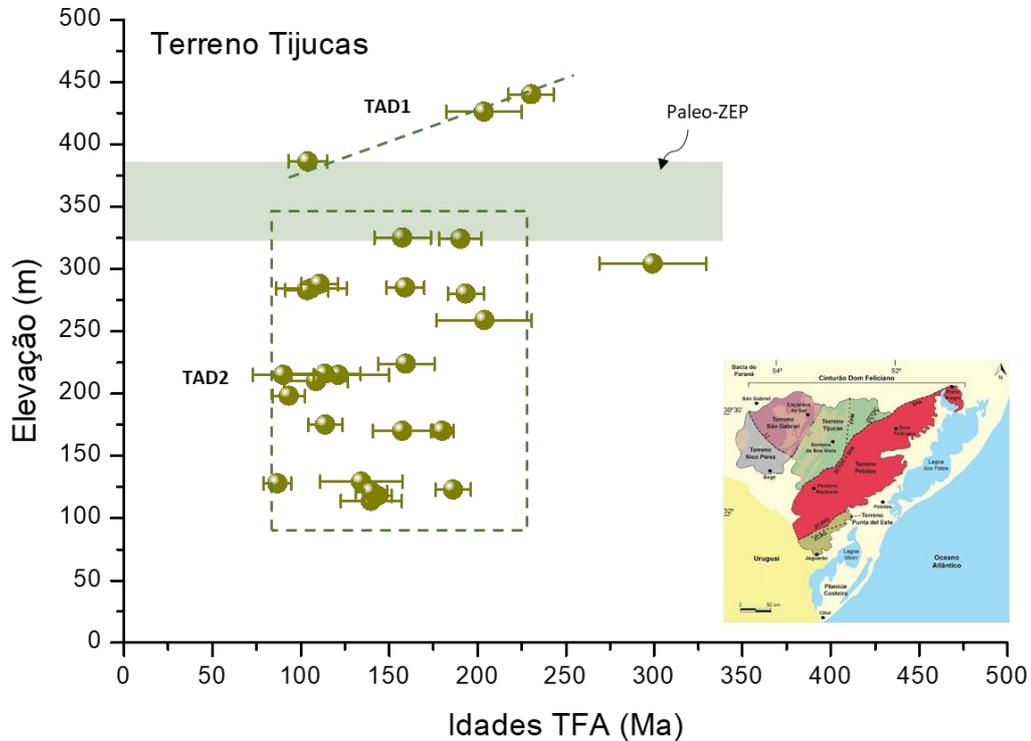


Figura 26: Distribuição das idades TFA em função da elevação para o Terreno Tijucas. O grupo das três amostras situadas nas maiores altitudes definem um alinhamento cuja inclinação permitiu calcular uma Taxa aparente de denudação TAD1 de 0,41 m/Ma. A mudança do regime de denudação é marcada pela posição da paleo-ZEP (antiga zona de estabilidade parcial dos traços de fissão), hoje situada entre 370-400 m de altitude. Nas elevações mais baixas as amostras parecem exumar todas ao mesmo tempo com uma TAD2 de 1,89 m/Ma.

Terreno São Gabriel

As quatorze idades TFA distribuem-se entre 68,9 Ma e 338 Ma. Esta distribuição das idades, distintamente daquelas dos demais terrenos, apresenta correlação negativa para a maioria das amostras, ou seja, quanto mais antigas são as idades, menores são as elevações, típico de comportamento de áreas em que houve reativação de falhas com basculamento de blocos. Entretanto as idades mais recentes de 68,9 Ma, 73,7Ma e de 153,9 Ma, evidenciadas na figura 27, mostram uma correlação positiva no gráfico elevação x idades TFA (marcadas pela

elipse). A idade de 68,9 Ma é do harzburgito, rocha encaixante do carbonatito PF (Passo Feio), e que teve seu emplaçamento controlado por falhas. A amostra de 73,8 Ma também se situa em uma falha assim como a amostra de 153,9 Ma (fenito formado por processo metassomático a partir do carbonatito), cujas localizações estão indicadas por círculos brancos na figura 26. Excluindo-se essas três idades TFA é possível calcular uma TAD de soterramento de 1,49 m/Ma. Esta tendência de soterramento/basculamento de blocos teria iniciado em torno de 250 Ma por tectônica extensional no sul da Bacia do Paraná, onde este domínio Tijucas colapsa e possibilita a deposição da Fm Santa Maria a leste, no sentido de Santana da Boa Vista. Os relictos dessa deposição estão preservados no Graben Arroio Mourão. Isso também pode explicar porque, a leste, as unidades triássicas assentam-se diretamente sobre rochas do ESRG.

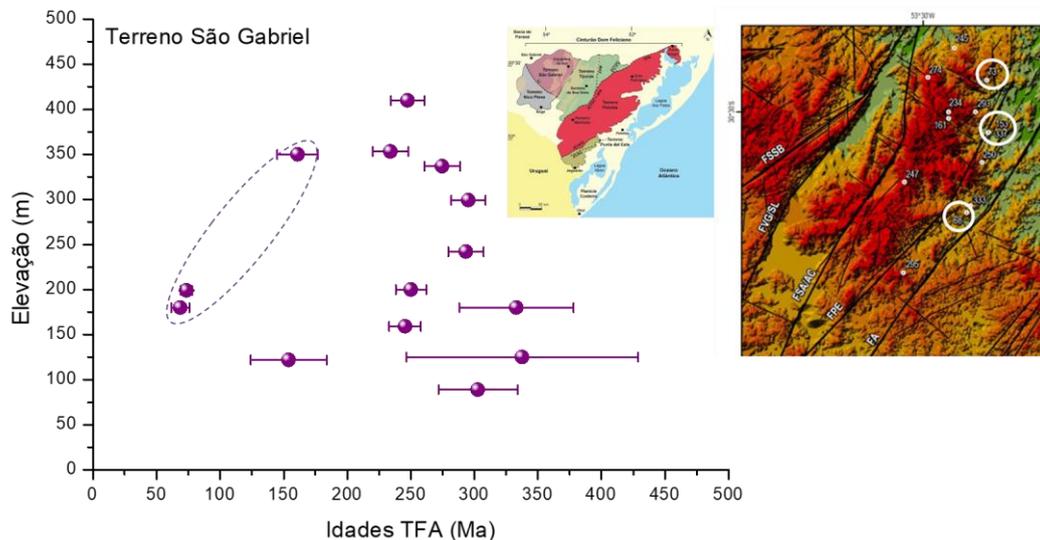


Figura 27: Distribuição das idades TFA em função da elevação para o Terreno São Gabriel. A direita pode-se observar os diferentes terrenos e detalhe da localização das amostras com histórias térmicas diferenciadas das demais (ver figura 16).

Terreno Nico Perez

Neste terreno, as idades apresentam correlação positiva, embora também apresentem uma certa dispersão. São as rochas mais antigas do escudo apresentando idades predominantemente do Arqueano ao Paleoproterozoico. As idades TFA variam de 143 Ma à 340

Conclusões sobre a relação idades TFA x Terrenos Geológicos

As tendências da distribuição das idades observadas e separadas por domínios geológicos permitiram evidenciar uma certa organização comportamental. No geral observa-se que:

- 1) O Terreno Pelotas não apresenta qualquer correlação entre idade e elevação. A dispersão das idades possivelmente está associada com a representatividade amostral. Há áreas com uma densidade amostral adequada e áreas sem nenhuma informação onde não foram coletadas amostras. Também se observou que as idades TFA no Terreno Pelotas são mais novas à NE do que à SE.
- 2) No Terreno Tijucas, observam-se numerosas falhas de orientação NE-SW, bem como falhas de orientação N-S. Neste terreno foi possível estabelecer a posição atual da paleozona de estabilidade parcial dos traços de fissão (paleo-ZEP), em torno de 300 m de elevação. Nesta altitude, há o registro de uma mudança no regime de exumação das amostras há 140 Ma, passando de uma taxa aparente de denudação de 0,41 m/Ma para 1,89 m/Ma. Esta mudança pode ter como origem reacomodação crustal por conta do extravasamento de lavas na Bacia do Paraná, cujo clímax deu-se em 129-132 Ma, com soerguimentos generalizados a partir de 137 Ma, levando à formação da grande discordância eocretácica que delimita a Supersequência Gondwana III da Sequência Bauru. Essa discordância se estende de 137 até cerca de 99 Ma. Observa-se que a maior espessura de lavas se deu na região mais central da bacia, levando a possíveis reajustes isostáticos nas bordas, processos tectônicos com reativações de antigas falhas, mudanças no movimento da placa da América do Sul, vulcanismo, etc.
- 3) No Terreno São Gabriel a distribuição das idades apresenta um comportamento bastante diferenciado. No granito de Caçapava do Sul, as idades TFAs evidenciam basculamento dos blocos com idades invertidas em função do relevo. A taxa aparente de soterramento foi de 1,49 m/Ma. Estima-se que este evento tenha ocorrido no limite Permiano-Triássico, 250 Ma é a idade da discordância eotriássica, que delimita a Supersequência Gondwana I da Gondwana II. O soerguimento dá-se, no sul da bacia, em contexto de extensão crustal com formação de grábens onde ocorre, há 240 Ma, o início de deposição da Fm Sta Maria. Como essa formação se estende para o leste até o limite do terreno Pelotas, onde se sobrepõe ao embasamento granítico-gnaissico,

espera-se que a porção oeste onde situam-se os terrenos Tijucas e São Gabriel tenham sido rebaixadas. Uma idade mais nova, de 73,7 Ma (Borba et al., 2002), separada das demais amostras por uma falha, foi interpretada como uma exumação do bloco situado ao norte do Granito de Caçapava, que teria permanecido em subsuperfície por um longo período de tempo, e sob uma cobertura de sedimentos da bacia do Paraná e posteriormente, teria sido exposto à superfície, graças à reativação da falha. As interpretações de Borba et al. (2002) foram embasadas a partir de modelagens dos dados TFA com o auxílio do programa Trackkey de Gallagher (1998).

- 4) Para o Terreno Nico Perez observou-se correlações positivas, cujas TAD's foram de 2,19 m/Ma e 0,77 m/Ma, em função dos dados escolhidos para as estimativas. Apesar da dispersão e do reduzido número de amostras, conclui-se que há um evento de exumação para todas as amostras. A posição atual das amostras situa-se entre 80m e 300 m.

5.1.3. Análise da distribuição espacial das idades aparentes traços de fissão em função da topografia

O último tipo de análise acerca das distribuições das idades aparentes TFA aqui proposta, é em função da topografia ou relevo atual da paisagem. Para isto foram efetuadas diferentes transectas ao longo do Escudo Sul-Rio-Grandense, nomeados seções A, B, C, D, E e F. Os traçados destas transectas são representados na figura 18. Nestas transectas, além das idades TFA também figuram os diferentes Terrenos tectônicos e as principais falhas ou zonas de falhas identificadas no ESRG.

Perfil A (transecta A - A')

O perfil A, de orientação NW, estende-se por 150 km, entre os municípios de Rio Pardo, Pantano Grande, Dom Feliciano, Ceistal e São Lourenço do Sul, compreendendo porções da Bacia do Paraná, Terreno Tijucas, Terreno Pelotas e Planície Costeira, e intersectando a ZCTDC. Sobre, ou nas proximidades desta seção, estão posicionadas seis amostras TFA, caracterizadas por idades compreendidas entre 143 - 257 Ma.

Os dois terrenos que se limitam na ZCTDC-SPOA apresentam altitudes bem distintas. A oeste, o TT inicia-se com um bloco bem rebaixado (máx 100 m), onde situam-se unidades da BC do PR sobre o embasamento. Logo à leste, um bloco com elevações máximas de 150 m seguido por um outro com elevações de até 350m. Ali, o TT encontra-se colado com o TP por meio da ZCTDC, cuja elevações são semelhantes. A leste, o TP eleva-se por um trecho de 20 km até 500 m e, depois, de forma escalonada, rebaixa-se para até 100 m, onde em Cristal, ocorre um bloco abatido com depósitos da planície costeira, intercalado com um bloco elevado com elevações máximas de pouco mais de 100 m, para então deprimir-se e dar lugar à planície costeira.

Essa seção mostra claramente que a ZCTDC-SPOA elevou uma espécie de muralha onde os blocos a oeste ficaram bem mais deprimidos. Além disso, o TP a leste também se encontra escalonado.

A figura 29 representa o perfil de elevação A com a indicação dos terrenos tectônicos assim como as idades TFA traçadas no perfil e em diagrama idades x elevação. A amostra do Terreno Tijucas, separada das amostras do Terreno Pelotas pela ZCTDC mostra um comportamento similar às demais amostras do Terreno Pelotas com uma pequena decalagem. As idades aumentam com a elevação e também à medida em que se adentra no continente, conforme os princípios da datação Traços de Fissão. O cálculo da TAD por regressão linear mostra um valor de 1,37 m/Ma de exumação, para as amostras deste perfil.

Perfil B (transecta B -B')

O perfil B (Figura 30), de orientação NW, estende-se por aproximadamente 230 Km, entre os municípios de Vila Nova do Sul, Caçapava do Sul, Santana da Boa Vista, Canguçu e Pelotas, compreendendo porções da Bacia do Paraná, Terreno São Gabriel, Terreno Tijucas, Terreno Pelotas e Planície Costeira, e intersectando a Falha Serra de Santa Bárbara (FSSB), a Falha Volta Grande/Serra dos Lanceiros (FVG/SL), a Falha Serra dos Andradas/Arroio do Corrêa (FSA/AC), a Falha Passo dos Enforcados (FPE), a Falha Angélica (FA), a Zona de Falha Minas do Camaquã (ZFMC), a Zona de Falha Encantadas (ZFE), a Zona de Falha Açotéia-Piquiri (ZFAP) e a Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal Canguçu (ZCTDC). Sobre, ou

nas proximidades desta seção, estão posicionadas dezesseis amostras TFA, caracterizadas por idades compreendidas entre 68 - 333 Ma.

O TP bem a leste mostra-se com elevações máximas até 500 m. O TT está bem deprimido no centro, podendo ser dividido em dois blocos: a leste em contato com o TP, com elevações mínimas de até 200, correspondendo ao Gráben Arroio Mourão; e a oeste, mais elevado, com valores de até 350 m na Serra das Encantadas. O Terreno SG, com relevo bem acidentado na porção leste devido maior densidade de grandes falhas que formam altos e baixos, como o gráben da Serra dos Lanceiros e, próximo ao limite oeste, elevações menores que caem até 50 m, onde sobrepõem-se unidades da BCPR.

Neste perfil as idades TFA mostram dispersão para os Terrenos Tijucas e São Gabriel. Essas perturbações das tendências das idades TFA são observadas justamente para os sítios próximos das falhas em ambos os domínios. Já para o Terrenos Pelotas as distribuições das idades seguem os princípios do método, não há dispersão, as idades aumentam com a altitude e a TAD é de 1,52 m/Ma. No geral, para todos os terrenos, observa-se que os processos tectônicos têm forte influência na distribuição das idades.

Perfil C (transecta C - C')

O perfil C, de orientação NW, estende-se por aproximadamente 250 km, entre os municípios de Dom Pedrito, Bagé, Pinheiro Machado, Cerrito e Pelotas, compreendendo porções do Terreno Nico Perez, Bacia do Paraná, Terreno Tijucas, Terreno Pelotas e Planície Costeira, e intersectando a FA e a ZCTDC, sobre, ou nas proximidades desta seção, estão posicionadas dez amostras TFA, caracterizadas por idades compreendidas entre 110 - 340 Ma (Figura 31).

Nessa seção, os terrenos mostram-se bem distintos quanto a suas elevações. O TP, a leste, bem mais alto, cujo máximo alcançam 450 m no limite com o TT e, de forma escalonada, para leste deprime-se até a Planície costeira, em um padrão bem característico. O limite entre o TT e TP dá-se pela ZCTDC que forma grande degrau de cerca de 100 metros. O TT divide-se em dois setores em que a oeste suporta unidades da BC do PR com mesmas elevações. Sugere que as unidades da BCPR se alojaram por colapso do bloco antes da denudação geral do TT. O

limite entre o TT e o TNP também se dá por um degrau de 50 m, entre as unidades mais elevadas da BCPR e, a oeste, as do TNP. As elevações se mantêm semelhantes às do TT.

Apesar de observar-se uma certa dispersão para as amostras situadas no Terreno Nico Perez, há coerência na distribuição das idades do Terreno Pelotas em função tanto da elevação quanto da distância com a isóbata de 2000 m. No caso do Terreno Pelotas a tendência de aumento das idades com a elevação é bem clara quando se exclui a amostra de 110 Ma. Esta amostra também está situada sobre uma falha, indicando que sua história evolutiva é diversa da tendência regional, expressando eventos locais. A TAD calculada foi de 3,19 m/Ma.

Perfil D (transecta D - D')

O perfil D (Figura 32), de orientação NE, estende-se por aproximadamente 270 km, entre os municípios de Cerrito, Pelotas, Cristal, Cerro Grande do Sul, Barra do Ribeiro, e Viamão, compreendendo porções do Terreno Pelotas e da Planície Costeira, e está disposto paralelamente a ZCTDC, sobre, ou nas proximidades desta seção, estão posicionadas sete amostras TFA, caracterizadas por idades compreendidas entre 97 - 298 Ma. Neste perfil as idades TFA mostram correlação positiva com a elevação. Entretanto há uma dispersão espacial das idades. A razão dessa dispersão é devido a representação amostral, onde há locais com uma densidade razoável de dados e outros sem nenhuma representatividade. Observa-se igualmente que as idades TFA rejuvenescem de sul para o norte, ou seja são mais antigas no sul do estado do Rio Grande do Sul, onde no Município de Pelotas há uma idade de 260 Ma, e na medida em que nos aproximamos da região metropolitana as idades apresentam-se mais novas, sendo de 97 Ma nas proximidades de Viamão. Quais seriam os processos termotectônicos que teriam conduzido ao rejuvenescimento das idades TFA?

Perfil E (transecta E - E')

O perfil E (Figura 33) de orientação NE, estende-se por aproximadamente 275 km, entre os municípios de Piratini, Canguçu, Dom Feliciano, Barão do Triunfo, Porto Alegre e Viamão,

compreendendo porções do Terreno Pelotas e da Planície Costeira, e está disposto paralelamente a ZCTDC, sobre, ou nas proximidades desta seção, estão posicionadas oito amostras TFA, caracterizadas por idades compreendidas entre 67 - 285 Ma.

Esta seção está claramente dividida em dois altos, a NE de Dom Feliciano e mais a SW o de Canguçu. Ambos separados pelo Gráben Ferrador e de Cristal e, no extremo NE, é bem evidente o gráben ou baixo do Guaíba.

