



## **EVOLUÇÃO TERMO-TECTÔNICA DO GRABEN DE URUSSANGA**

Porto Alegre, 2016

**André Nascimento dos Santos**

## **EVOLUÇÃO TERMO-TECTÔNICA DO GRABEN DE URUSSANGA**

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.

**Orientadora:** Prof<sup>a</sup>. Dr<sup>a</sup>. Andréa Ritter Jelinek

**Supervisora:** Christie Helouise Engelmann de Oliveira

Porto Alegre, 2016

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL

Reitor: Rui Vicente Oppermann

Vice-Reitora: Jane Fraga Tutikian

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

Diretor: André Sampaio Mexias

Vice-Diretor: Nelson Luiz Sambaqui Gruber

Santos, André Nascimento

Evolução termo-tectônica do Graben de Urussanga . / André Nascimento Dos Santos. - Porto Alegre: IGEO/UFRGS, 2016.  
[62 f.] il.

Monografia (Trabalho de Conclusão de Curso).- Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Graduação em Geologia. Instituto de Geociências. Porto Alegre, RS - BR, 2016.

Orientador(es):Andréa Ritter Jelinek

Coorientador(es):Christie Helouise Engelmann de Oliveira

1. Graben de Urussanga 2. Traços de fissão 3. Apatita 4.  
Termo-tectônica I. Título.

CDU 55

---

Catálogo na Publicação

Biblioteca Instituto de Geociências - UFRGS

Sônia Teresinha Duarte de Oliveira

CRB 10/2310

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

A comissão examinadora, abaixo assinada, aprova o trabalho de conclusão de curso “**EVOLUÇÃO TERMO-TECTÔNICA DO GRABEN DE URUSSANGA**”, elaborado por ANDRÉ NASCIMENTO DOS SANTOS, como requisito parcial para obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

**Comissão examinadora:**

---

Dra. Carla Cristine Porcher

---

Dr. Ruy P. Philipp

---

Dr. Tiago Jalowinski

## **AGRADECIMENTOS**

Agradeço primeiramente a meu pai, minha mãe e meus irmãos pelo apoio incondicional, por ensinar princípios e valores como respeito, generosidade, caráter e amizade, transmitidos não só através das palavras como através de exemplos. Vocês são a base de tudo, amo muito vocês.

A universidade federal do Rio Grande do Sul e ao instituto de geociências por terem me proporcionado um curso de graduação de alta qualidade.

Aos motoristas do IGEO, Claudinho, Adalto, Armando e Jarson pelo ótimo atendimento e serviço prestado. Ao pessoal do anexo, Marcelo, Juliano e Denise pela ajuda na preparação das amostras.

As minhas orientadoras Andréa Ritter Jelinek e Christie Helouise Engelmann de Oliveira que sempre me apoiaram e tiveram muita dedicação e paciência em diversos momentos no decorrer deste trabalho, dividindo seus conhecimentos e sempre mostrando os melhores caminhos.

Aos colegas de bolsa e graduação por todas as contribuições que me ajudaram a chegar até aqui.

## RESUMO

A porção sudeste da margem continental brasileira no estado de Santa Catarina, composta pelo embasamento cristalino e pela Bacia do Paraná, possui uma feição geotectônica formada em contexto transtensional conhecida como Graben de Urussanga, localizado nas proximidades do município homônimo. O graben tem seu arcabouço formado pelas rochas do embasamento Paleo- e Neoproterozoico, e é preenchido por rochas permianas das formações Rio do Sul, Rio Bonito e Palermo. Essas rochas são cortadas por diques e soleiras de diabásio da Formação Serra Geral (unidade Juro-Cretácea). O presente trabalho tem por objetivo contribuir para um melhor entendimento e caracterização da história de exumação desta porção da margem continental, em especial no que diz respeito à evolução da estrutura que originou o Graben de Urussanga, buscando estabelecer um quadro de evolução cronológica dessas estruturas limítrofes do graben e sua correlação com as estruturas regionais. Para atingir este objetivo foi utilizado a técnica de sensoriamento remoto através de imagens de satélite (LANDSAT-TM) e SRTM, e análise por traços de fissão em apatita. A análise de imagens de satélite e SRTM auxiliaram na interpretação das estruturas tectônicas, resultando na identificação dos principais lineamentos e auxiliando na coleta das amostras para a análise por traços de fissão em apatita. O controle da amostragem foi realizado em função das estruturas que delimitam o graben. Foram coletadas 4 amostras: 2 amostras no embasamento e 2 no interior do graben. Os lineamentos foram separados em três populações e interpretados a partir de diagramas de roseta de comprimento e frequência: embasamento, Bacia do Paraná e grandes lineamentos. Os diagramas de roseta indicam que os lineamentos presentes na Bacia do Paraná e nas rochas granitóides do embasamento apresentam direções preferenciais para NNE-SSW e NW-SE, sendo as primeiras mais frequentes e de maior comprimento, coincidentes com os grandes lineamentos presentes em todas as unidades. A análise por traços de fissão em apatita resultou em uma idade central de  $77.9 \pm 6.3$  Ma, concordante com as idades obtidas por Karl et al. (2013) em amostras próximas à região. O modelo de história térmica gerado mostra que as rochas foram submetidas à máxima paleotemperatura durante a separação final entre a América do Sul e a África. Com base na análise termotectônica, os lineamentos Pré-Cambrianos da região foram reativados durante o Cretáceo Superior com consequente formação e estruturação do Graben de Urussanga em rochas pré-existentes da Bacia do Paraná, refletindo as atividades tectônicas das fases tardias da separação entre a América do Sul e a África.

**Palavras-Chave:** Graben de Urussanga, traços de fissão, apatita.

## ABSTRACT

The southeastern portion of the Brazilian continental margin in the state of Santa Catarina, composed by the crystalline basement and the Paraná Basin, has a geotectonic feature formed in a distensional context known as Urussanga Graben, located near the homonymous municipality. The graben is formed by Paleo to Neoproterozoic basement and is filled by Permian rocks of the Rio do Sul, Rio Bonito and Palermo formations. These rocks are cut by dikes and sills of diabase of the Serra Geral Formation (Juro-Cretaceous unit). The present work aims to contribute to a better understanding and characterization of the exhumation history of this part of the continental margin, especially with respect to the evolution of the structure that originated the Urussanga Graben, seeking to establish a chronological evolution framework of the Graben and to correlate with regional structures. In order to reach this objective, the remote sensing technique was used (TM-LANDSAT and SRTM satellite images) and combined with apatite fission track analysis. The satellite images helped to the interpretation of the tectonic structures, resulting in the identification of the main lineaments and assisting in the collect of the samples for the analysis by apatite fission track. Sampling control was performed according to the structures that delimit the graben. Four samples were collected: 2 samples in the basement and 2 samples inside the graben. The lineaments were separated into three populations and interpreted from roset diagrams of length and frequency: basement, Paraná Basin and large lineaments. The rose diagrams indicate that the lineaments present in the Paraná Basin and in the granitoid basement rocks present preferential directions to the NNE-SSW and NW-SE, the first ones more frequent and of longer length, coinciding with lineaments present in all the units. Apatite fission track analysis resulted in a central age peak of  $77.9 \pm 6.3$  Ma, consistent with the ages obtained by Karl et al. (2013) in samples close to the region. The thermal history model shows that the rocks were subjected to the maximum paleotemperature during the final stages of the Gondwana opening. Based on the thermo-tectonic analysis, the pre-Cambrian lineaments of the region probably were reactivated during the Upper Cretaceous with consequent formation and structuring of the Urussanga graben in pre-existing rocks of the Paraná Basin, during late tectonic activity associated to the separation between the South America and Africa.