Apesar de uma certa dispersão no diagrama de idades em função da elevação observa-se a mesma tendência verificada para o Perfil D, no qual as idades TFA rejuvenescem de sul para norte do estado. O perfil é intersectado por diversas falhas de orientações tanto perpendiculares quanto paralelas à costa, formando um mosaico de blocos. A dispersão das idades pode ser compreendida como o resultado dos movimentos individuais desses blocos delimitados por falhas. Observa-se igualmente que o perfil E, paralelo ao perfil D, apresenta idades um pouco mais antigas que aquelas do perfil D, se situa-se mais próximo da região costeira. Esta tendência também é esperada para idades TFA nas quais as idades são maiores à medida em que adentramos o continente.

Perfil F (transecta F - F')

O perfil F, de orientação NE, estende-se por 250 Km, entre os municípios de Pedras Altas, Pinheiro Machado, Encruzilhada do Sul, Pantano Grande e Rio Pardo, compreendendo porções da Bacia do Paraná, Terreno Pelotas e Terreno Tijucas, e intersectando a ZCTDC, sobre, ou nas proximidades desta seção, estão posicionadas dez amostras TFA, caracterizadas por idades entre 86 - 230 Ma.

Evidencia-se o Graben Arroio Mourão, no TT no centro da seção, os escalonamentos à NE e SW, onde o relevo rebaixa-se e sobrepõem-se ao embasamento unidades da BCPR. O TT a NE bem dissecado, com vales profundos cujo fundo está a 50 m de elevação em um conjunto com elevação máxima de 450 m. Esses vales situam-se na região dos grábens Mourão e Manoel Ferrador.

A tendência de aumento das idades com a elevação é observada nos dois Terrenos cruzados pelo perfil (Figura 34). Na parte central do perfil, delimitada pela ZCTDC, com

altitudes menores observa-se idades mais novas. Foram calculadas duas TADs para os terrenos Tijucas e Pelotas, com valores sensivelmente idênticos de 1,60 m/Ma e 1,62 m/Ma, respectivamente. No gráfico da figura 34, das idades TFA x Elevação para o Terreno Tijucas, observa-se que as idades mais antigas se situam à direita da linha tracejada em vermelho. Estas amostras localizam-se à NE do perfil e as demais amostras no setor SW. As TADs mostram que o evento denudacional nesta região foi generalizado, atingindo os dois Terrenos Tijucas e Pelotas.

Conclusões sobre a relação idades TFA x topografia

- 1) Observa-se uma certa dispersão das idades TFA ocasionadas pela amostragem não sistemática no ESRG em geral. Há áreas com uma densidade razoável de amostras e outras totalmente ausentes. Em razão disto, tecer considerações acerca do significado da distribuição das idades torna-se complexo por falta de informações.
- 2) Foi igualmente observado que as idades TFA são rejuvenescidas na proximidade das zonas de falha, como pode ser observado nas seções traçadas sobre o TT.
- 3) O Terreno Pelotas apresentou menor dispersão nos diagramas Idades TFA x Elevação para os perfis perpendiculares à margem continental (A, B e C). Para os perfis A, B e C, as TADs estimadas foram de 1,37 m/Ma, 1,52 m/Ma e 3,9 m/Ma, respectivamente. Estes três perfis, paralelos entre si e com taxas TAD com valores crescentes, mostram uma aceleração da denudação do ESRG de norte para sul. Entretanto para os perfis D, E e F (paralelos à margem continental) observou-se forte dispersão das idades TFA e que podem ser explicadas pela pouca representatividade de amostras em uma área muito extensa.
- 4) O Terreno Tijucas é representado nos perfis B (perpendicular à margem continental) e F (paralelo à margem continental). No perfil B observa-se uma grande dispersão das idades TFA enquanto que no perfil F, ao contrário há uma distribuição positiva indicando uma TAD de 1,60 m/Ma, sensivelmente idêntica àquela do Terreno Pelotas. Essas TADs podem indicar que o evento de exumação teria sido síncrono para os dois terrenos.

- 5) O terreno Nico Perez é representado apenas no perfil C. Os dados estatísticos são fracamente representados neste terreno e a dispersão observada provavelmente reflete a amostragem muito baixa.
- 6) Observou-se que as falhas e zonas de cisalhamento condicionam a distribuição das idades TFA. Por esta razão a termocronologia por traços de fissão em apatita deve ser aplicada em uma escala local e com uma densidade amostral mais robusta de sorte que se possa inferir sua história evolutiva.

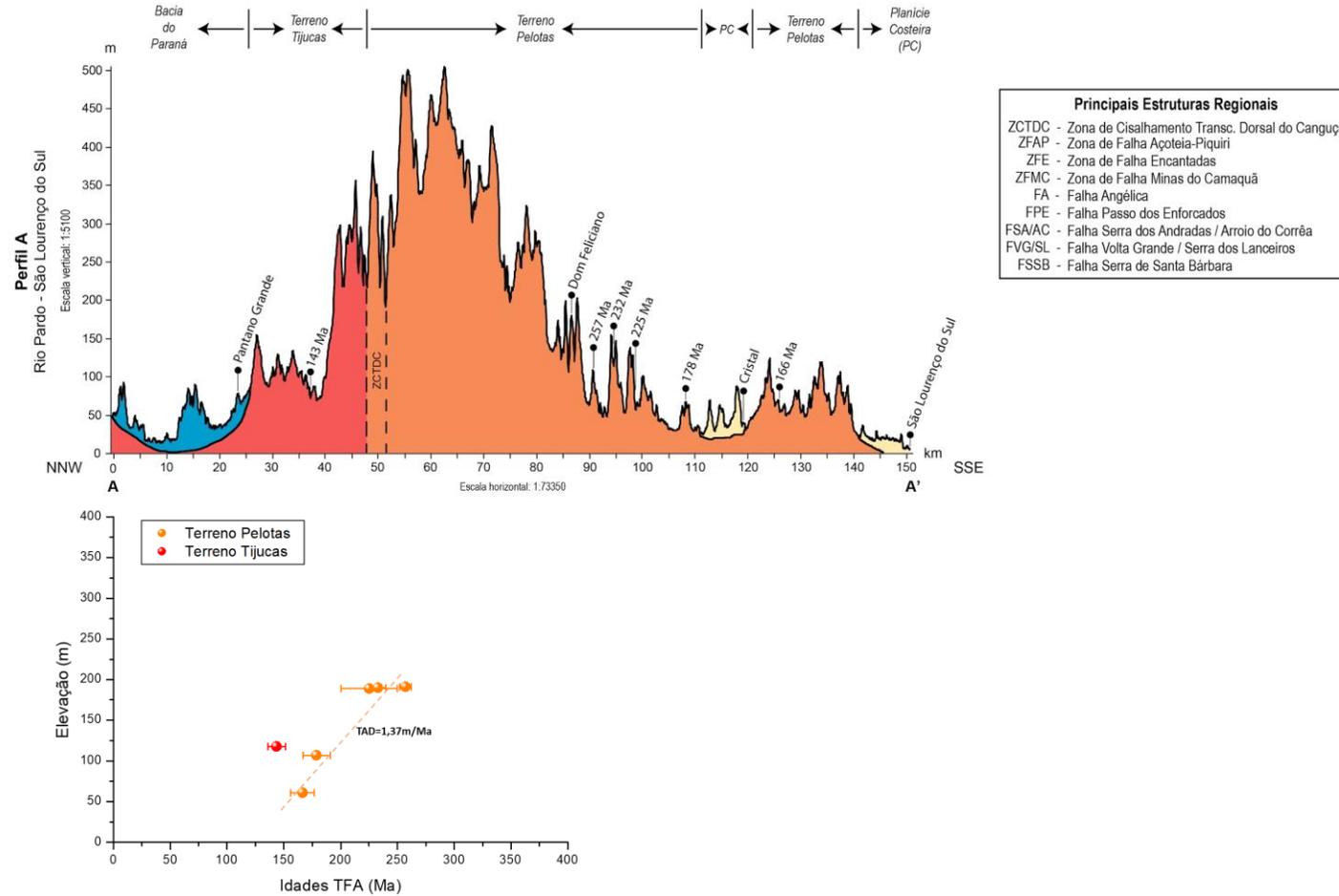


Figura 29: Perfil A (transecta A-A'), de orientação SE-NW, entre os municípios de Rio Pardo e São Lourenço do Sul e diagrama das idades TFA em função da elevação. TAD=1,37 m/Ma.

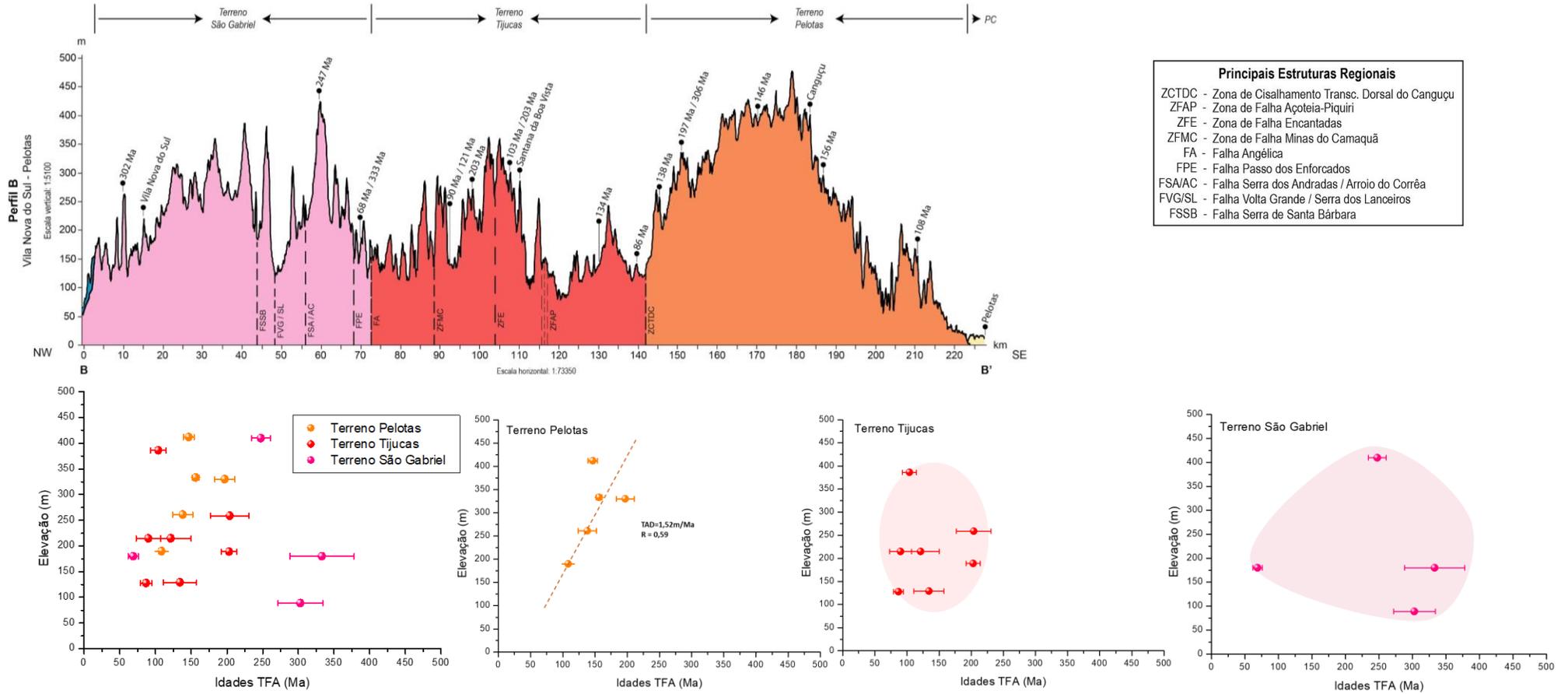


Figura 30: Perfil B (transecta B-B'), de orientação NW, entre os municípios de Vila Nova do Sul e Pelotas e diagramas das idades TFA em função da elevação separados por terrenos. Para o Terreno Pelotas é verificada uma correlação positiva enquanto que para os Terrenos Tijucas e São Gabriel há dispersão.

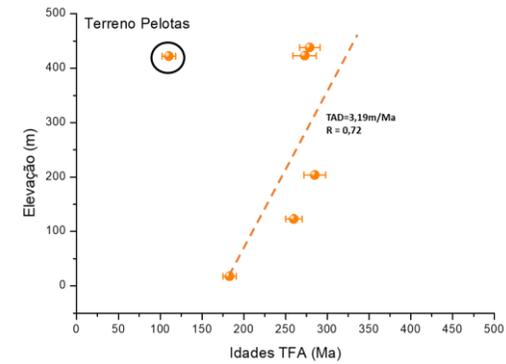
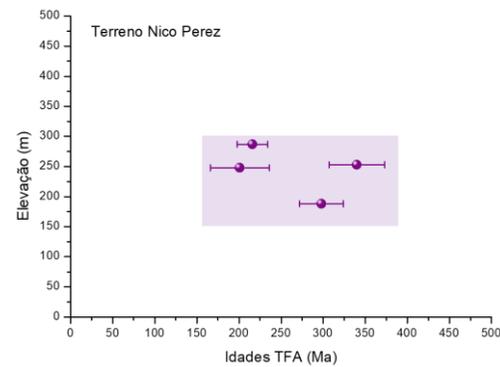
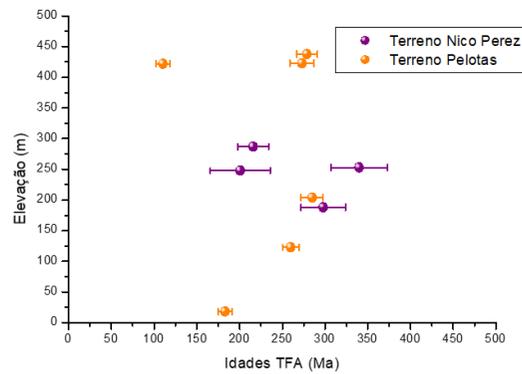
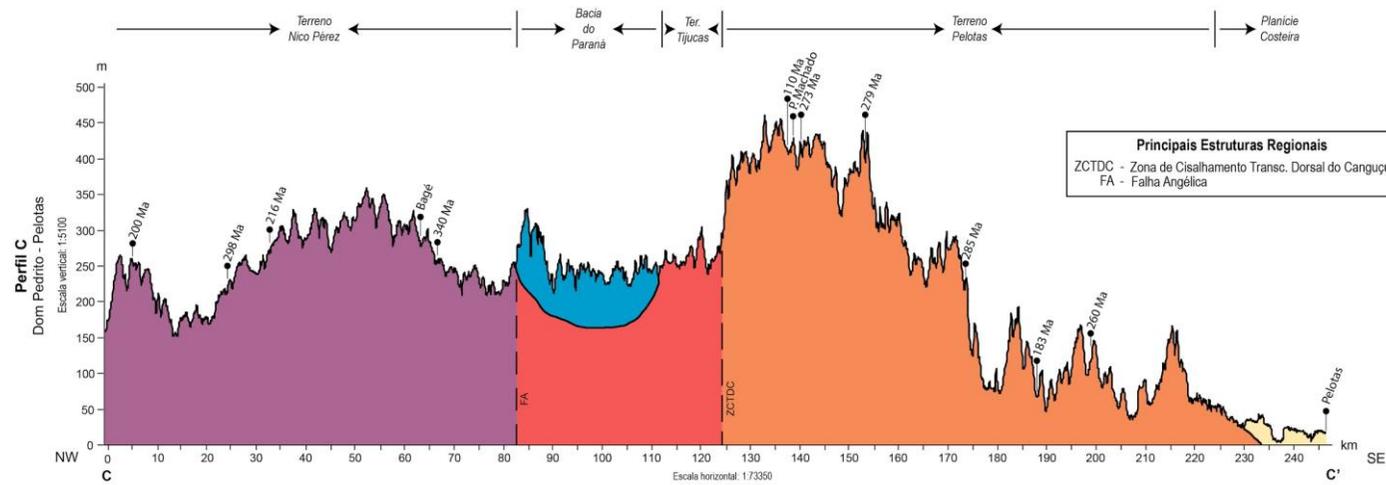


Figura 31: Perfil C (C- C'), de orientação NW, entre os municípios de Dom Pedrito e Pelotas e na parte inferior os diagramas Idades TFA x Elevação. Para o Terreno Pelotas, após exclusão de uma idade, assinalada pelo círculo preto, foi calculada uma TAD de valor de 3,19m/Ma.

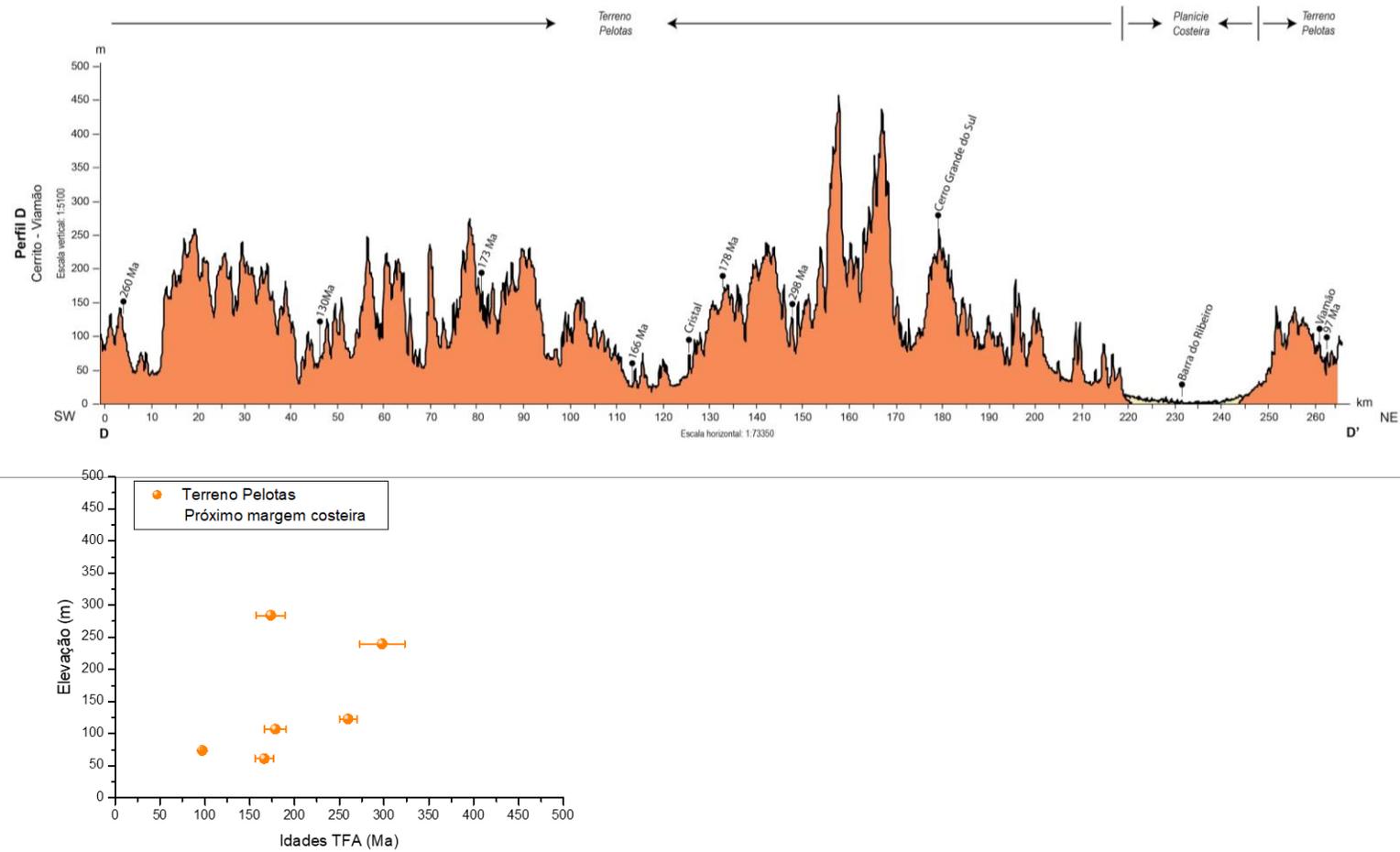


Figura 32: Perfil D (D - D'), de orientação NE, entre os municípios de Cerrito e Viamão e diagrama idades TFA em função da elevação.

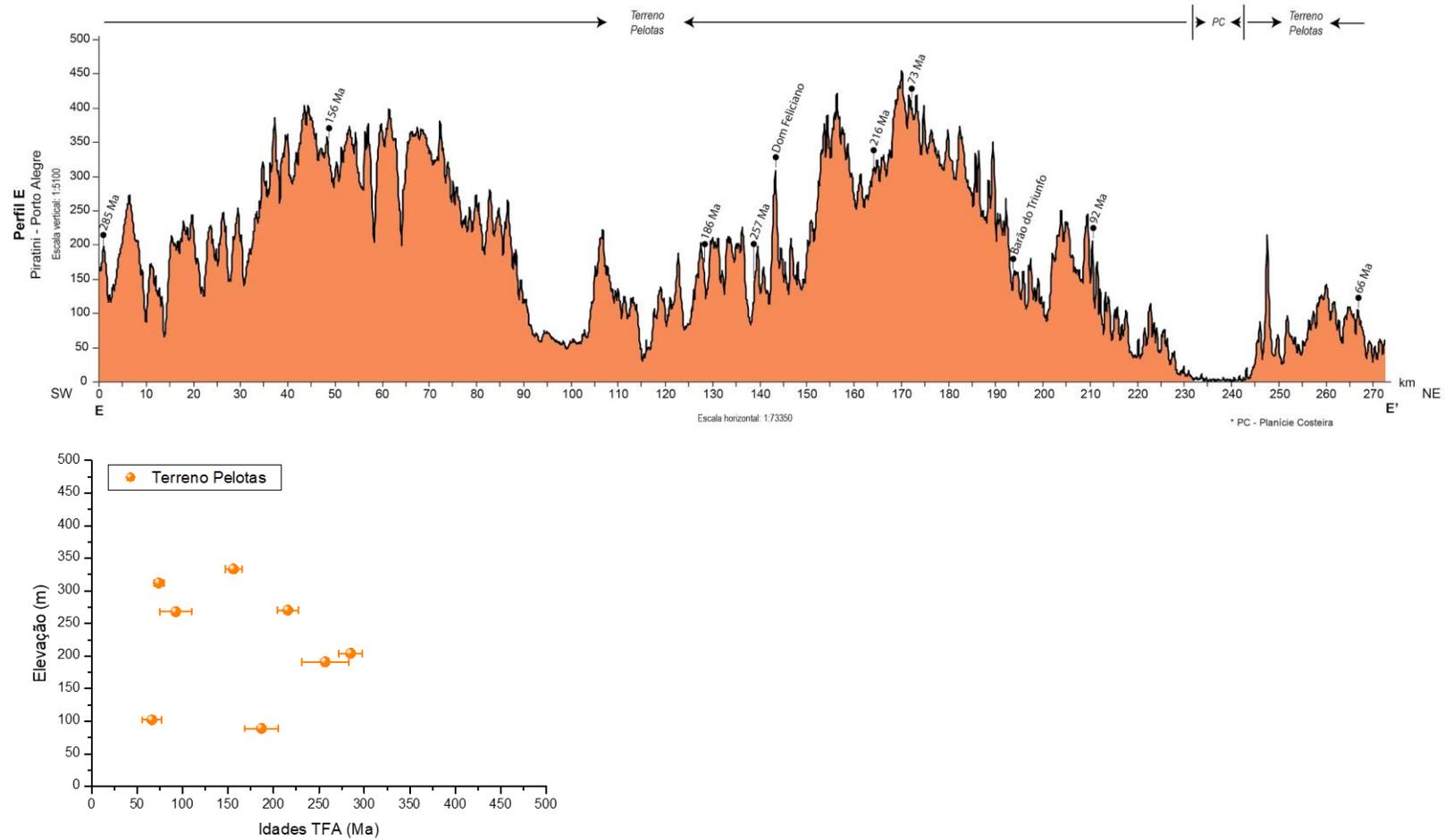


Figura 33: Perfil E (E - E'), de orientação NE, entre os municípios de Piratini e Viamão e diagrama idades TFA em função da elevação.

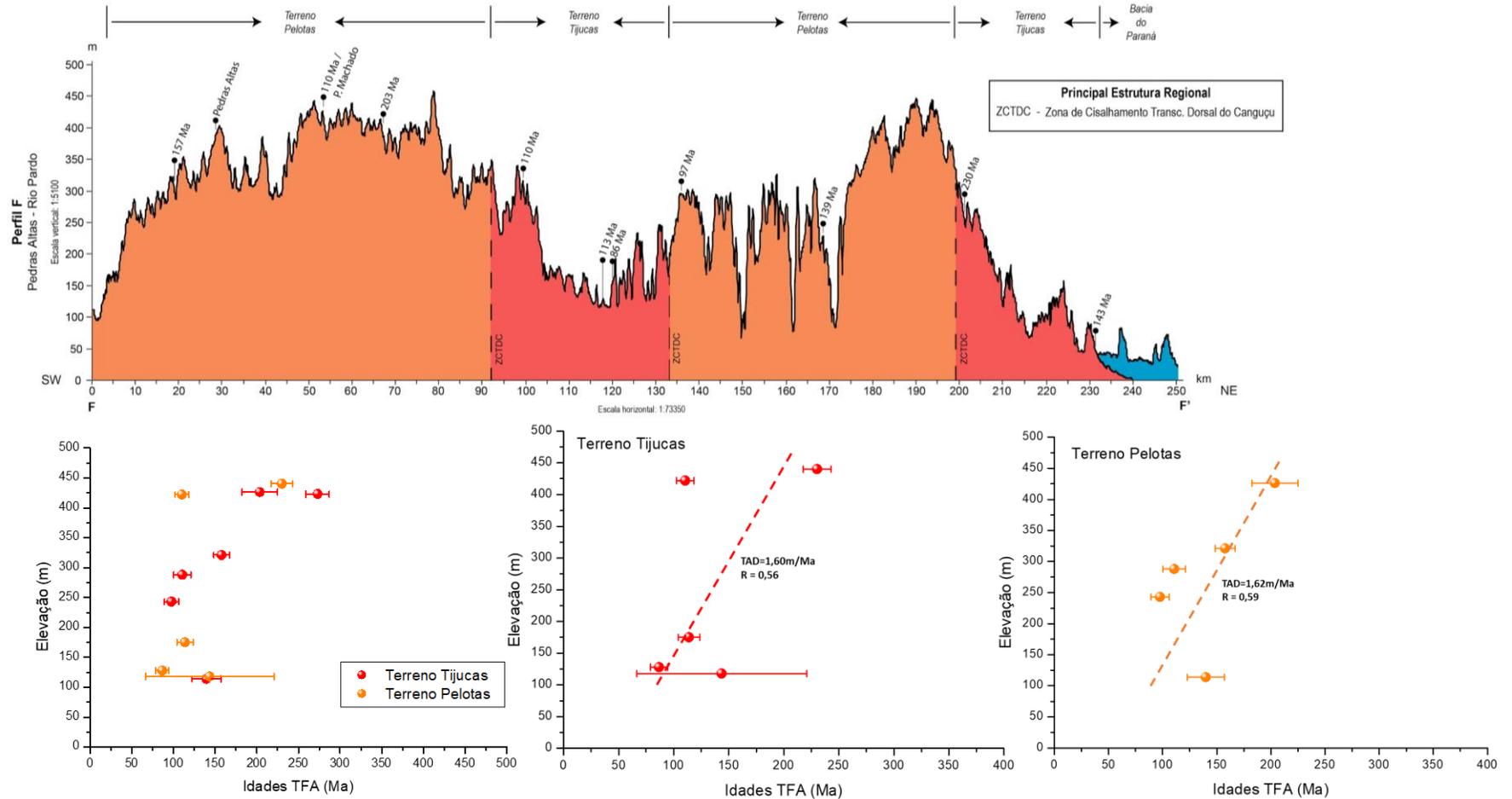


Figura 34: Perfil F (F - F'), de orientação NE, entre os municípios de Pedras Altas e Rio Pardo. Parte inferior da figura os diagramas idades TFA x elevação para todo o perfil e para os Terrenos Tijucas e Pelotas, cujas TADs são de 1,60 m/Ma e 1,62m/Ma respectivamente. R é o coeficiente de correlação calculado para cada uma das TADs.

6. Conclusões Finais

A termocronologia por Traços de Fissão é uma metodologia robusta para traçar as histórias térmicas de eventos ocorridos na superfície e subsuperfície terrestre em uma escala de tempo que varia de 1 Ma à 500 Ma. Com os dados “Traços de Fissão” faz-se modelagens com o uso de softwares e algoritmos de modelagem inversa como HefTy (simulação Monte Carlo) de Ketcham (2005) e Qtqt (inferência Bayesiana) de Gallagher (2012) que simulam e propõem histórias evolutivas dos terrenos à partir de dados TF. Para isto é necessário acessar os dados brutos de idades e de comprimentos de traços confinados. No presente estudo de avaliação das idades TFA no Escudo Sul-Rio-Grandense, embasada em dados secundários, não foi possível acessar os dados brutos e por consequência não foram feitas as modelagens dos dados TFA. As análises aqui feitas foram a partir de idades TFA aparentes, as quais não representam as verdadeiras idades dos eventos geológicos ocorridos (são sistematicamente mais novos do que os eventos). Entretanto, as análises permitiram avaliar a robustez dos dados disponíveis, estabelecer tendências acerca da distribuição das idades e dos eventos tectônicos-térmicos que condicionaram o comportamento dos terrenos do ESRG. Abaixo são listadas algumas conclusões importantes, quais sejam:

- 1) A base de dados disponível para o ESRG disponível neste estudo é de 80 idades TFA para uma área de em torno de 35.000 km², o que corresponde a uma amostra para cada 443 km². Por consequência torna-se evidente a grande sub-representatividade amostral e a dificuldade de propor-se um modelo evolutivo que englobe toda a área do ESRG.
- 2) A partir da análise estatística dos dados observou-se que 45% das idades TFA disponíveis do ESRG apresentam precisão sobre as idades entre 10% e 34%. Idades TFA com precisão de até 10% são consideradas como padrão no método dos Traços de Fissão, entretanto quando 45% das amostras apresentam precisão da idade acima de 10%, isto significa que ou os teores de urânio das amostras são muito baixos ou que o número de grãos datados foi muito reduzido, representando um desvio-padrão grande e com idades com pouca precisão.
- 3) Os comprimentos dos traços de fissão confinados (Lc) registram a história térmica das amostras. Os valores médios de Lc das amostras aqui datadas, variam entre 6 µm e 12 µm, considerados curtos e demonstrando que as amostras registraram vários eventos e histórias térmicas complexas. Apenas duas amostras apresentam

comprimentos confinados com 13 μm , o que corresponde a uma história térmica simples.

- 4) Os diagramas de correlação de litologia x altitude, permitiram evidenciar que no caso dos fonolitos a passagem pela ZEP (Zona de Estabilidade Parcial) foi rápida para todas as amostras e tendo ocorrido há 109 Ma, provavelmente em decorrência de processos extensionais locais. Para as rochas sedimentares, principalmente as da Bacia do Camaquã, interpretou-se que as idades TFA registraram os eventos de exumação, erosão e transporte das áreas-fonte. Segundo Cardone, uma provável proveniência seja a Serra das Encantadas. Para as demais rochas, ígneas e metamórficas, a forte dispersão dos dados não permitiu tecer maiores interpretações.
- 5) No estudo da distribuição das idades TFA em função dos Terrenos tectônicos foi observado que para o Terreno Pelotas permanece uma distribuição aleatória das idades e no Terreno Tijucas foi observada uma aceleração da taxa aparente de denudação há 140 Ma, devido a rearranjo isostático como início dos derrames vulcânicos da BC do PR. Esta TAD provavelmente foi causada por reativação de falhas, podendo estar igualmente associada ao início de rotação da placa sul-americana neste período. Já para o Terreno São Gabriel foi observado que há evidências de basculamento de blocos no limite Permiano-Triássico (250Ma), evento associado a processos extensionais e à Supersequência Gondwana II. Por fim, no Terreno Nico-Perez foi somente possível identificar uma exumação generalizada, porém se deve atentar para a fraca representatividade amostral da área.
- 6) A análise de distribuição das idades TFA ao longo dos perfis mostra a tendência de aumento das idades com as altitudes e com a distância à margem continental, comportamento normal para a metodologia. Esta tendência é mais pronunciada para os perfis perpendiculares à margem, sendo que para os perfis paralelos à margem há uma certa dispersão. Também observou-se que há uma forte correlação entre as idades e o controle tectônico, onde as idades são rejuvenescidas quando próximas de zonas de falhas e de fraturas.
- 7) As idades TFA no Terreno Pelotas, tendem a ser mais novas a nordeste do ESRG e mais antigas a sul-sudeste. Provavelmente as idades TFA a nordeste registram reativações da Zona de Falhas Transcorrentes Dorsal Canguçu (ZFTDC) que intersecta outras falhas perpendiculares locais e onde as idades são entre 67-97 Ma. A sul-sudeste a maioria das idades se estabelecem em 100-285 Ma.

- 8) Na porção central do ESRG, cuja expressão maior é do Terreno Tijuca com uma densidade amostral mais representativa, as taxas de denudação aparente dos diferentes blocos são variáveis entre si. O comportamento dos blocos separados por fraturas e falhas são como de teclas de piano, por vezes são movimentos de exumação e por vezes de soterramento. No Terreno Tijuca observa-se que há igualmente uma forte densidade de falhas e litologias variadas.
- 9) Pelos resultados produzidos no presente estudo foi possível afirmar que as idades TFA expressam as manifestações tectônicas da região, com reativações de falhas, processos compressionais e extensionais.
- 10) Pela análise das distribuições das idades no ESRG como um todo e pela análise dos diferentes trabalhos de referência conclui-se que interpretações robustas sobre a história evolutiva de uma determinada área são obtidas sistematicamente em trabalhos cujas áreas de aplicação dos estudos são menores, com uma amostragem mais densa, com controle e descrição das estruturas e das falhas e integração de dados geológicos e estratigráficos de detalhe, para posteriormente realizar-se as modelagens dos dados TFA.
- 11) As idades TFA aparentes, entre 67 Ma e 340 Ma, registraram a história evolutiva do ESRG a partir da etapa cratônica. Esta etapa é caracterizada por tensões compressionais e extensionais e está associada à deposição das unidades da Bacia do Paraná e alguns registros magmáticos locais. As etapas tafrogênica e drifte do ESRG, apresentam idades TFA nos Terrenos Pelotas, Tijuca e São Gabriel. A etapa tafrogênica é marcada por processos predominantemente extensionais, pelo vulcanismo Serra Geral (131 Ma) mas também com o magmatismo de rochas fonolíticas (95-120 Ma). Considera-se que o magmatismo Serra Geral possa estar relacionado com os primeiros estágios de ruptura do supercontinente Gondwana e abertura do oceano Atlântico Sul. A etapa drifte, de estabilidade crustal, é caracterizada por tensões do tipo “Farfield”. Entretanto, parece não haver registro das etapas tafrogênica e drifte no Terreno Nico Perez, pois há apenas uma idade TFA de 134 Ma.

7. REFERÊNCIAS

- Almeida, F.F.M. 1981. Síntese sobre a tectônica da Bacia do Paraná. Atas do II Simpósio Regional de Geologia, SBG, São Paulo.
- Almeida, F.F.M. 1983. Relações tectônicas das Rochas Alcalinas Mesozoicas da Região Meridional da Plataforma Sul-Americana. Revista Brasileira de Geociências, Vol. 13. p.139-158.
- Almeida, F.F.M. 1986. Distribuição Regional e Relações Tectônicas do Magmatismo Pós – Paleozoico no Brasil. Revista Brasileira de Geociências, Vol. 16(4): 325-349. As Saber, A.N. 1969. Participação das Superfícies Aplainadas nas Paisagens do Rio Grande do Sul. Geomorfologia, São Paulo, 11: 1-17.
- Almeida, F.F.M., Hasui, Y., Brito Neves, B.B., Fuck, R.A., 1977. Províncias estruturais brasileiras. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 8., 1977, Campina Grande, Atas... Campina Grande, SBG, p. 363-391.
- Almeida, D.P.M., Zerfass, H., Basei, M.A., Petry, K., Gomes, C.H., 2002. The Acampamento Velho Formation, a Lower Cambrian bimodal volcanic package: geochemical and stratigraphic studies from the Cerro do Bugio, Perau and Serra de Santa Bárbara (Caçapava do Sul, Rio Grande do Sul, RS – Brazil). Gondw. Res., 5(3): 721-733.
- Almeida, D.P.M., Borba, A.W., Chemale Jr., F., Koester, E., Conceição, R.V., 2003. Isotopic signature of the Acampamento Velho and Rodeio Velho volcanic successions from the Camaquã Basin, southern Brazil. In: South American Symposium on Isotope Geology, 4, v. 2, pp. 491-494.
- Almeida, R.P. 2005. Tectônica e sedimentação do Ediacarano ao Ordoviciano: exemplos do Supergrupo Camaquã (RS) e do Grupo Caacupé (Paraguai Oriental). Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. 203 f.
- Almeida, R.P., Santos, M.G., Fragoso-Cesar, A.R., Janikian, L., & Fambrini, G.L., 2012. Recurring extensional and strike-slip tectonics after the Neoproterozoic collisional events in the southern Mantiqueira province. Anais da Academia Brasileira de Ciências, 84(2), 347-376.