## LISTA DE FIGURAS

<b>Figura 1.</b> localização da área de estudo, marcado com retângulo vermelho (Imagem do banco de dados do ArcGis 10.3) .....	13
<b>Figura 2.</b> Mapa geológico da região sudeste do estado de Santa Catarina destacando os principais lineamentos (modificado de Morgental & Kirchner, 1983; Jelinek, 2002) .....	17
<b>Figura 3.</b> Arcabouço estratigráfico a área de estudo. Modificado de Silva (2006) .....	19
<b>Figura 4.</b> Mapa da margem continental sudeste do Brasil com suas principais feições estrutural. Jelinek (2002) .....	21
<b>Figura 5.</b> Mapa de relevo sombreado. Iluminantes situados a 35°, com azimute leste (A), nordeste (B), norte (C) e noroeste (D) .....	24
<b>Figura 6.</b> Imagem do sensor TM- Landsat formando uma composição colorida (RGB) com a escolha das bandas 453 .....	25
<b>Figura 7.</b> Mapa geológico com a localização das amostras coletadas em campo .....	26
<b>Figura 8.</b> Preparação das amostras em laboratório. a) fragmentação da rocha com a prensa hidráulica; b) britador de mandíbulas; c) moinho de disco; d) separador eletromagnético Frantz; e) separação de minerais por líquidos densos; e f) catação dos grãos em lupa binocular .....	28
<b>Figura 9.</b> Montagem das pastilhas. a) Molde e pastilha; b) Politriz; c) Microscópio ótico ....	29
<b>Figura 10.</b> Formação do traço latente (Modificado de Wagner & Van Den Haute, 1992) .....	30
<b>Figura 11.</b> Comprimento dos traços confinados (Lc). (TINT – track-in-track e TINCLE- Track-in- cleavage). Modificado de Green (1981) .....	31
<b>Figura 12.</b> Zona de Annealing da apatita com suas respectivas temperatura .....	33
<b>Figura 13.</b> Método do detector externo (Gallagher et al., 1998) .....	34
<b>Figura 14.</b> Mapa com os lineamentos de grande porte (>15 km) interpretados a partir da imagem de relevo sombreado .....	36
<b>Figura 15.</b> Diagrama de comprimento e frequência dos lineamentos de grande .....	36
<b>Figura 16.</b> Mapa com os lineamentos extraídos da imagem de satélite landsat-tm .....	37



<b>Figura 17.</b> Diagrama de comprimento e frequência dos lineamentos da Bacia do Paraná	.38
<b>Figura18.</b> Diagrama de comprimento e frequência dos lineamentos do embasamento	.....38
<b>Figura 19.</b> Mapa geológico da área de estudo com as idades de TFA e os lineamentos extraídos da imagem landsat e srtm	.....39
<b>Figura 20.</b> a) Cristas alinhadas em altos topográficos; b) Afloramento em encosta abrupta c) Intrusão de um dique aplítico	.....40
<b>Figura 21.</b> Afloramento em corte de estrada do ponto GRU-03; b) Foto em detalhe do arenito arcossiano com estratificação incipiente	.....41
<b>Figura 22.</b> Fotomicrografia do monzogranito (Lâmina GRU-01 - LN para luz natural e LP para luz polarizada): a) <i>Aspecto geral da lâmina em LP.</i> b) Plagioclásio com intercrescimento mimerquitico em LP. c) Hornblenda verde com inclusões de minerais opacos em LN. d) Titanita euédrica em LP	.....42
<b>Figura 23.</b> Fotomicrografia do monzogranito (Lâmina GRU-02 - LN para luz natural e LP para luz polarizada): a) <i>Aspecto geral da lâmina em LP.</i> b) <i>Aspecto geral da lâmina em LN mostrando a alteração da biotita para clorita em LN.</i> c) Cristais porfíricos de plagioclásio e microclina em LP. d) Inclusões de apatita e zircão com halos pleocróico na biotita em LN	.43
<b>Figura 24.</b> Diagrama radial com idade central de 77.6 Ma	.....45
<b>Figura 25.</b> Histograma de distribuição dos comprimentos dos traços confinados	.....45
<b>Figura 26.</b> Representação gráfica da modelagem térmica obtida para a amostra GRU-01	46
<b>Figura 27.</b> Relação das amostras e suas respectivas idades por traços de fissão em apatita. Foram identificados 4 eventos termiais: pré-rifte, rifte (pulso 1 e 2) e Graben de Urussanga	.....47
<b>Figura 28.</b> Desenho esquemático do soerguimento causado durante a fase pré-rifte	.....49
<b>Figura 29.</b> Desenho esquemático da fase rifte, mostrando o afinamento da litosfera e distensão devido à subida da astenosfera, ocasionando intensa atividade termal e formação de magmatismo	.....50
<b>Figura 30.</b> Desenho esquemático mostrando o contexto da formação do Graben de Urussanga durante a fase drift de abertura do Oceano Atlântico	.....52
<b>Figura 31.</b> Contexto sinistral do Graben de Urussanga no Modelo de Riedel (1929)	.....54

## LISTA DE TABELAS

<b>Tabela 1.</b> Dados de traço de fissão em apatita da amostra GRU-01.....	44
<b>Tabela 2.</b> Amostras TFA da bibliografia disponível na área de estudo.....	47

## SUMÁRIO

<b>1 INTRODUÇÃO</b> .....	12
1.1 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO .....	12
1.2 CARACTERIZAÇÃO DO PROBLEMA/HIPÓTESE .....	13
1.3 JUSTIFICATIVA .....	14
1.4 OBJETIVOS .....	14
<b>2 GEOLOGIA DA ÁREA DE ESTUDO</b> .....	15
2.1 BACIA DO PARANÁ (CONTEXTO GERAL) .....	16
2.2 GEOLOGIA DO SUDESTE CATARINENSE .....	16
2.2.1 Granitóides tardi a pós-tectônicos .....	17
2.2.2 Bacia do Paraná na área de estudo .....	18
2.3 GEOLOGIA ESTRUTURAL .....	20
<b>3 METODOLOGIA</b> .....	22
3.1 Revisão bibliográfica .....	22
3.2 Etapa pré-campo .....	23
3.2.1 Sensoriamento remoto.....	23
3.3 Etapa de campo .....	26
3.4 Etapa pós-campo .....	27
3.4.1 Petrografia .....	27
3.4.2 Separação mineral .....	27
3.4.3 Montagem das pastilhas .....	28
3.5 Análises termocronológicas por traços de fissão .....	29
3.5.1 Fundamentos do método dos Traços de Fissão .....	29
3.5.2 Revelação dos traços de fissão- ataque químico .....	30
3.5.3 <i>Annealing</i> e zona de estabilidade dos traços de fissão .....	30
3.5.4 Método do detector externo .....	33
3.5.5 Equação geral da idade .....	34
<b>4 RESULTADOS E DISCUSSÕES</b> .....	35
4.1 Sensoriamento remoto.....	35
4.2 Geologia de campo .....	39
4.3 Petrografia .....	41
4.4 Análise por traço de fissão .....	44
<b>5 CONCLUSÕES</b> .....	54
<b>4. REFERÊNCIAS</b> .....	56