- Almeida, D.P.M., Chemale Jr., F., Machado, A., 2012. Late to Post-Orogenic Brasiliano-Pan-African Volcano-Sedimentary Basins in the Dom Feliciano Belt, Southernmost Brazil, in: Al-Juboury, A.I. (Ed.), *Petrology – New Perspectives and Applications*, pp. 73-135.
- Amaral, G., Bushee, J., Cordani, U.G., Kawashita, K., Reynolds, J.H., 1966. Potassium Argon Dates of Basaltic rocks from Southern Brazil. *Geoch. Cosm. Acta*, 30 (2): 159-189.
- Asmus, H.E. 1984. Geologia da margem continental brasileira. In: C. Schobbenhaus; Campos, D.A.; Derze, G.R.; Asmus, H.E., coord. *Geologia do Brasil; explanatory text of geological map of Brazil and adjoining ocean floor including mineral deposits*, 1:2500000. Brasília, DNPM. p.443-72.
- Asmus, H.E. & Baisch, P.R. 1983. Geological evolution of the Brazilian continental margin. *Episodes*, 4: 3-9.
- Asmus, H.E. & Porto, R. 1972. Classificação das bacias sedimentares brasileiras segundo a tectônica das placas. *Congresso Brasileiro De Geologia*, 26, Belém, Anais. SBG, Vol. 2, p. 67-90.
- Autoscan Systems Pty. Ltd., Melbourne, Australia, 2001. *Guide to equipment needed for the preparation of samples for the external detector method of fission track dating*.
- Baitelli, R. 1992. Geocronologia por traços de fissão de Maciços Alcalinos do Brasil Meridional. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre, 204p.
- Barbarand, J., Carter, A., Wood, I., Hurford, T., 2003. Compositional and structural control of fission track annealing in apatite. *Chem Geol*, 198: 107–137.
- Barnes, J.W. 1981. *Basic Geological Mapping*. Geological Society of London. Handbook Series. Open University Press, 112 pp.
- Basei, M.A.S., Siga Jr., O., Masquelin, H., Harara, O.M., Reis Neta, J.M., Preciozzi, F., 2000. The Dom Feliciano Belt of Brazil and Uruguay and its Foreland Domain, the Rio de la Plata Craton, framework, tectonic evolution and correlation with similar provinces of Southwestern Africa. In: Cordani, U., Milani, E.J., Campos, D.A. (Org.), *Tectonic Evolution of South American Platform*. SBG, Rio de Janeiro, v. 1, p. 311- 334.

- Basei, M.A.S., Frimmel, H.E., Nutman, A.P., Preciozzi, F., 2008. West Gondwana amalgamation based on detrital zircon ages from Neoproterozoic Ribeira and Dom Feliciano belts of South America and comparison with coeval sequences from SW Africa. Geological Society, London, Special Publications, 294(1): 239- 256.
- Beurlen, K. & Martins, E.A. 1956. O escudo Sul-rio-grandense: Conceito Geológico e Paleogeográfico. Boletim do Museu Nacional, RJ, 23: 1-25.
- Bicca, M. M., Chemale Jr, F., Jelinek, A. R., de Oliveira, C. H. E., Guadagnin, F., Armstrong, R., 2013. Tectonic evolution and provenance of the Santa Bárbara Group, Camaquã Mines region, Rio Grande do Sul, Brazil. Journal of South American Earth Sciences, 48, 173-192.
- Bigarella, J.J. 2003. Estrutura e origem das paisagens tropicais e subtropicais. 3. Florianópolis: ed. da UFSC.
- Bilhar, J.D. 2021. Evolução morfoestrutural do Gráben Arroio Moirão, RS: Integração de técnicas geomorfológicas e de termocronologia por traços de fissão / Jaqueline Dickel Bilhar. Trabalho de conclusão de curso (Graduação) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências, Curso de Geologia, Porto Alegre, BR-RS. 104 f.
- Bitencourt, M.F.A.S. 1983. Geologia, petrologia e estrutura dos metamorfitos da região de Caçapava do Sul, RS. Dissertação (mestrado) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Instituto de Geociências. Curso de Pós-Graduação em Geociências, Porto Alegre, BR-RS.
- Borba, A.W. 2001. Formação Santa Bárbara (Eo-paleozóico da região de Caçapava do Sul): uma nova visão através de técnicas estratigráficas e geocronológicas. Dissertação de Mestrado, Universidade do Rio Grande do Sul, 131p.
- Borba, A.W. & Mizusaki, A.M.P. 2002. Significado tectônico dos depósitos de leques aluviais da Formação Santa Bárbara (Eo-paleozóico) na região de Caçapava do Sul (RS, Brasil). Pesquisas em Geociências, V. 29 (1), pp. 31-41.
- Borba, A.W., Vignol-Lelarge, M.L.M.V., Mizusaki, A.M.P., 2002. Uplift and denudation of the Caçapava do Sul granitoids (southern Brazil) during Late Paleozoic and Mesozoic: constraints from apatite fission-track data. Journal of South American Earth Sciences 15 (2002) 683-692.

- Borba, A.W. & Mizusaki, A.M.P. 2003. Santa Barbara Formation (Caçapava do Sul, southern Brazil): depositional sequences and evolution of an Early Paleozoic post-collisional basin. *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 16 (5), pp. 365-380.
- Borba, A.W., Lima, E.F., Vignol-Lelarge, M.L.M., Mizusaki, A.M.P., Sparrenberg, I., Barros, C.E., 2003. Significance of Late Paleozoic fission-track ages in volcanic rocks from the Lavras Do Sul Region, Southernmost Brazil. *Gondwana Res.* 6, 79–88.
- Borba, A.W. 2006. Evolução geológica da “Bacia do Camaquã” (Neoproterozóico e Paleozóico inferior do Escudo Sul-rio-grandense, RS, Brasil): uma visão com base na integração de ferramentas de estratigrafia, petrografia e geologia isotópica. Porto Alegre, 110p. Tese de Doutorado, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Braun, O.P.G. 1971. Contribuição à geomorfologia do Brasil central. *Rev. Bras. Geografia*, 32(3): 39.
- Bruckmann, M.P., Hartmann, L.A., Philipp, R.P., 2015. Datação U-Pb e geoquímica de zircões do Grupo Serra Geral, Sul do Brasil. Trabalho de conclusão de curso - Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Instituto de Geociências. Curso de Geologia, Porto Alegre, BR-RS.
- Burtner R.L., Nigrini A., Donelick R.A., 1994. Thermochronology of Lower Cretaceous source rocks in the Idaho-Wyoming thrust belt. *AAPG Bull* 78 (10): 1613-1636.
- Campos, C.W.M., Ponte, F.C., Miura, K., 1974. Geology of the Brazilian continental margin. In: Burk C. A. & Drake, C. L. eds. *The geology of continental margins*. New York. Springer-Verlag. p. 47-61.
- Caravaca, G. 1998. Estratigrafia, faciologia e proveniência dos Alogrupos Bom Jardim e Santa Bárbara na região de Encruzilhada do Sul, RS: uma contribuição à análise da Bacia do Camaquã. Unpublished M.Sc. Dissertation, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 274p.
- Cardone, L.B. 2020. Análise de traços de fissão em apatita no setor centro-oeste da Antiforme de Santana da Boa Vista/RS, Brasil – implicações para a evolução geomorfológica da Serra

- das Encantadas. Porto Alegre, 103p. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Cerva-alves, T. 2017. Geologia dos Carbonatitos ediacaranos de Caçapava do Sul, Rio Grande do Sul, Brasil. Dissertação (mestrado) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Instituto de Geociências. Programa de Pós-Graduação em Geociências, Porto Alegre, BR-RS. 103f.: il.
 - Chemale Jr., F. 1993. Bacias molássicas brasileiras. *Acta Geológica Leopoldensia*, Vol. 37, p. 109-118.
 - Chemale Jr. F., Hartmann, L. A., Silva, L. C., 1995. Stratigraphy and tectonism of the Brasiliano Cycle in southern Brazil. *Communications of the Geol. Surv. Namíbia*, V. 10, pp. 151-166.
 - Chemale Jr., F., Wildner, W., Lima, E. F., Van Schmus, W. R., 1999. Isotopic studies of Brasiliano retro-arc magmatism in Southern Brazil [abs.]. In: *Simpósio Sobre Vulcanismo e ambientes associados*, 1., Anais, Gramado, RS., SBG, p. 57.
 - Chemale Jr., F. 2000. Evolução geológica do Escudo Sul-rio-grandense. In: Holz, M., De Ros, L.F. (Eds.) *Geologia do Rio Grande do Sul*. CIGO-UFRGS, pp. 13-52.
 - Chemale Jr., F., Mallmann, G., Bitencourt, M. F. & Kawashita, K., 2012. Time constraints on magmatism along the Major Gercino Shear Zone, southern Brazil: implications for West Gondwana reconstruction. *Gondwana Research*, 22(1): 184-199.
 - Conceição J. C. J., Zalán P. V., Wolf S., 1988. Mechanism, Evolution and Chronology of South Atlantic Rifting. Article in *Boletim de Geociências – Petrobras*.
 - Cordani, U. G., Halpern, M., Berenholc, M., 1974. Comentários sobre as determinações geocronológicas da Folha de Porto Alegre. In: *Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Folha de Porto Alegre e Lagoa Mirim*. Brasília, DNPM, p. 70-84.
 - Cruz, R. F. 2019. Levantamento geológico e do potencial mineral de novas fronteiras: Projeto Sudeste do Rio Grande do Sul: escalas 1:250.000 e 1:100.000; Estado do Rio Grande do Sul. Porto Alegre, CPRM, 173p.

- Dal Olmo-Barbosa, L., Koester, E., Vieira, D. T., Porcher, C. C., Grings, D. C., 2021. Crystallization ages of the basic intrusive Ediacaran magmatism in the southeastern Dom Feliciano Belt, southernmost Brazil: implications in the belt geodynamic evolution. *Journal of South American Earth Sciences*, 108: 103143.
- Dani, A.P.O. 2013. Caracterização faciológica e petrográfica da Formação Santa Tecla, RS. / Ana Paula de Oliveira Dani. Monografia (Trabalho de Conclusão de Curso) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Graduação em Geologia. Instituto de Geociências. Porto Alegre, RS, BR. 77 f.: il
- Donelick, R.A., O'Sullivan, P.B., Ketcham, R.A., 2005. Apatite fission-track analysis. In: Reiners P, Ehlers T (eds) *Low-temperature thermochronology*. *Rev Min Geochem* 58: 49–94.
- Duddy, I.R., Green, P.F., Laslett, G.M., 1988. Thermal annealing of fission tracks in apatite 3: variable temperature behaviour. *Chem Geol (Isot Geosci Sect)* 73: 25–38.
- Faccini, U.F. 2000. Estratigrafia do permo-triássico do Rio Grande do Sul: estilos deposicionais versus espaço de acomodação. Porto Alegre. Tese de Doutorado, Programa de Pós-graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 332p.
- Faccini, U.F., Giardin, A., Machado, J.L.F., 2003. Heterogeneidades litofaciológicas e hidrostratigrafia do Sistema Aquífero Guarani na região central do estado do Rio Grande do Sul, Brasil. in: Paim, P.S.G; Faccini, U.F.; Netto, R.G. (Ed.). *Geometria, arquitetura e heterogeneidades de corpos sedimentares*. São Leopoldo, Universidade do Vale do Rio dos Sinos, p. 147-173.
- Faccini, U.F. 2007. Tectonic and climatic induced changes in depositional styles of the Mesozoic sedimentary record of Southern Paraná Basin, Brazil. *Problems in Western Gondwana Geology I*, Gramado, Extended Abstracts.
- Fernandes, L.A.D., Tommasi, A., Porcher, C.C., 1992. Deformation patterns in the southern brazilian branch of the Dom Feliciano Belt: a reappraisal. *Journal of South America Earth Sciences* 5 (1), 77-96.
- Fernandes, L.A.D., Tommasi, A., Vauchez, A., Porcher, C.C., Menegat, R., Koester, E., 1993. Zona de cisalhamento transcorrente Dorsal de Canguçu: Caracterização e importância na

compartimentação tectônica do Cinturão Dom Feliciano. *Revista Brasileira de Geociências*, 23(2): 224-233.

- Fernandes, L.A.D., Menegat, R., Costa, A.F.U., Koester, E., Porcher, C.C., Tommasi, A., Kraemer, G., Ramgrab, G.E., Camozzato, E., 1995a. Evolução tectônica do Cinturão Dom Feliciano no Escudo Sul-rio-grandense, Parte I – uma contribuição a partir do registro geológico. *Revista Brasileira de Geociências*, 25 (4), 351-374.
- Fernandes, L.A.D., Menegat, R., Costa, A.F.U., Koester, E., Porcher, C.C., Tommasi, A., Camozzato, E., 1995b. Evolução Tectônica do Cinturão Dom Feliciano no Escudo Sul-rio-grandense: Parte II-uma contribuição a partir das assinaturas geofísicas. *Revista Brasileira de Geociências*, 25(4), 375-384.
- Fernandes, L.A.D. & Coimbra, A.M. 1996. A Bacia Bauru (Cretáceo Superior, Brasil). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 68, pp. 195-205.
- Figueiredo, A.M.F. 1985. Geologia das bacias brasileiras. In: *Avaliação de formações no Brasil*. WEC Brasil. Schlumberger, Brasil. p. 1-38.
- Fleischer, R.L. & Price, P.B. 1964. Techniques for geological dating of minerals by chemical etching of fission fragment tracks. *Geochim et Cosmochim Acta* 28: 1705–1714.
- Fleischer, R.L., Price, P.B., Walker, R.L., 1975. *Nuclear tracks in solids: principles and applications*. University of California Press, Berkeley.
- Flores, J.A.A. 1992. O Boro na Formação Arroio dos Nobres, Proterozóico superior do Escudo Sul-rio-grandense. In: *Workshop sobre as bacias molássicas brasileiras*, Boletim de Resumos Expandidos, pp. 31-34.
- Flores, J.A.A., Lima, E.F., Pintaúde, D.A., 1992. Caracterização da sequência vulcano-sedimentar do Membro Mangueirão na área do Cerro da Árvore, Encruzilhada do Sul. In: *Workshop sobre as bacias molássicas brasileiras*, Boletim de Resumos Expandidos, pp. 39-43.
- Fodor, R.V., Mckee, E.H., Asmus, H.E.K., 1984. Ages and the opening of the south Atlantic ocean; basaltic rock from the Brazilian margin. *Marine Geology*, 54: M1-M8.

- Formoso, M.L.L. & Willig, C. 1966. A discordância Palermo-Santa Tecla. Notas e Estudos da Escola de Engenharia da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1(2): 83-91.
- Fragoso-Cesar, A.R.S. & Santos, A.R. 1984. Depósitos molássicos das áreas de escudo adjacentes à Bacia do Paraná. Congresso Brasileiro de Geologia, Anais. Rio de Janeiro: SBG, Vol. 2, p. 1009-1011.
- Fragoso-Cesar, A.R.S., Figueiredo, M.C.H., Soliani Jr., E., Faccini, U.F., 1986. O Batólito Pelotas (Proterozóico Superior/ Eo-Paleozóico) no Escudo do Rio Grande do Sul. In: Congresso Brasileiro De Geologia, Anais, 34, Goiânia, SBG. Vol. 3, p 1322-1343.
- Fragoso-Cesar, A.R.S., Fambrini, G.L., Almeida, R.P., Pelosi, A.P.M.R., Janikian, L., Riccomini, C., Machado, R., Nogueira, A.C.R., Saes, G.S., 2000. The Camaquã extensional basin: Neoproterozoic to Early Cambrian sequences in southern most Brazil. Revista Brasileira de Geociências, São Paulo, Vol. 30, n. 3, p. 442-445.
- Freitas, R.C., Rostirolla, S.P., Ferreira, F.J.F., 2005. Geoprocessamento multitemático e análise estrutural no Sistema Petrolífero Irati - Rio Bonito, Bacia do Paraná. Boletim de Geociências da Petrobrás 14, 71-93.
- Fúlfaro, V.J., Saad, A.R., Santos, M.V., Viana, R.V., 1982. Compartimentação e evolução tectônica da Bacia do Paraná. Ver. Bras. Geociência, 12: 590-611.
- Poupeau, G., Soliani Jr., E., Kawashita, E., Baitelli, R., Berbert, M., Cesar, M.F., 1985. Um Perfil Geocronológico (K-Ar/Traços De Fissão) Leste-Oeste no Escudo Sul-Rio-Grandense. Centro Brasileiro de Pesquisas Físicas (CBPF), Rio de Janeiro. CBPF-NF-Q82/85.
- Gastal, M.C.P. & Lafon, J.M. 2001. Novas idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ e geoquímica isotópica Nd-Sr para granitóides shoshoníticos e alcalinos das regiões de Lavras do Sul e Taquarembó, RS. In: VIII Congresso Brasileiro de Geoquímica, Anais, 8, Curitiba: SBGEO, Vol. 1, p. 21-26.
- Gastal, M.C.P., Lafon, J.M., Koester, E., 2003. Sr-Nd-Pb isotopes for minettes and granitoids from the Lavras do Sul Intrusive Complex, RS. In: Simpósio Sul-Americano de Geologia Isotópica, 4, Salvador, Short papers, Vol. 2, p. 564-567.
- Gastal, M.C.P. 2005. Rochas básicas e intermediárias associadas ao complexo intrusivo Lavras do Sul, RS: Química Mineral, litogeoquímica e isótopos Pb-Sr-Nd. Simpósio de

- vulcanismo e ambientes associados, Anais (3.:2005: Cabo Frio, RJ). Rio de Janeiro: SBG. p. 89-94.
- Gallagher, K., Sambridge, M., Drijkoningen, G., 1991. Genetic Algorithms: an evolution from Monte Carlo methods for highly non-linear geophysical optimization. *Geophysical Research Letters* 18, 2177-2180.
 - Gallagher, K., Brown, R., Johnson, C., 1998. Fission Track Analysis and Applications to Geological Problems. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 26: 519-72.
 - Gallagher, K. 2012. Transdimensional inverse thermal history modeling for quantitative thermochronology. *J Geophys Res* 117: B02408.
 - Girelli, T. J., Chemale Jr., F., Lavina, E. L. C., Laux, J. H., Bongiolo, E. M., Lana, C., 2018. Granulite accretion to Rio de la Plata Craton, based on zircon U-Pb-Hf isotopes: Tectonic implications for Columbia Supercontinent reconstruction. *Gondwana Research*, 56: 105-118.
 - Gleadow, A.J.W. & Lovering, J.F. 1977. Geometry factor for external detectors in fission track dating. *Nucl Track Detect* 1: 99-106.
 - Gleadow, A.J.W. & Duddy, I.R. 1981. A natural long term annealing experiment for apatite. *Nucl.Tracks* 5: 169-74.
 - Gleadow, A.J.W., Duddy, I.R., Green, P.F., Hegarty, K.A., 1986. Fission track lengths in the apatite annealing zone and the interpretation of mixed ages. *Earth Planet Sci Lett* 78: 245-254.
 - Gleadow, A.J.W., Belton, D.X., Kohn, B.P., 2002. Fission track dating of phosphate minerals and the thermochronology of apatite. *Rev Mineral Geochem* 48(1): 579-630.
 - Gomes, C.H. & Almeida, D. 2019. New insights into the Gondwana breakup at the 882 Southern South America by apatite fission-track analyses. *Advances in Geosciences*, 47, 1-15.
 - Goñi, J.C., Goso, H., Issler, R.S., 1962. Estratigrafia e Geologia Econômica do Pré-Cambriano e Eo-Paleozóico Uruguaio-Sul-Riograndense. *Esc. Geol. Universidade Federal do Rio Grande do Sul*, 3: 1-105.

- Goulart, R.V., Vignol-Lelarge, M.L.M., Menegat, R., 2007. Evolução termocronológica da formação Guaritas com base em análise estratigráfica e traços de fissão em apatitas. Trabalho de conclusão de curso - Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Instituto de Geociências. Bacharelado em Geologia, Porto Alegre, BR-RS, 2007.
- Green, P.F. 1981a. Track-in-track length measurements in annealed apatites. *Nucl Tracks* 5: 121-128.
- Green, P.F. 1981b. A new look at statistics in fission track dating. *Nucl Tracks* 5:77-86.
- 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. *Chem Geol* 59: 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 4. Quantitative modelling techniques and extension to geological timescales. *Chem Geol Isot Geosci Sect* 79(2): 155-182.
- Harker, A. 1896. The natural history of igneous rocks. I. Their geographical and chronological distribution. *Sci. Progress*, 6.
- Hartmann, L.A., Leite, J.A.D., Silva, L.C., Remus, M.V.D., McNaughton, N.J., Groves, D.I., Fletcher, I.R., Santos, J.O.S., Vasconcellos, M.A.Z., 2000. Advances in SHRIMP geochronology and their impact on understanding the tectonic and metallogenic evolution of southern Brazil. *Australian Journal of Earth Sciences* 47 (5) 829-844.
- Hartmann, L.A., Chemale Jr., F., Philipp, R.P., 2007. Evolução geotectônica do Rio Grande do Sul no Pré-Cambriano. In: Iannuzzi, R.; Frantz, J.C. 50 Anos de Geologia - Instituto de Geociências: contribuições. Porto Alegre, Comunicação e Identidade, p. 97-123.
- Hartmann, L.A., Santos, J.O.S., McNaughton, N.J., 2008. Detrital Zircon U-Pb Age Data and Precambrian Provenance of the Paleozoic Guaritas Formation, Southern Brazilian Shield. *International Geology Review* 50, 364-374.
- Hartmann, L.A., Werle, M., Michelin, C.R.L., Lana, C., Queiroga, G.N., Castro, M.P., Arena, K.R., 2019. Proto-Adamastor ocean crust (920 Ma) described in Brasiliano Orogen from contemporaneous zircon and tourmaline. *Geosciences Frontiers*, 10(4): 1623-1633.
- Hasebe, N., Tagami, T., Nishimura, S., 1994. Towards zircon fission-track thermochronology; reference framework for confined track length measurements. *Chem. Geol.* 112: 169-78.

- Hasebe, N., Barbarand, J., Jarvis, K., Carter, A., Hurford, A.J., 2004. Apatite fission track chronometry using laser ablation ICP-MS. *Chem. Geol.* 207: 135-145.
- Heilbron, M., Pedrosa-Soares, A.C., Campos Neto, M., Silva, L.C., Trouw, R.A.J., Janasi, V.A., 2004. Província Mantiqueira. In: Mantesso Neto, A., Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R., Brito Neves, B.B. (Eds.). *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo, Beca, p. 203-234.
- Höfig, D.F., Marques, J.C., Basei, M.A.S., Giusti, R.O., Kohlrausch, C., Frantz, J.C., 2018. Detrital zircon geochronology (U-Pb LA-ICP-MS) of syn-orogenic basins in SW Gondwana: New insights into the Cryogenian-Ediacaran of Porongos Complex, Dom Feliciano Belt, southern Brazil. *Precambrian Research*, 306: 189-208.
- Hueck, M., Oyhantçabal, P., Phillip, R.P., Basei, M.A.S., Siegesmund, S., 2018. The Dom Feliciano Belt in Southern Brazil and Uruguay. In: Siegesmund, S., Basei, M. A. S., Oyhantçabal, P. & Oriolo, S. (eds). *Geology of Southwest Gondwana*, Springer, p. 267-302.
- Hurford, A.J. 1986. Cooling and uplift patterns in the Lepontine Alps, south central Switzerland, and an age of vertical movement on the Insubric fault line. *Contrib. Min. Petrol.* 92: 413–27.
- Hurford, A.J. 1990. Standardization of fission track dating calibration: recommendation by the fission track working group of the I.U.G.S. subcommission on geochronology. *Chem. Geol. (Isot Geosci Sect)* 80: 171-178.
- Hurford, A.J. 1990a. International Union of Geological Sciences Subcommission on Geochronology recommendation for the standardization of fission track dating calibration and data reporting. *Nucl Tracks* 17: 233-236
- Hurford, A.J. 1990b. Standardization of fission track dating calibration: recommendation by the Fission Track Working Group of the I.U.G.S. Subcommission on Geochronology. *Chem. Geol.* 80:171-178.
- Hurford, A.J. & Green, P.F. 1983 The zeta age calibration of fission-track dating. *Chem Geol Isot Geosci* 1: 2817.5-3.
- Hurford, A.J. & Green, P.F. 1983. The zeta age calibration of fission-track dating. *Isotope Geosci* 1: 285-317.

- Hurford, A.J. & Hammerschmidt, K. 1985. ^{40}Ar - ^{39}Ar and K-Ar dating of the Bishop and Fish Canyon tuffs: calibration ages for fission-track dating standards. *Chem Geol (Isotope Geosci Sect)* 58: 23–32.
- Hurford, A.J. & Carter, A. 1991. The role of fission track dating in discrimination of provenance. *Geol Soc Spec Publ* 57: 67-78.
- Jelinek, A.R., Philipp, R.P., Chemale Jr., F., 2013. Evolução termo-tectônica do Cinturão Dom Feliciano no RS e SC a partir da integração da análise por traços de fissão em apatita e da geologia estrutural. Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, XIV, SBG, Chapada dos Guimarães, Boletim de Resumos Expandidos.
- Jelinek, A.R., Machado, J.P.S.L., Santos, E.A., 2021. Evolução termocronológica do Cinturão Dom Feliciano: implicações na geodinâmica da margem continental sul do Brasil. Contribuições à Geologia do Rio Grande do Sul e de Santa Catarina. Sociedade Brasileira de Geologia - Porto Alegre.
- Machado, J.P.S.L. 2014. Estruturação do Graben Arroio Moirão, Santana da Boa Vista, RS. Tectônica e Geocronologia.
- Machado, J.P.S.L., Jelinek, A.R., Bicca, M.M., Stephenson, R., Genezini, F.A., 2019. West Gondwana orogenies and Pangaea breakup: thermotectonic effects on the southernmost Mantiqueira Province, Brazil, *Journal of the Geological Society*. DOI: <https://doi.org/10.1144/jgs2019-018>.
- Jost, H. & Bitencourt M.F. 1980. Estratigrafia e tectônica de uma fração da Faixa de Dobramentos Tijucas no Rio Grande do Sul. *Acta Geológica Leopoldensia*, 7: 27-60.
- Justus, J.O., Machado, M.L.A., Franco, M.S.M., 1986. Geomorfologia. In: Projeto Radambrasil, 33. Folha SH-22 – Porto Alegre e parte das folhas SH-21 – Uruguaiiana e SI-22 – Lagoa Mirim. Rio de Janeiro: IBGE, p. 313-404.
- Kaul, P. F. T. 1990. Geologia. In: Geografia do Brasil; Região Sul. Rio de Janeiro: IBGE. v. 2, p. 29-54.
- Gallagher K. 1995. Evolving temperature histories from apatite fission-track data. *Earth and Planetary Science Letters* 136 421-435.

- Ketcham, R.A. 2005. Forward and inverse modeling of low-temperature thermochronometry data. *Rev Mineral Geochem* 58: 275-314
- King, L.C. 1956. Geomorfologia do Brasil Oriental. *Rev. Bras. Geografia*, 18(2): 147-265.
- King, L.C. 1962. *Morphology of the Earth*. London, Oliver and Boyd, 699p.
- Klein, F.G., Koester, E., Vieira, D.T., Porcher, C.C., Ramos, R. C., Philipp, R.P., 2018. Geologia do Granito Três Figueiras: magmatismo peraluminoso de 585 Ma no sudeste do Cinturão Dom Feliciano. *Pesquisas em Geociências*, 45(2): e 0665.
- Koester, E., Bertotti, A.L., Porcher, C.C., Lenz, C., Vieira, D.T., Bastos, V.A., Olmo-Barbosa, L.D., Ramos, R.C., Pinto, V.M., 2021. A evolução crustal do Escudo Sul-Rio-grandense sob a perspectiva dos sistemas isotópicos Sr-Nd. In: Sommer, C. & Jelinek, A. (eds). *Geologia do Rio Grande do Sul e Santa Catarina*. Porto Alegre, SBG.
- Laux, J. H. 2018. *Geologia e recursos minerais da folha Lagoa da Meia Lua, SH. 21-Z-B-VI: estado do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre: CPRM, 255p.
- Laux, J.H., Toniolo, J.A.; Sander, A., Pinto, L.G.R., Parisi, G., Senhorinho, E.M., 2019. Seria 233 Ma a Idade do Carbonatito Três Estradas - Rio Grande do Sul? IV Simpósio Brasileiro de Metalogenia, Gramado, RS.
- Laslett, G.M., Green, P.F., Duddy, I.R., Gleadow, A.J.W. 1987. Thermal annealing of fission tracks in apatite. 2. A quantitative analysis. *Chem Geol* 65: 1-13.
- Leinz, V., Barbosa, A.F., Teixeira, E.A., 1941. Mapa Geológico Caçapava-Lavras. *Boletim da Diretoria da Produção Mineral*, 90: 1-39, Secretaria da Agricultura, Indústria e Comércio, Porto Alegre.
- Leinz, V. & Amaral, S.E. 1980. *Geologia Geral*. São Paulo: Nacional, 397p. il.
- Leite, J.A.D., Hartmann, L.A., McNaughton, N.J., Chemale Jr., F., 1998. SHRIMP U/Pb zircon geochronology of Neoproterozoic juvenile and crustal-reworked terranes in southernmost Brazil. *International Geology Reviews* 40, 688-705.
- Leites, S.R., Lopes, R.C., Wildner, W., Porcher, C.A., Sander, A., 1990. Divisão litofaciológica da Bacia do Camaquã na folha Passo do Salsinho, Caçapava do Sul, RS, e sua interpretação paleoambiental. *Congresso Brasileiro de Geologia* 36, pp. 300-312.

- Lima, E.E. & Nardi, L.V.S. 1998. O vulcanismo shoshonítico e alcalino da Bacia do Camaquã: Estado do Rio Grande do Sul - Brasil. II Congresso Uruguayo de Geologia, pp. 263-268.
- Lima, O.N.B. & Valadão, R.C. 2002. Evolução do relevo adjacente à margem continental oriental brasileira: indicadores geológicos. In: Congresso Brasileiro de Geologia, XLI, João Pessoa, 2002. Anais, João Pessoa, SBG, Vol. 1.
- Lockzy, L. & Ladeira E.A. 1981. Geologia Estrutural e introdução à geotectônica, SP: Edgard Blücher. 528p.
- Machado, J.P.S.L., Jelinek, A.R., Stephenson, R., O'Sullivan, P., 2020. Thermochronology of South America passive margin between Uruguay and southern Brazil: A lengthy and complex cooling history based on (U–Th)/He and fission tracks, Journal of South American Earth Sciences. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.103019>.
- McDowell, F.W., McIntosh, W.C., Farley, K.A., 2005. A precise ^{40}Ar - ^{39}Ar reference age for the Durango apatite (U–Th)/He and fission track dating standard. Chem Geol 214: 249-263.
- Maraschin, A.J., Mizusaki, A.M., Zwingmann, H., Borba, A.W. de & Sbrissa, G.F., 2010. Illite authigenesis in sandstones of the Guaritas Allogroup (Early Paleozoic): Implications for the depositional age, stratigraphy and evolution of the Camaquã Basin (Southern Brazil). Journal of South American Earth Sciences, 29: 400-411. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2009.07.007>.
- Marconato, A. 2010. A influência da evolução de altos estruturais em sucessões aluviais: exemplos do Ediacarano e do Cambriano da Bacia Camaquã (RS). Dissertação de Mestrado, Universidade de São Paulo.
- Marques, A., Zanotto, O.A., França, A.B., Astolfi, M.A.M., Paula, O.B., 1993. Compartimentação tectônica da Bacia do Paraná. Curitiba: PETROBRAS, 87p.
- Marques, J.C., Jost, H., Roisenberg, A., Frantz, J.C., 1998. Rochas metassedimentares, geologia estrutural e metamorfismo da Suíte Metamórfica Porongos na área da Antiforme Capané, Cachoeira do Sul (RS). Revista Brasileira de Geociências 28(4): 467-472.

- Menegat, R. & Fernandes, L.A.D. 2001. A reappraisal of the nature and age of the late-orogenic basins of the Neoproterozoic Dom Feliciano Belt in Southern Brazil. In: Tectonic Studies Group Annual Meeting, 2001. Leeds, Abstracts and Programme. Leeds, TSG.
- Menegat, R., Fernandes, L.A.D. (2003) Bacias Pós-Orogênicas do Escudo Sul-Rio-Grandense: Contexto tectônico e arcabouço estratigráfico. I Encontro sobre a estratigrafia do Rio Grande do Sul: Escudo e Bacias, ILEA Universidade Federal do Rio Grande do Sul 2003.
- Milani, E.J. 1997. Evolução tecnoestratigráfica da bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana sul ocidental. Porto Alegre, Tese de Doutorado, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 255p.
- Milani E.J. & Ramos V. 1998. Orogenias paleozóicas no domínio sul-ocidental do Gondwana e os ciclos de subsidência da Bacia do Paraná. *Rev. Bras. Geoc*, 28 (4): 473-484.
- Milani, E.J. & Thomaz Filho, A. 2000. Sedimentary Basins of South América. In: U.G. Cordani; E.J. Milani; A. Thomaz Filho; D.A. Campos. *Tectonic Evolution of South America*, Edição Especial do 31st International Geological Congress, p. 389-449.
- Milani, E.J. 2004. Comentários sobre a origem e a evolução tectônica da Bacia do Paraná. In: Mantesso-Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R., Brito Neves, B.B. (Eds.), *Geologia do continente sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*, São Paulo, Beca. pp. 265-279.
- Milani, E.J., Goncalves de Melo, J.H., de Souza, P.A., Fernandes, L.A., França, A.B., 2007a. Bacia do Paraná. *Boletim Geociênc. Petrobras* 15, 265e287.
- Monteiro, C.F., Oliveira, I.L., Brod, J.A., Dantas, E.L., Ganade, C.E., Zacchi, E.N.P., Fuck, R.A., 2020. Nd-Sr-Hf isotopes and U-Pb ages of mesoproterozoic Três Estradas Alcaline-Carbonatite Complex, Brazil: Implications for Sul-Riograndense Shield evolution and Rodinia break up. *Precambrian Research*, 351: 105963.
- Netto, R.G., Paim, P.S.G., Rosa, C.L.M., 1992. Informe preliminar sobre a ocorrência de traços fósseis nas bacias do Camaquã e Santa Bárbara. In: I Workshop sobre a Bacias Molássicas Brasileiras, UNISINOS, 1992, 90-96.

- Oliveira, J.M.M.T. 1994. Tectônica e sedimentação da Bacia do Camaquã; Contribuição ao estudo de uma strike-slip basin Eopaleozóica. Porto Alegre, 102p. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Oliveira, C.H.E., Chemale Jr., F., Jelinek, A.R., Bicca, M.M., Philipp, R.P., 2014. Pb and Lu–Hf isotopes applied to the evolution of the late to post-orogenic transtensional basins of the Dom Feliciano belt, Brazil. *Precambrian Research*, 246: 240-255.
- Oliveira, C.H.E., Jelinek, A.R., Chemale, F., Berner, M., 2016. Evidence of post-Gondwana breakup in Southern Brazilian Shield: Insights from apatite and zircon fission track thermochronology. *Tectonophysics*, 666: 173-187. DOI <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2015.11.005>.
- Oriolo, S., Hueck, M., Oyhançabal, P., Goscombe, B., Wemmer, K., Siegesmund, S., 2018. Shear zones in Brasiliano – Pan African belts and their role in the amalgamation and break-up of Southwest Gondwana. In: Siegesmund, S., Basei, M.A.S., Oyhançabal, P., Oriolo, S. (eds.). *Geology of Southwest Gondwana*. Elsevier. pp. 593-614.
- Pacífico, J.S.L.M. 2014. Estruturação do Graben Arroio Moirão, Santana da Boa Vista, RS. Tectônica e Geocronologia. Trabalho de conclusão do curso de Geologia do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Pacífico, J. S. L. M., Jelinek, A.R., Bicca, M.M., Stephenson, R., Genezini, F.A., 2019. West Gondwana orogenies and Pangaea breakup: thermotectonic effects on the southernmost Mantiqueira Province, Brazil. *Journal of the Geological Society*, 2019. DOI: <https://doi.org/10.1144/jgs2019-018>.
- Paim, P.S.G. 1994. The Guaritas Desert System (Cambro-Ordovician of Southern Brazil): An Example of A Wet Desert Depositional System. 14th International Sedimentological Congress. Recife, Abstracts p. 15.
- Paim, P.S.G. 1995. Alluvial Palaeogeography of the Guaritas Depositional Sequence of Southern Brazil. *Spec. Publ. Inter. Ass. Sediment.*, 22, p. 3-16.
- Paim, P.S.G., Chemale Jr., F., Lopes, R.C., 2000. A Bacia do Camaquã. In: Holz, M. & De Ros, L.F. (Eds.) *Geologia do Rio Grande do Sul*, CIGO-UFRGS, p. 231-274.