## 1. INTRODUÇÃO

A margem continental do sudeste da América do sul mostra estruturas geomorfológicas que foram modeladas durante diversos episódios de atividade tectônica iniciados no Neoproterozóico. A compartimentação do Gondwana criou nas margens continentais brasileiras um soerguimento litosférico e rifteamento causado durante a formação do Oceano Atlântico. No transcorrer do progresso de separação dos continentes novas estruturas se formaram e outras foram reativadas. Os movimentos de elevação e erosão provenientes da construção da cadeia meso-oceânica fizeram com que as rochas profundas fossem trazidas a níveis mais superficiais. O comportamento rúptil das rochas do embasamento durante a abertura do Oceano Atlântico acabou gerando horsts e grabens secundários, cujas presenças indicam que estas rochas foram exumadas, ou seja, permaneceram em regiões rasas e relativamente mais frias do que as condições nas quais foram originalmente geradas.

A técnica de traços de fissão em apatita é um método reconhecido para analisar histórias térmicas de baixa temperatura (120-60 °C). Considerando-se o gradiente geotérmico de 30 °C/km, com a temperatura da superfície de aproximadamente 25 °C, o método termocronológico empregado é de grande valia para se obter possíveis informações acerca de rochas que estão em profundidades superiores da crosta (profundidades de até 4 km), fornecendo assim importantes considerações sobre os eventos relacionados à crosta rúptil. A interpretação das idades e dos comprimentos dos traços de fissão presentes na apatita pode apontar para padrões de resfriamento ou aquecimento regional causados pelos processos tectônicos na denudação da crosta.

### 1.1 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

O Graben de Urussanga está localizado na parte leste do estado de Santa Catarina, extremo sul do Brasil. Estão inseridos no contexto do graben os municípios Morro da Fumaça, Cocal e Urussanga (Fig. 1), sendo delimitado a oeste pela Bacia do Paraná e a leste pelo Oceano Atlântico. O graben possui uma forma alongada

com aproximadamente 30 Km de comprimento, com seu eixo maior na direção NW-SE, sendo cortado perpendicularmente pela rodovia BR-101 por uma extensão de 18 Km.

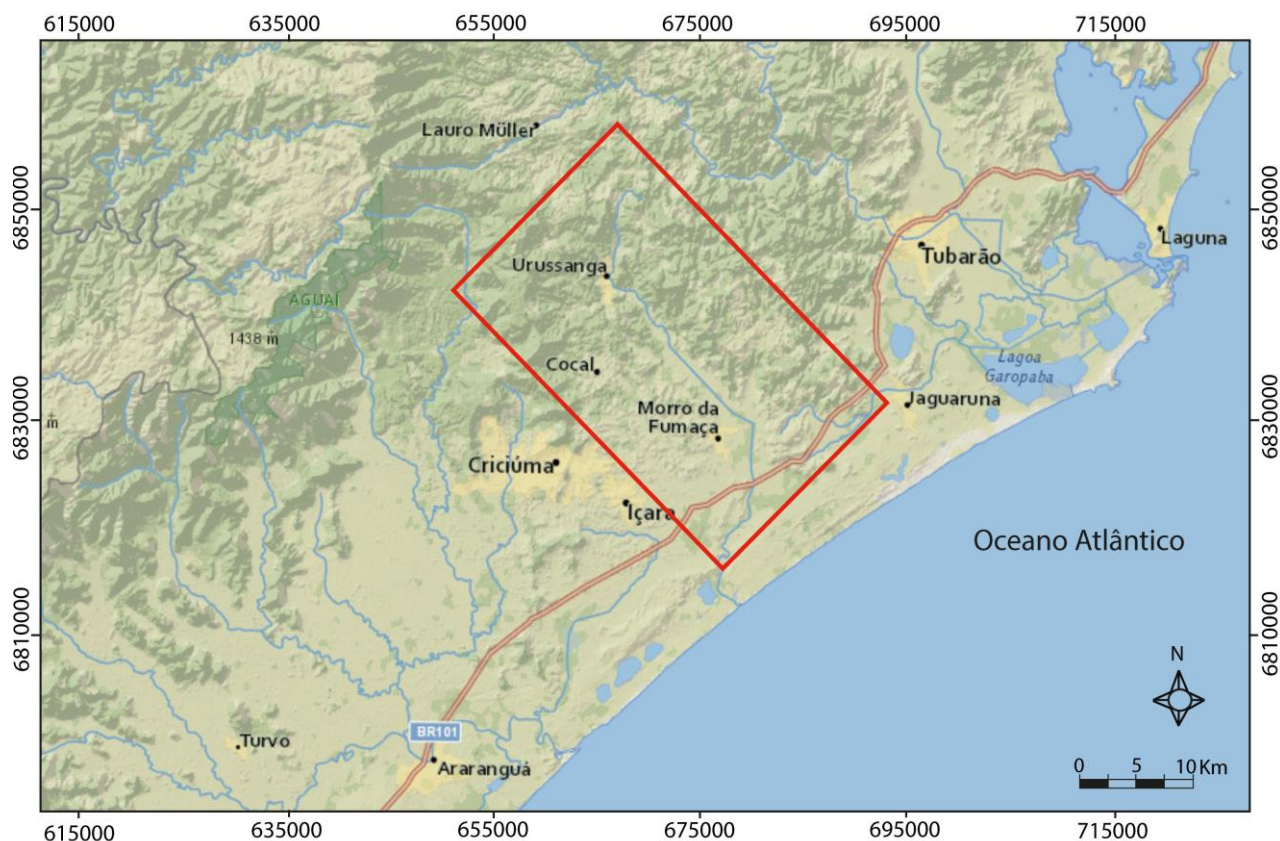


Figura 1- localização da área de estudo, marcado com retângulo vermelho (Imagem do banco de dados do ArcGis 10.3).

## 1.2 CARACTERIZAÇÃO DO PROBLEMA/HIPÓTESES

O Graben de Urussanga compõe uma importante feição tectônica não só da Bacia do Paraná, mas também se aprofundando até o seu embasamento, cuja identificação e orientação em subsuperfície foram inferidas principalmente por meio de dados de sondagens rotativas, sensoriamento remoto e geofísica. Existe certa carência de dados geológicos na região em questão, principalmente dados analíticos quantitativos que possibilitem a compreensão acerca da evolução da bacia durante

sua abertura e desenvolvimento. A presente linha de pesquisa acredita que as idades obtidas por Jelinek (1997), pelo método de traços de fissão em apatita em rochas localizadas na região sul do distrito fluorítico do sudeste de Santa Catarina, poderiam estar correlacionadas com os principais eventos tectônicos desenvolvidos nesta porção da margem continental e com a formação do Graben de Urussanga. No entanto, essa hipótese necessita de mais dados para corroborá-la ou, se for o caso, sugerir novas suposições se houver divergência nos dados.

### 1.3 JUSTIFICATIVA

O processo crustal que atuou como causa direta nas fases de subsidência da Bacia do Paraná, as reativações do seu arcabouço estrutural e a relação temporal destes com os processos tectônicos vigentes no continente na época e após a deposição no Graben de Urussanga ainda não são bem compreendidos. Sendo assim, a modelagem termotectônica, através da integração do sensoriamento remoto aplicado à geologia estrutural e da análise por traços de fissão em apatita aplicado nesta região pode fornecer subsídio para entender os processos crustais envolvidos no desenvolvimento do graben e, por conseguinte, fornecer uma melhor compreensão sobre a evolução da margem continental brasileira.

### 1.4 OBJETIVOS

O principal objetivo do presente trabalho é contribuir para um melhor entendimento e evolução da história termotectônica do Graben de Urussanga, integrando dados geológicos, estruturais e termocronológicos, contribuindo de forma significativa para uma definição mais precisa da época de formação do graben (idade aproximada em que teria ocorrido a movimentação das falhas que o gerou). Para que isso seja alcançado, têm-se como objetivos específicos:

- Levantamento dos dados geológicos, estruturais e termocronológicos;
- Identificar e interpretar, em imagens de satélite e SRTM, os principais lineamentos e falhas que delimitam a região;
- Realizar análises estruturais com uso do software RockWorks;

- Montar um banco de dados em plataforma SIG, com base nos dados compilados e coletados;
- Realizar análises por traços de fissão em apatita nas rochas coletadas;
- Integrar os resultados das análises com os dados da bibliografia;
- Realizar o modelamento das histórias térmicas com o uso do software QTQt;
- Caracterizar os eventos térmicos, identificando o registro dos últimos processos tectônicos que afetaram a região;
- Gerar um modelo de evolução termotectônica para a região.

## **2. GEOLOGIA DA ÁREA DE ESTUDO**

### **2.1 BACIA DO PARANÁ (CONTEXTO GERAL)**

A Bacia do Paraná é uma ampla bacia intracratônica sul-americana, desenvolvida inteiramente sobre crosta continental (Zalán et al., 1990) do Ordoviciano até o Cretáceo Inferior com quase 1.500.000 km<sup>2</sup> de área (Milani et al., 2007). A bacia possui formato alongado na direção NNE-SSW com 1.750 km de comprimento e 900 km de largura média, e compreende porções do norte do Uruguai, nordeste da Argentina, leste do Paraguai e uma vasta porção do Brasil meridional, onde totaliza 1.100.000 km<sup>2</sup> (Zalán et al., 1990), distribuídos nos estados do Mato Grosso, Mato Grosso do Sul, Goiás, Minas Gerais, São Paulo, Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul. As rochas da Bacia do Paraná foram depositadas sobre núcleos cratônicos e faixas móveis, na época, do recém formado supercontinente Gondwana, e inclui um registro sedimentar e magmático com espessura máxima próxima dos 7.000 metros no depocentro estrutural da sinéclise (Milani et al., 2007). Para Zalán et al. (1990), a origem da Bacia do Paraná está relacionada ao fim dos eventos tectono-magmáticos do Ciclo Brasileiro (Proterozóico Superior à Ordoviciano) que induziram à formação deste supercontinente, quando a diminuição dos esforços e o consequente resfriamento da crosta, ocorrido no período de 500-450 Ma, teriam causado a subsidência térmica da região.

Milani (1997) reconhece importante relação entre os episódios orogênicos ocorridos durante todo o Fanerozóico, na Faixa Móvel Gondwanides da margem sudoeste do Gondwana, e a criação de espaço para sedimentação na Bacia do Paraná. Para o autor, a deposição da primeira sequência da Bacia do Paraná está relacionada à resposta transtensiva em zonas de fraqueza do interior cratônico reativadas na Orogenia Oclóyica que teve início durante o Meso a Neo-Ordoviciano. Além disso, o principal mecanismo de criação de espaço para a sedimentação durante a evolução da bacia foi a flexura litosférica por sobrecarga tectônica, propagada continente adentro a partir da calha de antepaís.

Milani (1997) reconheceu na Bacia do Paraná seis unidades de ampla escala ou Supersequências (Vail et al., 1977) na forma de depósitos com algumas dezenas de milhões de anos separadas por superfícies de discordância de caráter interregional: Rio Ivaí (Ordoviciano-Siluriano), Paraná (Devoniano), Gondwana I (Carbonífero-Eotriássico), Gondwana II (Meso a Neotriássico), Gondwana III (Neojurássico-Eocretáceo) e Bauru (Neocretáceo). Segundo Fernandes (1998), a Supersequência Bauru insere-se em outra bacia sedimentar, a Bacia Bauru, que foi formada no Cretáceo Superior por subsidência termomecânica após os eventos magmáticos que marcaram a fragmentação do supercontinente Gondwana.

## 2.2 GEOLOGIA DO SUDESTE CATARINENSE

Os perfis geológicos da borda oriental da Bacia do Paraná são descritos conforme o ordenamento cronológico, partindo do embasamento ígneo ou metamórfico e sucedido pelas unidades subsequentes que incluem as formações sedimentares gonduânicas e os derrames básicos, ácidos e nova sedimentação, dispostos no topo desta bacia sedimentar. A estratigrafia apresenta uma sucessão de rochas que inclui lacunas de tempo.

É no contexto geológico da Bacia do Paraná que o Graben de Urussanga insere-se. Seus limites englobam os terrenos gonduânicos, parte do embasamento do Pré-Cambriano, e depósitos sedimentares e ígneos, como apresentado no mapa geológico nas proximidades do Lineamento de Urussanga (Fig. 2).