- Paim, P.S.G., Fallgatter, C., Silveira, A.S., 2013. Guaritas do Camaquã in Winge, M. et al. (Ed.). *Sítios geológicos e Paleontológicos do Brasil*. Brasília: CPRM. Vol. 3, il. 30cm.
- Paim, P.S.G., Chemale, F., Wildner, W., 2014. Estágios evolutivos da Bacia do Camaquã (RS). *Ciência e Natura*, Santa Maria, Vol. 36: 183-193.
- Paul, T.A. & Fitzgerald, P.G. 1992. Transmission electron microscopic investigation of fission tracks in fluorapatite. *Am Mineral* 77: 336-344.
- Price, P.B., Walker, R.M., Fleischer, R.L., 1964.
- Pelosi, A.P.M.R. & Fragoso-Cesar, A.R.S. 2003. Proposta litoestratigráfica e considerações paleoambientais Gr Marica Neoproterozoico III. *Revista Brasileira de Geociências*, 33(2), p. 137-148.
- Philipp, R.P. & Machado, R. 2005. The Neoproterozoic to Cambrian granitic magmatism of Pelotas Batholith, Southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 19: 61-478.
- Philipp, R.P., Massone, H.J., Campos, R.S., 2013. Peraluminous leucogranites of Cordilheira Suite, record of Neoproterozoic collision and generation of Pelotas Batholith, Dom Feliciano Belt, southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 43: 8-24.
- Philipp, R.P., Kloss, H.P., Schultz, C.L., Basei, M.A.S., Horn, B.L., Soares, M., 2013a. Proveniência por U-Pb LA-ICP-MS em zircão detrítico e idade de deposição da Formação Santa Maria, Triássico da Bacia do Paraná, RS: evidências da estruturação do Arco do Rio Grande. *Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, XIV, SBG, Chapada dos Guimarães, Boletim de Resumos Expandidos*.
- Philipp, R.P., Zvirtes, G., Bruckmann, M.P., Faccini, U.F., Viana, A.R., Lavina, E., Scherer, C., 2013b. Estruturas tectônicas na seção geológica Santana do Livramento-Rosário do Sul-Jaguari: evidências do Arco de Rio Grande, Bacia do Paraná, RS. *Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, XIV, SBG, Chapada dos Guimarães, Boletim de Resumos Expandidos*.
- Philipp, R.P., Viero, A.P., Comin-Chiaramonti, P., Gomes, C.B., 2005. Mesozoic alkaline rocks of Rio Grande do Sul. Em Comin-Chiaramonti, P. e Gomes, C.B. (EDS) *Mesozoic to cenozoic alkaline magmatism in the brazilian plataform*. São Paulo, Edusp/Fapergs, p. 573-590.

- Philipp, R.P., Pimentel, M.M., Chemale Jr., F., 2016. Tectonic evolution of the Dom Feliciano Belt in Southern Brazil: geological relationships and U-Pb geochronology. *Brazilian Journal of Geology*, 46: 83-104.
- Philipp, R.P. 2014. Estruturação do arco de Rio Grande e da sinclinal de Torres, Bacia do Paraná, RS: evidências por levantamentos magnetotélúricos. Simpósio Brasileiro de Geofísica (6. 2014 out. 14-16. Porto Alegre, RS). Resumos expandidos. Porto Alegre: Sbgf. 1 CD-ROM, SBGF 4822; [6f.]: il.
- Philipp, R.P., Pimentel, M.M., Basei, M.A.S., 2018. The tectonic evolution of the São Gabriel Terrane, Dom Feliciano Belt, Southern Brazil: The closure of the Charrua Ocean. In: Siegesmund, S., Basei, M. A. S., Oyhantcabal, P. & Oriolo, S. (Eds.). *Geology of Southwest Gondwana. Regional Geology Reviews*. Springer Nature, p. 43-265.
- Pinto, T.F. 2020. Aplicação da termocronologia traços de fissão em apatitas nos carbonatitos do Rio Grande do Sul – Brasil. Porto Alegre. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 134p.
- Ponte, F.C., Fonseca, J.R., Morales, G., 1977. Petroleum geology of eastern Brazilian continental margin. *AAPG Bulletin*, 61: 1470-82.
- Porcher, C.C. & Fernandes, L.A.D. 1990. Relações embasamento/cobertura na porção ocidental do Cinturão Dom Feliciano: um esboço estrutural. *Pesquisas*, 17: 72-84.
- Porcher, C.C. 1992. Caracterização das condições de fluxo em uma zona de cisalhamento tangencial na região de Santana da Boa Vista (RS). Porto Alegre. Dissertação de Mestrado em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 192 p.
- Porcher, C.C., McNaughton, N.J., Leite, J.A.D., Hartmann, L.A., Fernandes, L.A.D., 1999. Idade SHRIMP em zircão: vulcanismo ácido do Complexo Metamórfico Porongos. In: *Simpósio Sobre Vulcanismo e ambientes Associados*, 1, Boletim de Resumos, Gramado, RS, p. 83.
- Porcher, C.C., Lenz, C., Koester, E., Bastos, V.A., Olmo-Barbosa, L.D., Vieira, D.T., Ramos, R.C., Pinto, V.M., Bertotti, A.L., Fernandes, L.A.D., 2021. O Terreno Pelotas e o Arco Magmático Pinheiro Machado: uma revisão da estratigrafia, evolução magmática e tectônica.

In: Sommer, C. & Jelinek, A. (eds.). Geologia do Rio Grande do Sul e Santa Catarina. Porto Alegre, SBG.

- Rabinowitz, P.D. & Labrecque, J. 1979. The Mesozoic South Atlantic ocean and evolution of its continental margins. *Journal of Geophysical Research*, 84: 5973-6002.
- Ramos, R.C., Koester, E., Vieira, D.T., Porcher, C.C., Gezatt, J.N., Silveira, R.L., 2018. Insights on the evolution of the Arroio Grande Ophiolite (Dom Feliciano Belt, Brazil) from Rb-Sr and SHRIMP U-Pb isotopic geochemistry. *Journal of South American Earth Sciences*, 86: 38-53.
- Ramos, R.C., Koester, E., Vieira, D.T., 2020. Sm-Nd systematics of meta ultramafic-mafic rocks from the Arroio Grande Ophiolite (Brazil): Insights on the evolution of the South Adamastor paleo-ocean. *Geoscience Frontiers*, 11(6): 2287-2296.
- Reiners, P.W., Campbell, I., Nicolescu, S., Allen, C.M., Hourigan, J., Garver, J., Mattinson, J., Cowan, D., 2005. (U–Th)/(He–Pb) double dating of detrital zircons. *Am J Sci* 305(4): 259-311.
- Ribeiro, M.J., Bocchi, P.R., Figueiredo Fº, P.M., Tessari, R.I., 1966. Geologia da quadrícula de Caçapava do Sul, Rio Grande do Sul - Brasil. *Boletim do DNPM*, 127: 19-231.
- Ribeiro, M.J. 1983. Informes sobre a Formação Maricá. Iheringia, Série Geológica, v.9, do DNPM, 247, 142 p.
- Ribeiro, D.T.P. 2001. Diagênese das rochas do Membro Serra da Galga, Formação Marília, Grupo Bauru (Cretáceo da Bacia do Paraná), na região de Uberaba, Minas Gerais. *Revista Brasileira de Geociências*, (31) 1: 7-12.
- Robertson, J.F. 1966. Revision of the stratigraphy and nomenclature of rock units in the Caçapava-Lavras region, State of Rio Grande do Sul, Brazil. *Notas e Estudos – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul*, Vol. 1, pp. 41-54.
- Ruiz, G.M.H., Seward, D., Winkler, W., 2004. Detrital thermochronology: a new perspective on hinterland tectonics, an example from the andean amazon basin, Ecuador. *Basin Research* 16: 413-430. Blackwell Publishing Ltd. DOI: 10.1111/J.1365-2117.2004.00239

- Saalman, K., Hartmann, L.A., Remus, M.V.D., 2005. Tectonic Evolution of Two Contrasting Schist Belts in Southernmost Brazil: A Plate Tectonic Model for the Brasiliano Orogeny. *International Geology Review*. 47. 1234-1259. 10.2747/0020-6814.47.12.1234.
- Saalman, K., Remus, M.V.D., Hartmann, L.A., 2006. Structural evolution and tectonic setting of the Porongos belt, southern Brazil. *Geological Magazine*. 143. 59-88. 10.1017/S0016756805001433.
- Santos E.L., Beckel J., Macedo P.M., Gonzales Filho F., Chabam M., 1978. Divisão litoestratigráfica do Eo-Cambriano-Pré-Cambriano Superior do Escudo Sul-Riograndense. In SBG, Congr. Bras. Geol., 30, Anais, 2: 670-684.
- Schadeck, K.B.M. 2008. Estudos sobre a Reativação de Falhas na Região de Santana da Boa Vista, RS: Caracterização Estrutural e Idade por Traços de Fissão em Apatita. Porto Alegre, 82p. Monografia de Conclusão de Curso, Curso de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Scherer, C.M.S., Paim, P.S.G., Melo, M.A., 2003. Estratigrafia de alta resolução em sucessões flúvioeólicas: O Exemplo do Alogrupo Guaritas (Bacia do Camaquã) na localidade de Pedra Pintada, Rio Grande do Sul, Brasil. Anais do I Encontro sobre a Estratigrafia do Rio Grande do Sul: Escudo e Bacias, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, p. 99-104.
- Schmidt, J.L. et al., 2014. Little Devil's postpile revisited: behavior of multiple thermochronometers in a contact aureole. In: Abstracts of the 14th international conference on thermochronology, Chamonix, France, 8-14.
- Schobbenhaus, C. & Campos, D. A. 1984. A evolução da plataforma sul americana no Brasil e suas principais concentrações minerais. In: Schobbenhaus, C.; Campos, D. A.; Derze, G. R.; Asmus, H. E. coord. Geologia do Brasil; explanatory text of geological map of Brazil and adjoining ocean floor including mineral deposits, 1: 2500000. Brasília, DNPM.
- Silveira, R.L., Koester, E., Rosales, M.J., Ramos, R.C., Vieira, D.T, Porcher, C.C., Olmo-Barbosa, L.D., 2020. Arcabouço magnetométrico-geológico do setor sudeste do Cinturão Dom Feliciano, Rio Grande do Sul, Brasil. *Geol. USP, Sér. cient.*, São Paulo, Vol. 20, n. 4, p. 44-67.

- Sommer, C.A. 2002. O vulcanismo neoproterozóico do Platô da Ramada, Região de Vila Nova do Sul, RS. Tese de doutorado, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Instituto de Geociências. Programa de Pós Graduação em Geociências, Porto Alegre, BR-RS.
- Sommer, C.A., Lima, E.F., Nardi, L.V.S., Liz, J.D., Waichel, B.L., 2006. The evolution of Neoproterozoic magmatism in southernmost Brazil: shoshonitic, high-K tholeiitic and silica-saturated, sodic alkaline volcanism in post-collisional basins. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 78: 573-589.
- Sordi, M., Salgado, A. Siame, L. Bourlès, D., Paisani, J.C., Leanni, L., Braucher, R., Couto, E., 2018. Implications of drainage rearrangement for passive margin escarpment evolution in southern Brazil. *Geomorphology*. 306. 10.1016/j.geomorph.2018.01.007.
- Stica, J.M., Zalan, P.V., Ferrari, A.L., 2014. The evolution of rifting on the volcanic margin of the Pelotas Basin and the contextualization of the Paran eEtendeka LIP in the separation of Gondwana in the South Atlantic. *Marine and Petroleum Geology* 50: 1e21.
- Strieder, A.J. & Amaro, V.E. 1997. Estruturas de lineamentos extra das de imagens de sensores remotos, EGATEA. Ver. Escola de Engenharia de Porto Alegre, Vol.. 25, n. 4, p 109-117
- Tagami, T., Galbraith, R.F., Yamada, R., Laslett, G.M., 1997. Revised annealing kinetics of fission tracks in zircon and geological implications. *Chem. Geol.*
- Tagami, T. & O’Sullivan, P.B. 2005. Fundamentals of Fission-Track Thermochronology. *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*, Mineralogical Society of America, Vol. 58, pp. 19-47.
- Tagami, T. & Murakami, M. 2007. Probing fault zone heterogeneity on the Nojima fault: Constraints from zircon fission-track analysis of borehole samples. *Tectonophysics*. DOI:10.1016/j.tecto.2007.01.013.
- Turner, S., Regelous, M., Kellet, S., Hawkesworth, D., Mantovani, M.S.M., 1994. Magmatism and continental break – up in the South Atlantic. High precision Ar-Ar geochronology. *Earth Planet. Sci. Lett.* 121: 333-348.

- Vermeesch, P. 2019. Statistics for Fission-Track Thermochronology. In: Malusà, MG; Fitzgerald, PG (ed.). Fission-Track Thermochronology and its Application to Geology. [S. l.]: Springer. cap. 6, p. 109-122. ISBN 978-3-319-89421-8. E-book (395).
- Vieira, D.T., Koester, E., Ramos, R.C., Porcher, C.C., Barbosa, L.D.M., Bastos, V., Rodrigues, F., Horn, A.C. 2019a. Idade U-Pb paleoproterozóica (2,1 Ga) em metagabro no Domínio Leste do Cinturão Dom Feliciano, RS. In: XVII Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos. Anais, Resumos, p. 417.
- Vieira, D.T., Koester, E., Ramos, R.C., Porcher, C.C., 2019b. Sr-Nd-Hf isotopic constraints and U-Pb geochronology of the Arroio Pedrado Gneisses, Dom Feliciano Belt, Brazil: a 680 Ma shoshonitic event in the final stages of the Piratini Arc evolution. *Journal of South American Earth Sciences*, 95: 102294.
- Vieira, D.T., Koester, E., Ramos, R.C., Porcher, C.C., Fernandes, L.A.D., 2020. SHRIMP U-Pb zircon ages for the synkinematic magmatism in the Dorsal de Canguçu Transcurrent Shear Zone, Dom Feliciano Belt (Brazil): Tectonic implications. *Journal of South American Earth Sciences*, 100: 102603.
- Viero, A.P. 1998. O Magmatismo máfico alcalino Mesozóico do Rio Grande do Sul. Tese de Doutorado, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 249p.
- Vignol-Lelarge, M.L.M. 1993. Thermochronologie par la méthode des traces de fission d'une marge passive (dôme de Ponta Grossa, SE Brésil) et au sein d'une chaîne de collision (zone externe de l'arc Alpin, France). Tese de doutorado obtida na Université Joseph Fourier - Grenoble I - Grenoble, França.
- Wilson, M. 1989. Igneous Petrogenesis. A Global Tectonic Approach. London. *Geological Magazine*, Vol. 126, 4, pp. 445.
- Yamada, R., Tagami, T., Nishimura, S., 1995a. Confined fission-track length measurement of zircon; assessment of factors affecting the paleotemperature estimate. *Chem. Geol.* 119: 293-306.
- Yamada, R., Tagami, T., Nishimura, S., Ito, H., 1995b. Annealing kinetics of fission tracks in zircon; an experimental study. *Chem. Geol.* 122: 249-58.

- Zalán, P.V. & Warne, J. E. 1985. Tectonics and sedimentation of the Piauí - Camocim sub-basin, Ceará Basin, offshore northeastern Brazil. Rio de Janeiro, Petrobrás. CENPES. Ciência-Técnica-Petróleo, 17. 71p.
- Zalán, P.V., Wolff, S., Astolfi, M.A.M., Vieira, I.S., Conceição, J.C.J., Appi, V.T., Neto, E.V.S., Cerqueira, J.R., Marques, A., 1990. The Paraná Basin, Brazil. In: Interior Cratonic Basins. Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists, Memoir 5 1, p.681-707.
- Wagner, G.A., Storzer, D. 1972. Fission track length reductions in minerals and the thermal history of rocks. Trans Amer Nucl Soc 15: 127–128.
- Wagner, G.A. & Van Den Haute, P. 1992. Fission-track Dating. Kluwer Academic Pub., 285p.
- Wildner, W., Lima, E.F., Camozzato, E., Lopes, R.C., 1997. Vulcanismo Neoproterozóico-Cambriano no Rio Grande do Sul: estratigrafia e aspectos texturais. Revista Terra, Vol. 3, p.19-27.
- Wildner, W., Ramgrab, G.E., Lopes, R.C., Iglesias, C.M.F., 2008. Geologia e recursos minerais do estado do Rio Grande do Sul, Programa Geologia do Brasil, escala 1:750.000. Porto Alegre, CPRM.

8. ANEXOS

COLUNA ESTRATIGRÁFICA

ÉON	ERA	PERÍODO	ÉPOCA	10 ⁶ anos	SIGLA	LITÓTIPOS / AMBIENTES DE SEDIMENTAÇÃO
FANEROZOICO	CENOZOICO	NEÓGENO	HOLOCENO		NQca	Depósitos colúvio-aluviais - conglomerados, arenitos conglomeráticos, arenitos, siltitos e lamitos maciços, ou com laminação plano-paralela e estratificação cruzada acanalada.
					Q4	Depósitos relacionados a barreiras-holocênicas
					e p pl ca if d pc re a	Depósitos colúvio-aluviais (Q4ca) : cascalho, areia e argila; Depósitos Aluviais (Q4a) : areia grossa a fina, cascalho e sedimento siltico-argiloso, em calhas de rio e planícies de inundação; Depósitos Deltaicos (Q4d) : areia siltico-argilosa, silte e argila com restos orgânicos vegetais; Depósitos Eólicos (Q4e) : areia quartzosa fina a média, bem arredondada e selecionada, rara laminação plano-paralela ou estratificação cruzada; Depósitos Fluvio-lagunares (Q4fl) : areia quartzosa muito fina a média, bem arredondada e selecionada, rara laminação plano-paralela; Depósitos Praiais (Q4p) : areia quartzosa fina, bem selecionada, laminação plano-paralela e cruzada; Depósitos de praiais e cristas lagunares (Q4pc) : areia quartzosa fina a muito fina, bem selecionada, morfologia de cristas subparalelas às margens lagunares; Depósitos de planície lagunar (Q4pl) : areia siltico-argilosa, mal selecionada, com laminação plano-paralela incipiente; Depósitos de retrabalhamento eólico (Q4re) : areia quartzosa fina a média, bem arredondada e selecionada, com laminação plano-paralela e cruzada; Turfeiras (Q4tf) : turfa heterogênea intercalada ou misturada com areia, silte e argila, localmente com diatomito.
				0,01	Q3	Depósito de barreira pleistocênica 3
					e3 pc3 pe3 pl3	Depósitos eólicos (Q3e3) : areia quartzosa fina a média, bem arredondada e selecionada, rara laminação plano-paralela ou estratificação cruzada; Depósitos de praia e cristas lagunares (Q3pc3) : areia quartzosa fina a muito fina, bem selecionada, morfologia de cristas subparalelas às margens lagunares; Depósitos praias eólicos (Q3pe3) : areia quartzosa fina, bem selecionada, laminação plano-paralela e cruzada; Depósitos de planície lagunar (Q3pl3) : areia siltico-argilosa, mal selecionada, com laminação plano-paralela incipiente, concreções carbonáticas e ferromanganesíferas.
					Q2	Depósito de barreira pleistocênica 2
					e2 p2 pe2 pl2	Depósitos eólicos (Q2e2) : areia quartzosa fina a média, bem arredondada e selecionada, rara laminação plano-paralela ou estratificação cruzada; Depósitos praias (Q2p2) : areia quartzosa fina, bem selecionada, laminação plano-paralela e cruzada; Depósitos praias eólicos (Q2pe2) : areia quartzosa fina, bem selecionada, laminação plano-paralela e cruzada, areia média a fina, bem arredondada e selecionada, rara laminação plano-paralela ou estratificação cruzada; Depósitos de planície lagunar (Q2pl2) : areia siltico-argilosa, mal selecionada, com laminação plano-paralela incipiente, concreções
					Q1	Depósito de barreira pleistocênica 1
					ca1 e1 pl1	Depósitos colúvio-aluviais (Q1ca1) : conglomerado, diamictito, arenito conglomerático, arenito e lamito, maciço ou com estratificação acanalada (leques e canais anastomosados); Depósitos eólicos (Q1e1) : areia quartzosa fina a média, bem arredondada e selecionada, rara laminação plano-paralela ou estratificação cruzada; Depósitos de planície lagunar (Q1pl1) : areia siltico-argilosa, mal selecionada, com laminação plano-paralela incipiente, concreções carbonáticas e ferromanganesíferas.
					1,80	ENst
	65,5	ENtp	Formação Tupanciretã - arenito fino, quartzoso, paraconglomerado e arenito conglomerático, ambiente continental.			