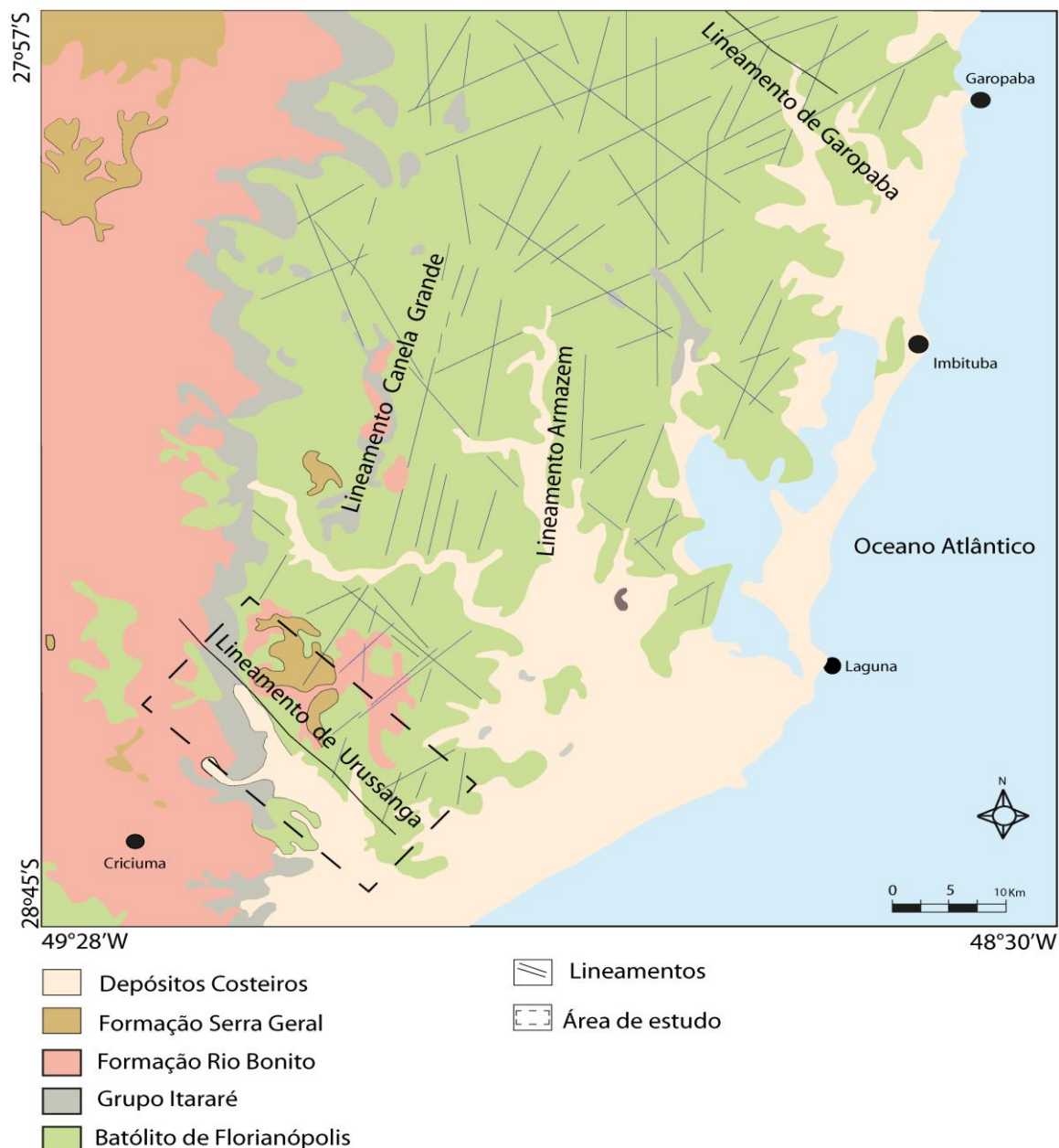


Figura 2 - Mapa geológico da região sudeste do estado de Santa Catarina destacando os principais lineamentos (modificado de Morgental & Kirchner, 1983; Jelinek, 2002).

### 2.2.1 Granitóides tardi a pós-tectônicos

O embasamento da região sudeste de Santa Catarina enquadra-se na extremidade NE do Batólito de Florianópolis, unidade geotectônica central do cinturão Dom Feliciano (Fragoso Cesar, 1980), em que predominam os granitóides Pedras Grandes e Tabuleiro. Sallet et al. (1990a) caracterizou a fácies Pedras Grandes como um granito de cor rósea, granulação média a grossa, textura

porfírica, com composição predominantemente granítica e algumas fácies granodioríticas, típico de um trend transalcalino tardi-orogênico. Como minerais acessórios ocorrem titanita, apatita, zircão e opacos. A unidade é aparentemente isotrópica e frequentemente recortada por veios aplíticos ou pegmatíticos.

O granito Tabuleiro é formado por pequenos corpos associados aos granitos Pedras Grandes. No entanto, não são identificadas relações de contato claras entre essas duas fácies. Sua área de afloramento na área de estudo é bem menor que a do granito Pedras Grandes, predominando na porção centro-sul (Horbach & Marimon, 1982; Bastos Neto, 1990). Sallet et al. (1990b) observaram que a ausência de titanita e alanita, o alto grau de alteração da biotita em clorita e mica-branca e a abundância de fluorita em cristais intersticiais são as características mais marcantes da fácies Tabuleiro, caracterizando assim, a fácies Tabuleiro como um granito com trend alcalino pós-tectônico.

### **2.2.2 Bacia do Paraná na área de estudo**

As rochas da Bacia do Paraná presentes na região pertencem às formações Rio do Sul, Rio Bonito, Palermo e Serra Geral, nas quais estão recobridos em discordância erosiva os granitóides tardi a pós-tectônicos (Fig. 3). A Formação Rio do Sul, que compõe o Grupo Itararé, é constituída basicamente por rochas de origem glacio-marinha que assentam em discordância em grande parte do estado de Santa Catarina sobre o embasamento cristalino. Do ponto de vista litológico, a Formação Rio do Sul é caracterizada por um conjunto de folhelhos e siltitos de cor cinza-escuro a preto, conglomerados, diamictitos, ritmitos, varvitos e depósitos de arenito com estratificações plano-paralela, cruzada de baixo ângulo e cruzada *hummocky* (Holz, 1995). Esta formação contém restos de flora e uma grande quantidade de palinórfos referenciados na Carta Estratigráfica da Bacia do Paraná, executada pela Petrobras em 1970. Através da análise destes dados palinológicos, os sedimentos desta unidade foram situados no Permiano Inferior, mais especificamente entre o topo do Sakmariense e a base do Artinskiano.

A formação Rio Bonito está restrita à porção sudoeste e centro-norte da área de estudo, devido à sua posição estratigráfica superior. A unidade é composta por arenitos imaturos de granulometria média a fina, com intercalações métricas de

siltitos, folhelhos e argilitos, e níveis de arenitos conglomeráticos na base (Holz, 1995).

Conforme Scheibe (1986), a Formação Palermo aflora em toda a faixa sudeste de Santa Catarina não ultrapassando os 90 metros de espessura. Constitui-se de siltitos de origem marinha e apresenta estruturas bioturbadas. De acordo com Castro (1994), a Formação Palermo é eminentemente pelítica, com ambiente de deposição relacionado à plataforma marinha rasa, e fruto da transgressão marinha que recobriu a Formação Rio Bonito. O contato entre essas duas formações é concordante, porém abrupto, tornando evidente a diferenciação da Formação Palermo pela inter laminação de silte e areia fina com marca de ondulação *flaser*.

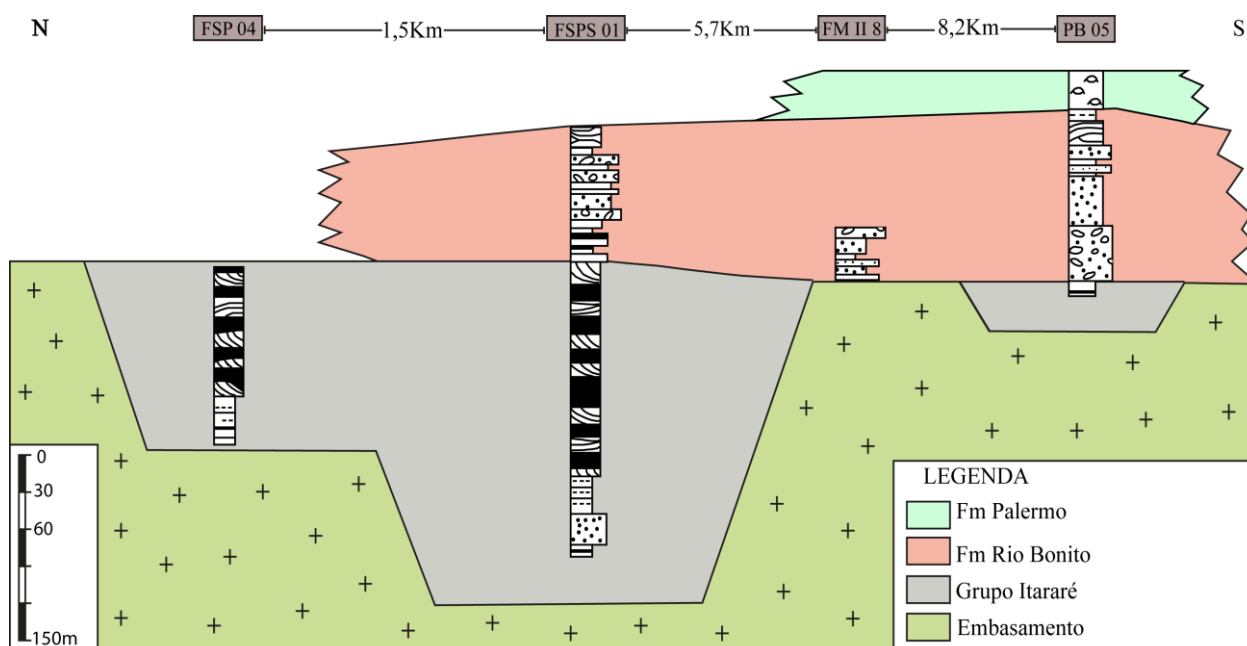


Figura 3 - Arcabouço estratigráfico da área de estudo (modificado de Silva, 2006).

Leinz (1949) estabeleceu um perfil clássico da Formação Serra Geral e individualizou o caráter interno de um derrame em: (a) zona vítrea basal, com disjunção horizontal; (b) zona intermediária, com juntas verticais; (c) zona superior, com disjunção vertical e horizontal; e, (d) basalto. Esta formação é consequência de um intenso magmatismo de fissura, correspondendo este vulcanismo ao encerramento da evolução gonduânica da Bacia do Paraná.

As rochas da Formação Serra Geral presentes na área de estudo ocorrem como diques e soleiras intrusivas em rochas sedimentares pertencente à Formação Rio Bonito. Os diques apresentam espessuras variáveis, desde poucos centímetros até dezenas de metros, e comprimentos de centenas de metros até dezenas de quilômetros. As direções preferenciais dessas estruturas são N30W e N20E, com mergulho subvertical. Segundo Morgental & Kircher (1983), constituem-se de rochas finas a afaníticas, com coloração preta a verde escura, intensamente diaclasadas, sendo classificadas petrograficamente como diabásio toleíticos com textura dolerítica.

### 2.3 GEOLOGIA ESTRUTURAL

Em frente ao Graben de Urussanga ocorre o Alto de Florianópolis, delimitando a Bacia de Santos e a Bacia de Pelotas (Fig. 4). Na margem continental sudeste, é possível identificar três diferentes feições estruturais principais: falhas normais, linhas de charneira e estruturas transversais (Asmus, 1984). As falhas normais são as mais abundantes, sendo responsáveis pela formação de bacias sedimentares ao longo da margem continental durante o Mesozóico. Estas estruturas mergulham em direção ao oceano gerando a alternância de horsts e grabens quando associadas a estruturas que mergulham em direção ao continente. As estruturas transversais ocorrem como zonas de fraturas oceânicas e lineamentos, alinhadas na direção E-W. A Dorsal de São Paulo e a Plataforma de Florianópolis fazem parte do Lineamento de Florianópolis. Conforme Asmus (1984), a evolução da margem continental se deu em quatro estágios: (1) Pré-rifte: soerguimento da área atualmente ocupada pelas Bacias de Santos e de Pelotas no Triássico-Jurássico, que foi uma importante fonte de sedimentos para as bacias intracratônicas, principalmente para a Bacia do Paraná; (2) Rifte: fraturamento da crosta e formação de grabens seguido por sedimentação e/ou vulcanismo; (3) Proto-oceano: estiramento e afinamento da crosta no eixo do rifte ocasionando a geração de bacias; e, (4) Oceânico: formação do assoalho oceânico e atenuação da atividade tectônica da crosta continental. Neste estágio ocorreu a subsidência da margem continental e a separação e o soerguimento da região costeira correspondente. Na Bacia de Santos, desenvolveram-se importantes falhamentos no

Cenozóico, resultantes do soerguimento da Serra do Mar e da atividade tectônica entre os lineamentos do Rio de Janeiro e Florianópolis.

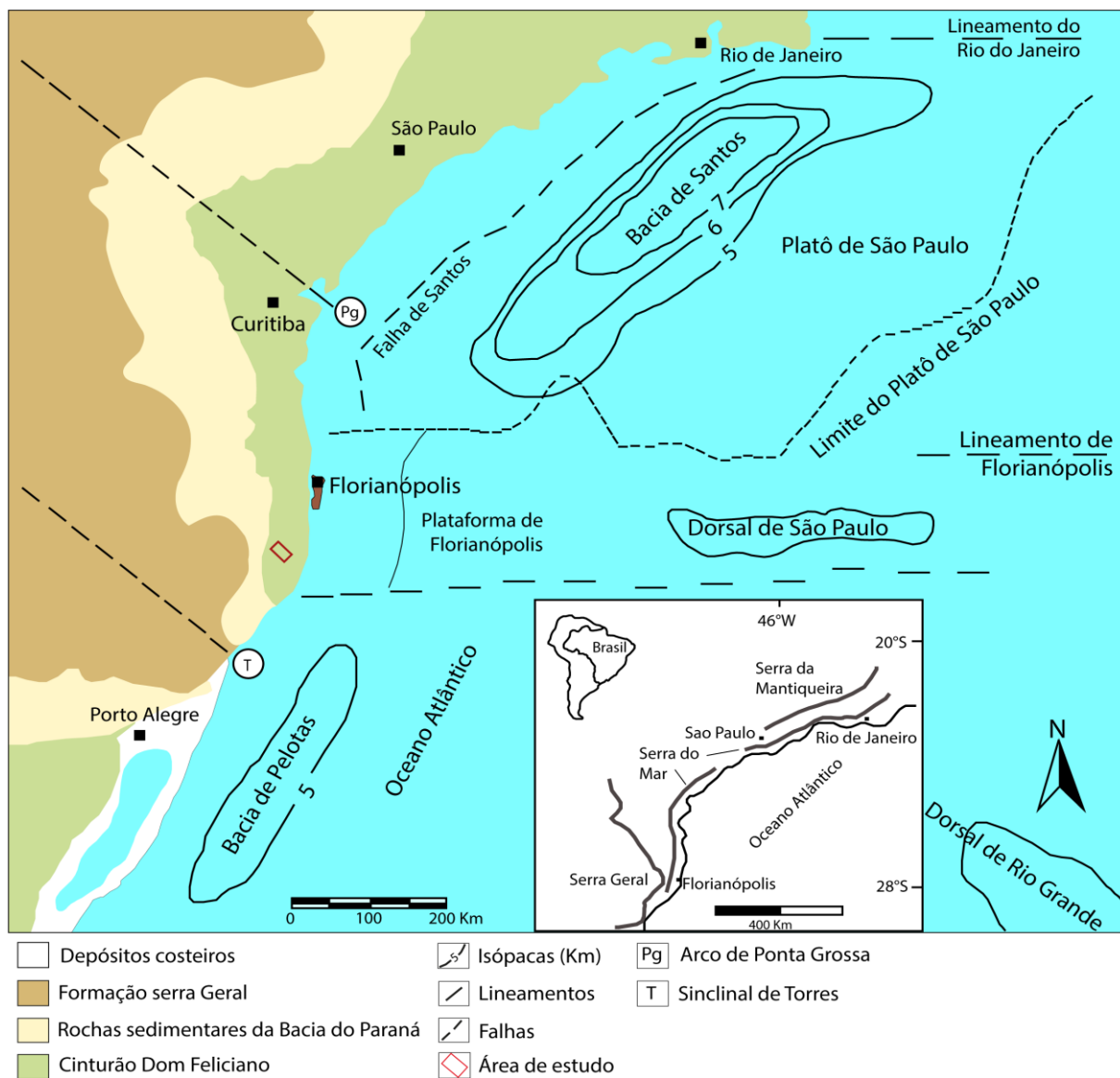


Figura 4 - Mapa da margem continental sudeste do Brasil com suas principais feições estruturais. Jelinek (2002).