COLUNA ESTRATIGRÁFICA

ÉON	ERA	PERÍODO	ÉPOCA	10 ⁶ anos SIGLA	LITÓTIPOS / AMBIENTES DE SEDIMENTAÇÃO					
FANEROZÓICO	MESOZÓICO	CRETÁCEO		135	<p>Provincia Kimberlítica Rosário do Sul - Kimberlitos e rochas afins</p> <p>Suite Alcalina Passo da Capela - chaminé alcalina de pequeno diâmetro (<300m), constituídas de tefrito, fonolito e fonolito leftrítico, 92.8 a 76.0 Ma K-Ar.</p> <p>GRUPO SÃO BENTO</p> <p>Formação Serra Geral - derrames de basaltos, basalto andesitos, rioladitos e riolito, de filiação toleítica, onde intercalam-se arenitos intertrápicos Botucatu na base e litarenitos e sedimentos vulcanogênicos da porção mediana ao topo da seqüência; Fácies Jaguarão (K1β Jg): derrames de composição intermediária a félsica, com textura vitrofírica, contendo abundantes xenólitos de granitóides, fortemente reabsorvidos; Fácies Alegrete (K1β al): derrames de composição intermediária a ácida, variando entre andesitos e rioladitos, microgranulares, melanocráticos, aspecto sacaróide, freqüentes texturas de fluxo e autobrechas no topo e base os derrames, 127,6±1,2 Ar-Ar; Fácies Esmeralda (K1β es): derrames basálticos, microgranulares, textura microgranular, predominantemente pretos, comuns vesículas mili a centimétricas com opala preta e água, eventual presença de Cu nativo, alteração amarelo ovo (jarosita) característica; Fácies Paranapanema (K1β pr): derrames basálticos granulares finos, melanocráticos, contendo horizontes vesiculares espessos preenchidos por quartzo (ametista), zeolitas, carbonatos, seladonita, Cu nativo e barita, compreende a maior concentração das jazidas de ametista do estado, 136,2±2 Ar-Ar; Fácies Caxias (K1α cx): derrames de composição intermediária a ácida, rioladitos a riolitos, mesocráticos, microgranulares a vitrofíricos, textura esferulítica comum (tipo carijó), forte disjunção tabular no topo dos derrames e maciço na porção central, dobras de fluxo e autobrechas freqüentes, vesículas preenchidas predominantemente por calcedônia e ágata, fonte das mineralizações da região, 132,3±0,5 Ar-Ar; Fácies Chapecó (K1α ch): derrames ácidos variando entre rioladitos a riolitos, matriz vitrofírica contendo pórfiros, 132,1±0,19 Ar-Ar; Fácies Gramado (K1β gr): derrames basálticos granulares finos a médio, melanocráticos cinza, horizontes vesiculares preenchidos por zeolitas, carbonatos, apofilitas e saponita, estruturas de fluxo e <i>pahoehoe</i> comuns, intercalações com os arenitos Botucatu, 132,4±1,4 Ar-Ar; Fácies Várzea do Cedro (K1α vc): derrames vitrofíricos pretos tipo <i>pichstone</i>, texturas de fluxo e autobrechas freqüentes, fino fraturamento perfítico.</p>					
					<p>Formação Botucatu - arenito fino a grosso, grãos bem arredondados e com alta esfericidade, dispostos em sets e/ou coSETS de estratificação cruzada de grande porte. Ambiente continental desértico, depósitos de dunas eólicas.</p> <p>Formação Guará - arenito fino a conglomerático, cores esbranquiçadas a avermelhadas, intercalado ocasionalmente com níveis centimétricos de pelitos, contendo pegadas de dinossauros. Ambiente continental desértico, com depósitos fluviais, eólicos e lacustres.</p>					
					<p>GRUPO ROSÁRIO DO SUL</p> <p>Formação Caturrita - arenito, conglomerado, siltito areno-argiloso e folhelho, contendo tetrápodes fósseis e troncos de coníferas, ambiente continental, depósitos fluviais e deltas lacustres.</p>					
					<p>Formação Santa Maria - arenito e arenito conglomerático com pelitos subordinados, contendo elementos da flora de <i>Dicroidium</i> (Mb. Passo das Tropas) e siltito argiloso maciço, contendo fauna de tetrápodes fósseis, ambiente continental correspondendo a depósitos de canais fluviais de moderada sinuosidade, de planície de inundação e lacustre (Mb. Alemoa).</p> <p>Formação Sanga do Cabral - em corpos tabulares ou lenticulares alongados, brecha e conglomerado intraformacional, siltito e raro argilito, ambiente continental, fluvial entrelaçado, contendo fragmentos de vertebrados fósseis (anfíbios e répteis), dentre os quais <i>Procolophon Princei</i>, correlacionável à Zona de <i>Lystrosaurus da África do Sul</i>.</p>					
					<p>GRUPO PASSA DOIS</p> <p>Formação Pirambóia - arenito médio a fino, geometria lenticular bem desenvolvida, ambiente continental, eólico com intercalações fluviais.</p> <p>Formação Rio do Rasto - pelito e arenito com dominância de camadas tabulares ou lenticulares muito estendidas, ambiente lacustre (Mb. Serrinha); siltito tabular, arenito fino tabular ou lenticular, ambiente lacustre, deltáico, eólico e raros depósitos fluviais (Mb. Morro Pelado).</p> <p>Subgrupo Estrada Nova - folhelho, argilito e siltito não betuminosos, ambiente marinho com deposição por decantação de finos abaixo do nível-base de ação de ondas (Fm. Serra Alta). Siltito. arenito muito fino, geralmente tabular ou lenticulado alongado, lentes e concreções de calcário, ambiente marinho com influência de tempestades (Fm. Teresina).</p> <p>Formação Irati - folhelho, siltito e argilito, calcário, marga e folhelho betuminoso portador de répteis mesossaurídeos, ambiente marinho de costa-afora, deposição por decantação em águas calmas abaixo do nível de ação de ondas; períodos de estratificação da coluna de água e com influência de tempestades.</p>					
					<p>GRUPO GUATÁ</p> <p>Formação Palermo - siltito, siltito arenoso, arenito fino a muito fino e folhelho, lentes de arenito grosso e conglomerado com seixos discóides, ambiente marinho de costa-afora com influência de tempestades.</p> <p>Formação Rio Bonito - arcóseo, siltito, siltito carbonoso e quartzarenito, folhelho carbonoso e carvão, <i>tonstein</i>, diamictito com matriz carbonosa e marga, ambiente flúvio-deltaico, litorâneo e marinho plataformal.</p>					
					<p>GRUPO ITARARÉ</p> <p>Formação Taciba - arenito, diamictito, siltito, folhelho, ritmito, conglomerado, ambiente glácio-marinho.</p>					
					PALEOZÓICO	PERMIANO			251	<p>Formação Pirambóia - arenito médio a fino, geometria lenticular bem desenvolvida, ambiente continental, eólico com intercalações fluviais.</p> <p>Formação Rio do Rasto - pelito e arenito com dominância de camadas tabulares ou lenticulares muito estendidas, ambiente lacustre (Mb. Serrinha); siltito tabular, arenito fino tabular ou lenticular, ambiente lacustre, deltáico, eólico e raros depósitos fluviais (Mb. Morro Pelado).</p> <p>Subgrupo Estrada Nova - folhelho, argilito e siltito não betuminosos, ambiente marinho com deposição por decantação de finos abaixo do nível-base de ação de ondas (Fm. Serra Alta). Siltito. arenito muito fino, geralmente tabular ou lenticulado alongado, lentes e concreções de calcário, ambiente marinho com influência de tempestades (Fm. Teresina).</p> <p>Formação Irati - folhelho, siltito e argilito, calcário, marga e folhelho betuminoso portador de répteis mesossaurídeos, ambiente marinho de costa-afora, deposição por decantação em águas calmas abaixo do nível de ação de ondas; períodos de estratificação da coluna de água e com influência de tempestades.</p>
										<p>GRUPO GUATÁ</p> <p>Formação Palermo - siltito, siltito arenoso, arenito fino a muito fino e folhelho, lentes de arenito grosso e conglomerado com seixos discóides, ambiente marinho de costa-afora com influência de tempestades.</p> <p>Formação Rio Bonito - arcóseo, siltito, siltito carbonoso e quartzarenito, folhelho carbonoso e carvão, <i>tonstein</i>, diamictito com matriz carbonosa e marga, ambiente flúvio-deltaico, litorâneo e marinho plataformal.</p>
										<p>GRUPO ITARARÉ</p> <p>Formação Taciba - arenito, diamictito, siltito, folhelho, ritmito, conglomerado, ambiente glácio-marinho.</p>
	<p>GRUPO GUARITAS</p> <p>Formação Varzinha (O2vz) - conglomerado polimítico, arenito e pelito relacionados a sistemas fluvial e desértico</p> <p>Formação Pedra Pintada (O1pp) - arenito, secundariamente conglomerado e pelito de ambiente desértico com predominância de dunas eólicas.</p> <p>Formação Rodeio Velho (O1β rv) - basalto alcalino com derrames tipo <i>pahoehoe</i>, contendo estruturas em corda, tipo aa, tubos de lava e intercalações com arenitos eólicos</p>									
	<p>GRUPO ITARARÉ</p> <p>Formação Taciba - arenito, diamictito, siltito, folhelho, ritmito, conglomerado, ambiente glácio-marinho.</p>									
	CARBONIFERO					299	<p>Formação Palermo - siltito, siltito arenoso, arenito fino a muito fino e folhelho, lentes de arenito grosso e conglomerado com seixos discóides, ambiente marinho de costa-afora com influência de tempestades.</p> <p>Formação Rio Bonito - arcóseo, siltito, siltito carbonoso e quartzarenito, folhelho carbonoso e carvão, <i>tonstein</i>, diamictito com matriz carbonosa e marga, ambiente flúvio-deltaico, litorâneo e marinho plataformal.</p>			
							<p>GRUPO ITARARÉ</p> <p>Formação Taciba - arenito, diamictito, siltito, folhelho, ritmito, conglomerado, ambiente glácio-marinho.</p>			
							<p>GRUPO GUARITAS</p> <p>Formação Varzinha (O2vz) - conglomerado polimítico, arenito e pelito relacionados a sistemas fluvial e desértico</p> <p>Formação Pedra Pintada (O1pp) - arenito, secundariamente conglomerado e pelito de ambiente desértico com predominância de dunas eólicas.</p> <p>Formação Rodeio Velho (O1β rv) - basalto alcalino com derrames tipo <i>pahoehoe</i>, contendo estruturas em corda, tipo aa, tubos de lava e intercalações com arenitos eólicos</p>			
							<p>GRUPO ITARARÉ</p> <p>Formação Taciba - arenito, diamictito, siltito, folhelho, ritmito, conglomerado, ambiente glácio-marinho.</p>			
							<p>GRUPO GUARITAS</p> <p>Formação Varzinha (O2vz) - conglomerado polimítico, arenito e pelito relacionados a sistemas fluvial e desértico</p> <p>Formação Pedra Pintada (O1pp) - arenito, secundariamente conglomerado e pelito de ambiente desértico com predominância de dunas eólicas.</p> <p>Formação Rodeio Velho (O1β rv) - basalto alcalino com derrames tipo <i>pahoehoe</i>, contendo estruturas em corda, tipo aa, tubos de lava e intercalações com arenitos eólicos</p>			
	ORDOVICIANO				443	<p>Formação Palermo - siltito, siltito arenoso, arenito fino a muito fino e folhelho, lentes de arenito grosso e conglomerado com seixos discóides, ambiente marinho de costa-afora com influência de tempestades.</p> <p>Formação Rio Bonito - arcóseo, siltito, siltito carbonoso e quartzarenito, folhelho carbonoso e carvão, <i>tonstein</i>, diamictito com matriz carbonosa e marga, ambiente flúvio-deltaico, litorâneo e marinho plataformal.</p>				
						<p>GRUPO ITARARÉ</p> <p>Formação Taciba - arenito, diamictito, siltito, folhelho, ritmito, conglomerado, ambiente glácio-marinho.</p>				
						<p>GRUPO GUARITAS</p> <p>Formação Varzinha (O2vz) - conglomerado polimítico, arenito e pelito relacionados a sistemas fluvial e desértico</p> <p>Formação Pedra Pintada (O1pp) - arenito, secundariamente conglomerado e pelito de ambiente desértico com predominância de dunas eólicas.</p> <p>Formação Rodeio Velho (O1β rv) - basalto alcalino com derrames tipo <i>pahoehoe</i>, contendo estruturas em corda, tipo aa, tubos de lava e intercalações com arenitos eólicos</p>				
<p>GRUPO ITARARÉ</p> <p>Formação Taciba - arenito, diamictito, siltito, folhelho, ritmito, conglomerado, ambiente glácio-marinho.</p>										
<p>GRUPO GUARITAS</p> <p>Formação Varzinha (O2vz) - conglomerado polimítico, arenito e pelito relacionados a sistemas fluvial e desértico</p> <p>Formação Pedra Pintada (O1pp) - arenito, secundariamente conglomerado e pelito de ambiente desértico com predominância de dunas eólicas.</p> <p>Formação Rodeio Velho (O1β rv) - basalto alcalino com derrames tipo <i>pahoehoe</i>, contendo estruturas em corda, tipo aa, tubos de lava e intercalações com arenitos eólicos</p>										

BACIA DO CAMAQUÃ

C O L U N A E S T R A T I G R Á F I C A

ÉON	ERA	PERÍODO	ÉPOCA	10 ⁶ anos	SIGLA	LITÓTIPOS / AMBIENTES DE SEDIMENTAÇÃO
P R O T E R O Z O I C O	N E O P R O T E R O Z O I C O	E D I A C A R I A N O		542		
					NP3sb	GRUPO SANTA BÁRBARA
					NP3ps	Formação Pedra do Segredo - ritmito areno-pelítico em camada tabular, arenito e conglomerado, corresponde à um sistema deltaico entrelaçado arenoso de caráter longitudinal.
					NP3sl	Formação Serra dos Lanceiros - ritmito areno-pelítico a conglomerático em camadas tabulares, arenito e conglomerado relacionados a um sistema deltaico entrelaçado de natureza transversal.
					NP3cb	GRUPO CERRO DO BUGIO
					NP3α av	Formação Acampamento Velho (NP3 α av) - vulcanismo bimodal de característica alcalino comendítica, constituído por derrames de riolitos alcalinos a peralcalinos; Fácies Básica (NP3 β av) constituída por derrames andesíticos, traquitos, basaltos mugearíticos e depósitos piroclásticos básicos, acompanhado de intrusivas representadas por diques de sienitos e monzodioritos; e uma Fácies Particulada (NP3α avp) com depósitos de fluxos piroclásticos, brechas, tufo, tufo lapilítico e ignimbritos, 573±18 Ma U-Pb ; Formação Santa Fé (NP3 sf) - conglomerado aluvial rico em clastos vulcânicos e plutônicos de composição ácida, que grada verticalmente para arenito e ritmito areno-pelítico, deposição e, ambiente aluvial e deltaico.
					β av	avp
					NP3sf	
					NP3bj	GRUPO BOM JARDIM
					NP3 β hi	Formação Hilário - depósitos vulcanogênicos de afinidade shoshonítica, onde predominam depósitos vulcânicos acumulados tanto em ambiente subaéreo quanto subaquoso, representados por: Fácies Coerente (NP3 β hic) - contendo derrames de traquibasaltos a traquiandesitos, sucedendo-se andesito, localmente dacito e intrusivas representadas por domos de lamprófiros espessartíticos e <i>necks</i> de monzonitos e quartzo-monzonitos; e uma Fácies Particulada (NP3 β hip) - onde intercalam-se aos derrames, depósitos piroclásticos relacionados a queda e fluxo, com tufo lapilítico, tufo, brechas e ignimbritos, seguidos de depósitos sedimentares vulcanogênicos.
hic	hip					
NP3m	GRUPO MARICÁ					
NP3ma	Formação Arroio América - arenitos e lentes conglomeráticas registrando novo sistema de planícies fluviais de canais entrelaçados.					
NP3ms	Formação São Rafael - arenito e ritmitos de plataforma marinha rasa dominada por ondas - tempestitos - associados a turbiditos areno-pelíticos da costa afora.					
NP3m	Formação Passo da Promessa - arenito e lentes conglomeráticas formados em planícies fluviais de canais entrelaçados.					
NP3cc	Seqüência Sedimentar - Cerro Chato (NP3ccs): ortoconglomerado e arcóseo grosso, compostos por seixos de riolitos e granitóides, intraclastos de pelitos; Seqüência Vulcânica (NP3ccv): derrames riolíticos e intrusivas epizonais.					
ccs	ccv					
NP3τ le	Complexo Anelar Leões - <i>necks</i> de pequeno porte (<4km) com quartzo-monzonito (NP3 τ lem) a quartzo-monzodiorito com augita e augita subcálcica no centro, contornados por sienito (NP3τ les) a quartzo-sienito com aegirina-augita; magmatismo bimodal entre termos metaluminosos e peralcalino comendítico, 566±44 Ma Rb-Sr .					
les	lem					
γ						
						PROVÍNCIA MANTIQUEIRA