No arcabouço tectônico da Bacia do Paraná destacam-se três padrões estruturais principais: NW-SE, NE-SW e E-W (Zalán et al., 1987). Os dois primeiros padrões são considerados os mais importantes e representam discontinuidades já existentes no embasamento da bacia, que foram reativados sucessivamente durante a sua evolução e podem corresponder a falhas simples ou extensas zonas de falhas (comprimento de centenas de km e largura de poucas dezenas de km), por vezes

associadas a estruturas em flor, dobras e falhas reversas escalonadas ou grandes falhas normais. Durante a fase de ruptura continental do Gondwana, ocorrida no Juro-Cretáceo, o padrão estrutural NW sofreu reativação, enquanto o padrão NE, encontrado no embasamento adjacente e relacionado com movimentação transcorrente, não teria sido reativado e, ao contrário do padrão NW, não estaria associado à intrusão de diques básicos (Zalán et al., 1987).

O sudeste de Santa Catarina possui um sistema de lineamentos com direção WNW-ESSE, ENE-WSW e NNE-SSW. Na direção WNW-ESE ocorrem seis lineamentos principais (Horbach & Marimon, 1980) formando um sistema limitado pelos lineamentos de Garopaba, ao norte, e Urussanga, ao sul (Fig. 2). O lineamento Canela Grande, de direção NNE-SSW, tem mais de 100 km de comprimento e até 2 km de largura. Estes lineamentos são marcados em campo por rochas cataclásticas, diques de quartzo, rochas sub-vulcânicas ácidas e de diabásio. As regiões situadas ao sul dos lineamentos foram rebaixadas com relação àquelas situadas ao norte, sendo que no lineamento de Urussanga o rejeito chega a 250m. Este sistema de lineamentos marca o limite entre o arco de Ponta Grossa e a Sinclinal de Torres (Basto Neto, 1990).

### **3. METODOLOGIA**

O desenvolvimento deste trabalho está dividido em quatro principais tópicos que incluem a revisão bibliográfica, a etapa pré-campo, o campo e a etapa pós-campo, sendo que cada uma delas é descrita de maneira mais detalhada a seguir.

#### **3.1 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA**

Nesta etapa foi realizada a compilação de dados geológicos, estruturais e termocronológicos de artigos científicos, dissertações de mestrado, teses de doutorado, livros e atlas didáticos relacionados ao projeto. A busca foi realizada principalmente pelo portal de periódicos da CAPES e na biblioteca do Instituto de Geociências da UFRGS, buscando-se um entendimento de cada aspecto necessário para a realização do trabalho, abordando desde a geologia regional da área de estudo, até os métodos de análise a serem realizados.

## 3.2 ETAPA PRÉ-CAMPO

Nesta etapa, o objetivo principal foi a análise em grande escala da área de estudo visando a análise estrutural e preparação da etapa de campo, através do uso da técnica de sensoriamento remoto aplicada à análise estrutural e interpretação geológica por meio das imagens de satélite LANDSAT e SRTM. As imagens do Google Earth também foram utilizadas para a localização de estradas e vias de acesso na área de estudo, e para identificar possíveis afloramentos fundamentais para a realização da coleta de amostras.

### 3.2.1 Sensoriamento remoto

Um processo importante desenvolvido na etapa pré-campo foi à análise de imagens do satélite Landsat TM-7 e do radar SRTM-30m (*Shuttle Radar Topography Mission*) do projeto TOPODATA. Desenvolvido pela NASA, em parceria com o Centro Aeroespacial Alemão e a Agência Espacial Italiana, o projeto SRTM é um sistema de radar que utilizou a técnica de interferometria para geração do modelo numérico do terreno (MNT). Este sistema teve cobertura quase global operando na banda C, e os dados obtidos estão disponíveis na resolução espacial de 90 m para a América do Sul (Valeriano, 2005). Este dado proporciona uma percepção tridimensional coerente com a estrutura do terreno, que é eficiente na análise tectônica. Por meio desta técnica de sensoriamento, pode-se variar o ângulo de iluminação da imagem, bem como, a direção azimutal dessa iluminação. Com isto, tem-se a possibilidade de ressaltar estruturas ou até mesmo o registro de novas feições que não tenham sido foto interpretada segundo outra direção e ângulo de iluminação. Os mapas de relevo sombreado foram obtidos, inicialmente, com oito direções distintas de iluminação (N, S, E, W, NE, NW, SE e SW), todos posicionados a 35°. Devido às cotas elevadas nas porções norte e oeste da área, os iluminantes orientados a E, NE, N e NW forneceram os melhores resultados (Figs. 5).