C O L U N A E S T R A T I G R Á F I C A

ÉON	ERA	PERÍODO	ÉPOCA	10 ⁶ anos	SIGLA	LITÓTIPOS / AMBIENTES DE SEDIMENTAÇÃO
						PROVÍNCIA MANTIQUEIRA
P R O T E R O Z Ó I C O	N E O P R O T E R O Z Ó I C O	E D I A C A R I A N O				Complexo Anelar Leões - necks de pequeno porte (<4km) com quartzo-monzonito (NP3 T lem) a quartzo-monzodiorito com augita e augita subcálcica no centro, contornados por sienito (NP3T les) a quartzo-sienito com aegirina-augita; magmatismo bimodal entre termos metaluminosos e peralcalino comendítico, 566±44 Ma Rb-Sr .
						Granito Bela Vista - sienogranito leucocrático na forma de pequenos stocks, com mineralogia peralcalina (piroxênios e anfibólios sódicos).
						Suíte Subvulcânica Vauthier - dacito e rioclitos porfirítico, com matriz microfanerítica.
						Riolito Asprezas - sistema de diques de riolito, dacito e intrusões de pequenos stocks subvulcânicos dos cerros Chato, dos Burros e Abreu, 560±12 Ma Rb-Sr .
						Granito Jaguarí - sienito a monzogranito, localmente porfirítico, 537±10 Ma Rb-Sr .
						Granito Dom Pedrito - pertitagranito, sienogranito e sienito, médio a fino, contendo arvedsonita, localmente riebeckita e aegirina, quimicamente peralcalino.
						Granito São Sepé - sienogranito de epizona, com cavidades miarolíticas, 542±6 Ma U-Pb .
						Monzogranito Rincão dos Coqueiros - monzogranito e granodiorito equigranulares a porfiríticos médios com textura parakivi, 559±7 Ma U-Pb .
						Granito Cerro da Cria - pertitagranito a localmente sienogranito, 564±4 Ma Rb-Sr .
						Granito Ramada - sienito a monzogranito granular médio, 549.3±5 Ma U-Pb .
						Granito Saibro - sienito a monzogranito, médio a grosso, 557±9 Ma Rb-Sr .
						Complexo Intrusivo Lavras do Sul - intrusões agregadas de um sistema vulcano-plutônico de subsidência, constituído por: Granitos Alcaninos , compostos pelos fácies: Pertita Granito equigranular médio a grosso com abundante mesopertita, de idade ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U 586±2,8 Ma (la) e Sienogranito , com bimodalidade textural (grossa a média), de idade ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U 598±3 Ma (las); e por Granitóides shoshoníticos , compostos pelos fácies: Granodiorito seriado a porfirítico grosso a fino (lagd), Sienogranito , híbrido (lasn), Monzogranito híbrido de idade ²⁰⁶ Pb/ ³⁹ U 601±2 (lam), Quartzo-monzonito (laqm), Monzodiorito Arroio do Jaques variando entre monzodiorito a diorito médio a grosso com ortopiroxênio, de idade ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U 599±7 Ma U-Pb (laj), e o Monzonito Tapera , de idade ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U 601±5 (lamz).
						Granito São Manoel - monzogranito a granodiorito médio a grosso.
						Monzogranito Santa Rita - monzo a granodiorito porfirítico médio a grosso.
						Granito Santa Zélia - sienogranito porfirítico médio a grosso
						Sienogranito Camaquã Pelado - muscovita sienogranito a monzogranito médio, com foliação milonítica localizada.
						Monzogranito Lajeado - monzogranito a duas micas, médio, com foliação milonítica.
						Suíte Granítica Caçapava do Sul - sienogranito 558±3 Ma U-Pb , contornando e intrudindo monzogranito a allanita granodiorito, médio a fino, dominante na porção central, com foliação protomilonítica ao longo das bordas do corpo granítico.
						Suíte Intrusiva Encruzilhada do Sul - Granito Encruzilhada (NP3Yese) - monzogranito porfirítico a sienogranito, com variação textural de granular grosso a porfirítico, 594±5 Ma U-Pb ; Fácies Pinheiro (NP3g Y3Aesp) - sienogranito com presença subordinada de alcaifeldspato granito e monzogranito.
						Suíte Granítica Santo Afonso - monzogranito e granodiorito médio a grosso, com abundantes xenólitos gnáissicos, foliação protomilonítica em faixas decimétricas localizadas 568±48 Ma Rb-Sr .
						Monzogranito Santo Antônio - monzo a granodiorito variando até quartzo-monzonito e monzodiorito porfirítico, médio, localmente com evidências de tectónica rúptil, 640±52 Ma Rb-Sr .
						Granito Aceguá - granitóide médio a grosso, isotropo.
						Granito Passo da Mozinha - sienito a monzogranito porfirítico foliado.
						Granito Chasqueiro - granito porfirítico grosso, com foliação milonítica nos bordos, 578±8 Ma Pb-Pb .
						Granito Capão do Leão - sienito a monzogranito médio, tendo granada almandina como varietal, 583±3 Ma Pb-Pb .
						Granito Arroio Moinho - sienogranito porfirítico grosso, localmente monzogranito, com foliação milonítica dominante nas bordas, 591±1 Ma U-Pb .
						Suíte Granítica Dom Feliciano - Fácies Serra do Erval (NP3Ydf): sienogranito constituindo stocks grosseiramedef alinhados a NE-SW, 550±6 Ma Rb-Sr ; Fácies Cerro Grande (NP3Ydfc): monzogranito variando entre porfirítico grosso a granulare homogêneo, englobando enclaves granodioríticos a tonalíticos, 572±10 Ma Rb-Sr .
						Granodiorito Fazenda do Posto - granodiorito porfirítico médio a grosso, com foliação milonítica incipiente.
	Gabro Passo da Fabiana - gabro, homblenda gabro a troctolito, com níveis estratiformes anortosíticos, de afiliação toleítica (plagioclásio, dois clinopiroxênios, anfibólio e quartzo).					
	Diorito Capim Branco - associação de diorito, quartzo-diorito, granodiorito a monzogranito de granulação fina a média, recortada por apófises de sienogranito tipo Serra do Erval.					
	Suíte Granítica Campinas - Granito Campinas (NP3Y cac) stock de composição monzogranítica a granodiorítica, leuco a mesocrático fino a médio, localmente porfirítico; Fácies Figueiras (NP3Y caf): sienogranito a muscovita, leucocrático rosado a esbranquiçado, médio a grosso, 605±8 Ma U-Pb .					
	Suíte Granítica Cordilheira - Granito Cordilheira (NP3Yco) - muscovita-biotita leucosienito a monzogranito, texturalmente granoblástico médio, apresentando porções porfíricas a pegmatóides, com percentagens variáveis de turmalina e granada como varietal e foliação milonítica pronunciada, 625±6 Ma U-Pb ; Granito Francisquinho (NP3Y cf) Sieno a granodiorito porfiroblástico, apresentando fábrica magmática e deformacional superimpostas, sendo comum a presença de enclaves de paragneisses, 634±6 Ma U-Pb ; Granito Porfiróide Chácara São Geronimo (NP3Y cj): leucogranito cinza, porfiróide, mineralogia peraluminosa, fábrica metamórfica deformacional na fácies xisto verde superior, Granito Cerro Agudo (coa), 617±8 Ma U-Pb .					
	Granito Quitéria - monzo a granodiorito porfirítico com foliação na fácies xisto verde superior, 658±4 Ma U-Pb .					

630

C O L U N A E S T R A T I G R Á F I C A

ÉON	ERA	PERÍODO	ÉPOCA	10 ⁶ anos SIGLA	LITÓTIPOS / AMBIENTES DE SEDIMENTAÇÃO
PROTEROZOICO	NEOPROTEROZOICO	CRIOGENIANO		630	<div style="display: flex; flex-wrap: wrap; gap: 5px;"> <div style="background-color: #4a7ebb; color: white; padding: 2px 5px; font-size: 8px;">NP3γqi</div> <div style="background-color: #c4c4c4; padding: 2px 5px; font-size: 8px;">NP3γag</div> <div style="display: flex; gap: 2px;"> <div style="background-color: #e67e22; padding: 2px 5px; font-size: 8px;">NP3γpq</div> <div style="background-color: #e67e22; padding: 2px 5px; font-size: 8px;">pqqs</div> <div style="background-color: #e67e22; padding: 2px 5px; font-size: 8px;">pqsa</div> </div> <div style="background-color: #4a7ebb; color: white; padding: 2px 5px; font-size: 8px;">PP2c</div> <div style="background-color: #4a7ebb; color: white; padding: 2px 5px; font-size: 8px;">NP2γ1cgb</div> <div style="background-color: #4a7ebb; color: white; padding: 2px 5px; font-size: 8px;">NP2gar</div> <div style="background-color: #e67e22; padding: 2px 5px; font-size: 8px;">NP2βam</div> </div> <p>Granito Quitéria: monzo a granodiorito porfirítico com foliação na fácies xisto verde superior, 658±4 Ma U-Pb.</p> <p>Granitóide Arroio Grande - leucogranito a duas micas, grosso, com foliação milonítica pronunciada, englobando encraves gnaíssicos.</p> <p>Suíte Intrusiva Piquiri - Sienito Piquiri (NP3γ pqs): sienito a quartzo-sienito fino nas bordas e grosso na porção central, com foliação magmática bem desenvolvida e autólitos máficos em toda a extensão, 611±3 Ma Pb-Pb; Sienito Arroio do Silva (NP3γ pqa): quartzo-dioritos, quartzo-monzonitos e quartzo-sienitos leuco a mesocráticos, fino a médios, com estruturas de fluxo marcada predominantemente pela orientação de cristais de anfibólios, 612±3 Ma Pb-Pb.</p> <p>Metanortosito Capivarita - metanortosito foliado, com diques de anfibolito, intrusivos no Complexo Metamórfico Várzea do Capivarita, 610±18 Ma Ar-Ar.</p> <p>Complexo Granito-Gnaíssico Bagé - ortognaisses e granitóides monzo a granodioríticos foliados, com megaxenólitos de rochas supracrustais</p> <p>Formação Arroio Marmeleiro - metarenito, metapelito e quartzito no fácies xisto verde.</p> <p>Formação Arroio Mudador - derrames de lava básica (basalto) em regime subaquoso, estruturas de <i>pillow</i> lavas, intercaladas de forma subordinada a pelitos, todo o conjunto metamorizado na fácies xisto verde inferior.</p> <p>Complexo Metamórfico Vacacaí - Unidade Vulcânica (NP2vcv): metadesito, metatufo, metavulcanoclástica e níveis de sedimentos vulcanogênicos metamorizados nas fácies xisto verde a anfibolito, 753±2 Ma U-Pb; Unidade Vulcano-sedimentar (NP2vcs): constituída por xistos provenientes de metapelito, grafita xisto, quartzitos, anfibolito e níveis de metavulcânicas intermediárias, todo o conjunto metamorizado na fácies xisto verde superior a anfibolito.</p> <p>Suíte Intrusiva Lagoa da Meia Lua - diorito, tonalito, granodiorito e monzogranito, granulares fino a médio, meso a melanocráticos cinza.</p> <p>Complexo Cambaí - Dominio de Ortognaisses (NP2γ cbo) - onde predominam gnaisses monzogranítico, granodiorítico, tonalítico, 750±16 Ma U-Pb, e trondhjemitico, 736±10 Ma U-Pb, contendo enclaves de anfibolitos, 733±13 Ma U-Pb, metultramafitos e metagabros, intercalados com Dominio de Paragnaisses (NP2γ cbp) composto por lentes de mármore, metapelitos, metarenitos e xistos magnesianos, todo o conjunto metamorizado na fácies anfibolito médio a inferior.</p> <p>Corpos Básico-Ultrabásicos Estratiformes - Gabro Mata Grande (NP2δ m) - gabro de granulação fina a grossa de composição troctolítica e rochas ultrabásicas subordinadas. Maçico de Pedras Pretas (NP2δ pp) e Gabro Santa Catarina (NP2δ sc) gabro, leucograbro e anortosito intercamadados com ultrabásica serpentinizada. Estruturas magmáticas preservadas. Metamorfismo transicional entre as fácies xisto verde e anfibolito.</p> <p>Complexo Máfico-Ultramáfico Cerro Mantiqueira - metamafito, metagabro, serpentinó e metadiorito, xisto magnesiano e ortoanfibolito, 733±10 Ma U-Pb.</p> <p>Complexo Granito-Gnaíssico Pinheiro Machado - Dominio de Metagranitóides Porfíricos (NP2γ 1pm) gnaisse granítico a granodiorítico, foliação marcante e deformação de alta temperatura, presença freqüente de septos de paragnaisses, 609±17 Ma U-Pb; Dominio de Gnaisses Granodioríticos (NP2γ 1pmg) gnaisses variando entre granodiorito a tonalito, localmente migmatizado, com abundantes septos de para e ortognaisses parcialmente englobados pela massa granítica, 625±4 Ma Pb-Pb; Septos do Embasamento (NP2γ pmm) presença de megaxenólitos com cerca de 15 km de extensão, onde incluem-se rochas calcissilicáticas, biotita gnaisses, tonalitos, quartzitos, xistos, mármore e porções migmatíticas, 781±5 Ma U-Pb.</p>
				850	<div style="display: flex; flex-wrap: wrap; gap: 5px;"> <div style="background-color: #4a7ebb; color: white; padding: 2px 5px; font-size: 8px;">NP2vcv</div> <div style="background-color: #4a7ebb; color: white; padding: 2px 5px; font-size: 8px;">vcs</div> <div style="background-color: #c4c4c4; padding: 2px 5px; font-size: 8px;">NP2μ1m</div> <div style="display: flex; gap: 2px;"> <div style="background-color: #4a7ebb; color: white; padding: 2px 5px; font-size: 8px;">NP2γcb</div> <div style="background-color: #4a7ebb; color: white; padding: 2px 5px; font-size: 8px;">cbo</div> <div style="background-color: #4a7ebb; color: white; padding: 2px 5px; font-size: 8px;">cbp</div> </div> <div style="background-color: #c4c4c4; padding: 2px 5px; font-size: 8px;">NP2δcm</div> <div style="display: flex; gap: 2px;"> <div style="background-color: #4a7ebb; padding: 2px 5px; font-size: 8px;">m</div> <div style="background-color: #4a7ebb; padding: 2px 5px; font-size: 8px;">pp</div> <div style="background-color: #4a7ebb; padding: 2px 5px; font-size: 8px;">sc</div> </div> <div style="background-color: #4a7ebb; color: white; padding: 2px 5px; font-size: 8px;">NP2μcm</div> <div style="display: flex; gap: 2px;"> <div style="background-color: #4a7ebb; color: white; padding: 2px 5px; font-size: 8px;">NP2γpm</div> <div style="background-color: #4a7ebb; color: white; padding: 2px 5px; font-size: 8px;">1pm</div> <div style="background-color: #4a7ebb; color: white; padding: 2px 5px; font-size: 8px;">1pmg</div> <div style="background-color: #4a7ebb; color: white; padding: 2px 5px; font-size: 8px;">pmm</div> </div> </div>
PROTEROZOICO	PALEOPROTEROZOICO	RIACIANO		2050	<div style="display: flex; flex-wrap: wrap; gap: 5px;"> <div style="display: flex; gap: 2px;"> <div style="background-color: #4a7ebb; padding: 2px 5px; font-size: 8px;">PP2pp</div> <div style="background-color: #4a7ebb; padding: 2px 5px; font-size: 8px;">po</div> <div style="background-color: #4a7ebb; padding: 2px 5px; font-size: 8px;">psd</div> <div style="background-color: #4a7ebb; padding: 2px 5px; font-size: 8px;">pgd</div> <div style="background-color: #4a7ebb; padding: 2px 5px; font-size: 8px;">pgc</div> </div> <div style="background-color: #4a7ebb; color: white; padding: 2px 5px; font-size: 8px;">PP2arr</div> <div style="background-color: #4a7ebb; color: white; padding: 2px 5px; font-size: 8px;">PP2vc</div> <div style="display: flex; gap: 2px;"> <div style="background-color: #4a7ebb; color: white; padding: 2px 5px; font-size: 8px;">PP2γbv</div> <div style="background-color: #4a7ebb; color: white; padding: 2px 5px; font-size: 8px;">bv</div> <div style="background-color: #4a7ebb; color: white; padding: 2px 5px; font-size: 8px;">bvs</div> </div> <div style="background-color: #4a7ebb; color: white; padding: 2px 5px; font-size: 8px;">PP2e</div> </div> <p>Complexo Metamórfico Porongos - seqüência supracrustal pelito-carbonática com vulcanismo subordinado, injeções e imbricações tectônicas de rochas graníticas (ortognaisses), deformadas em regime tangencial e com metamorfismo de fácies xisto-verde inferior a anfibolito; retrabalhamento em regime transcorrente com ampla milonitização; Unidade Pelito-Carbonática (PP2psd) quartzitos, 2.02 Ga U-Pb detritico, filitos, xistos pelíticos, lentes de mármore e calcissilicática; Unidade Vulcânica (PP2po) metadesitos e metadacitos associados a rochas vulcanoclásticas (metatufos) e sedimentos vulcanogênicos, 783±6 Ma U-Pb; Unidade Ortognaíssica (PP2pgd) tonalito e monzogranito com bandamento gnaíssico, deformação plástica, ortognaisse com granada e turmalina como variedades; Unidade Gnaisse Capané (PP2pgc) gnaisse alcalino com bandamento bem definido, tendo anfibolito e piroxênio alcalino (riebeckita e aegirina) como variedades.</p> <p>Complexo Gnaíssico Arroio dos Ratos - gnaisse tonalítico, G1 - 2.078±13 Ma U-Pb com xenólitos de paragnaisses, cortado por apófises de granodiorito leucocrático dobrado, G2 - 1.538±7 Ma U-Pb e intrudido por trondhjemitico grosso a pegmatóide, todo o conjunto metamorizado na fácies anfibolito superior, 631±13 Ma U-Pb.</p> <p>Suíte Metamórfica Várzea do Capivarita - gnaisse pelítico e quartzo-feldspático (andaluzita-sillimanita-granada-biotita gnaisse, sillimanita-biotita-plagioclásio gnaisse, até espinélio-cordierita-sillimanita-granada-biotita gnaisse), com lentes de mármore, calcissilicática e anfibolito intercaladas; exposições reduzidas na forma de xenólitos ou <i>roof pendants</i> no interior das rochas metagranitóides; metamorfismo de fácies anfibolito superior, em condições de pressão média a baixa, localmente fácies granulito.</p> <p>Granitóides Santana da Boa Vista - granitóide milonitizado composto por monzogranito (PP2γ bv) acinzentado, médio a grosso, localmente porfiroblástico, e sienogranito (PP2γ bvs) róseo, fino a médio, raramente pegmatóide, ambos intensamente deformados com a geração de proto, orto e ultramilonitos, quartzo-milonitos e filonitos. Metamorfismo retrogressivo na fácies anfibolito a xisto verde, intrusivos no Gnaisses Encantadas.</p> <p>Gnaisses Encantadas - ortognaisse com bandamento marcado por alternância de bandas trondhjemiticas, tonalíticas e granodioríticas, localmente recortado por lentes de anfibolito, freqüentemente milonitizados, com metamorfismo da fácies anfibolito, 2263±18 Ma U-Pb.</p>
				2300	
ARQUEANO	NEO-ARQUEANO		2500	<div style="display: flex; flex-wrap: wrap; gap: 5px;"> <div style="background-color: #4a7ebb; color: white; padding: 2px 5px; font-size: 8px;">A4smc</div> </div> <p>Complexo Granulítico Santa Maria-Chico - gnaisse bimodal félsico-máfico intercalado, variando entre ortognaisse quartzo-feldspático e máfico, ocorrendo sillimanita gnaisse, mármore, metapelito (BIF's) e lentes de lherzolito metamorizadas na fácies granulito; 2022±18 Ma, 2550 Ma U-Pb.</p>	
			2800		