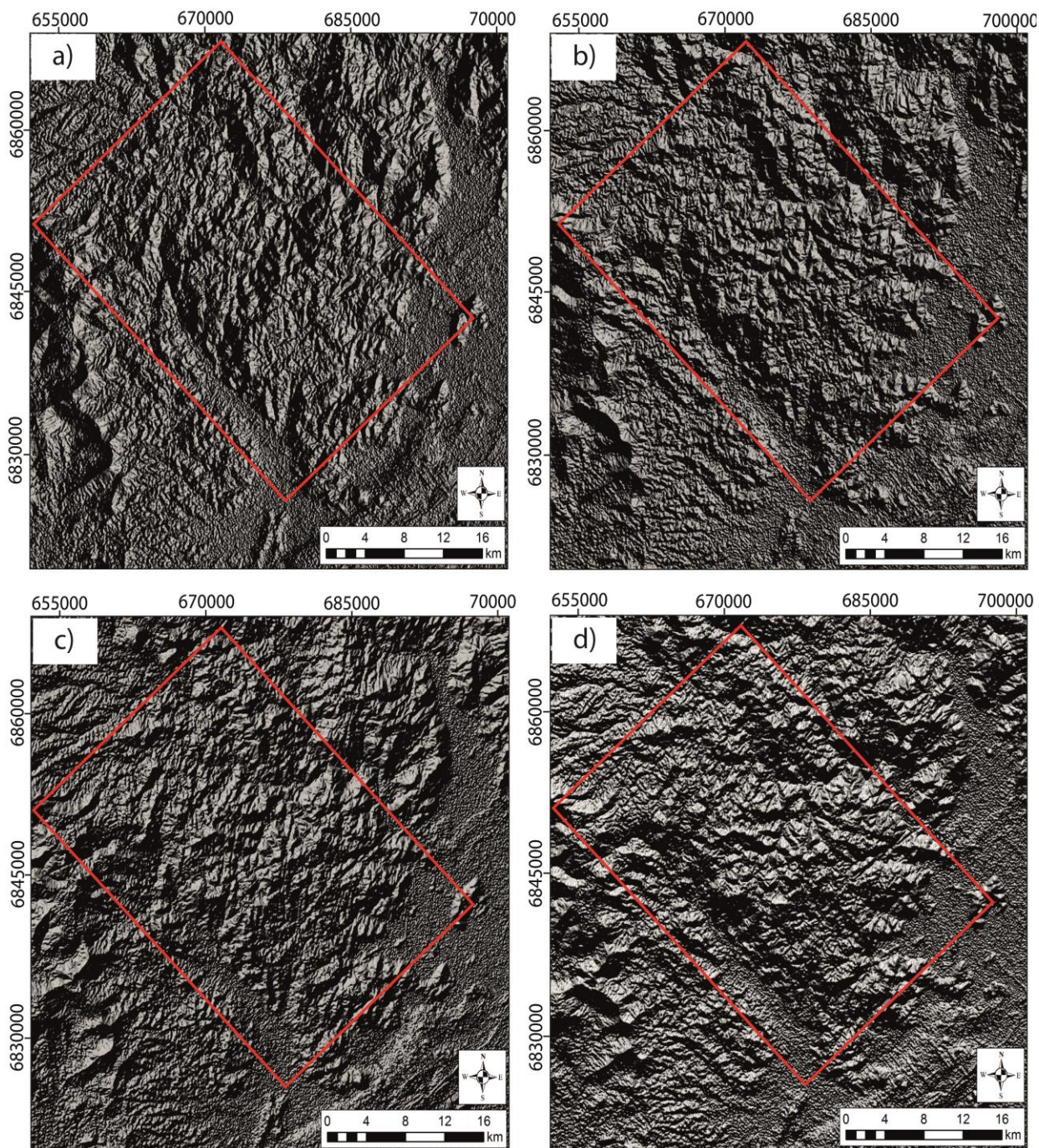


Figura 5 - Mapa de relevo sombreado. Iluminantes situados a 35°, com azimute leste (A), nordeste (B), norte (C) e noroeste (D).

As imagens do sensor TM, a bordo do satélite LANDSAT-7, são adquiridas em 7 bandas, sendo a banda 1, 2 e 3 correspondentes às faixas do azul, verde e vermelho, respectivamente. As demais bandas operam na faixa do infravermelho, sendo a banda 4 correspondente à faixa do NIR (*Near Infrared*), a banda 5 e 7 a



faixa do SWIR (*Short Wave Infrared*) e a banda 6 correspondente a faixa do TIR (*Thermal Infrared*).

Para a interpretação estrutural de imagens de satélite, foi utilizada a imagem 220-80, obtida pelo satélite LANDSAT-7 e adquirida no site <http://www.dgi.inpe.br/CDSR/>. O tratamento da imagem foi realizado no software ENVI 4.5 onde foi feita a composição colorida (RGB) com a escolha das bandas 453 (Fig. 6).

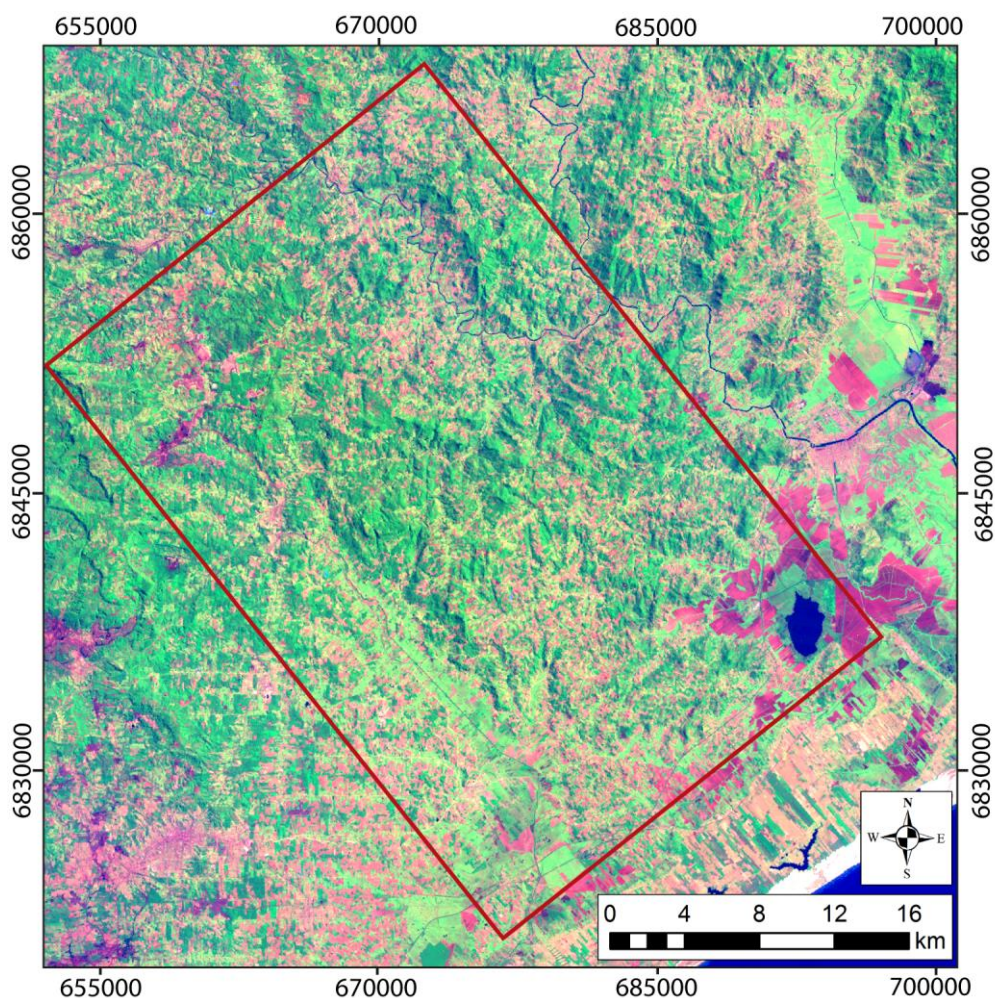


Figura 6 - Imagem do sensor Landsat TM-7 formando uma composição colorida (RGB) com a escolha das bandas 453.

Através das imagens foram identificadas as principais feições lineares, comumente drenagens retilineas ou escarpas de morros, interpretadas como fraturas ou lineamentos estruturais. Essa feições lineares foram analisadas estatisticamente através do software RockWorks, tendo por objetivo observar os

padrões estruturais nas rochas presentes ao redor do Graben de Urussanga, de maneira a auxiliar na compreensão da gênese e desenvolvimento da estrutura. O geoprocessamento foi realizado no programa ArcMap 10.3, utilizado para a geração de um banco de dados SIG (Sistema de Informações Geográficas).

### 3.3 ETAPA DE CAMPO

A etapa de campo ocorreu entre os dias 13 e 15 de abril de 2016. Durante esta etapa foram descritos os afloramentos e coletadas amostras para confecção de lâminas delgadas e análise termocronológica por traços de fissão em apatita. O controle da amostragem foi realizado em função das estruturas que delimitam o graben. Foram coletadas 4 amostras: 2 amostras no embasamento e 2 no interior do graben (Fig. 7).

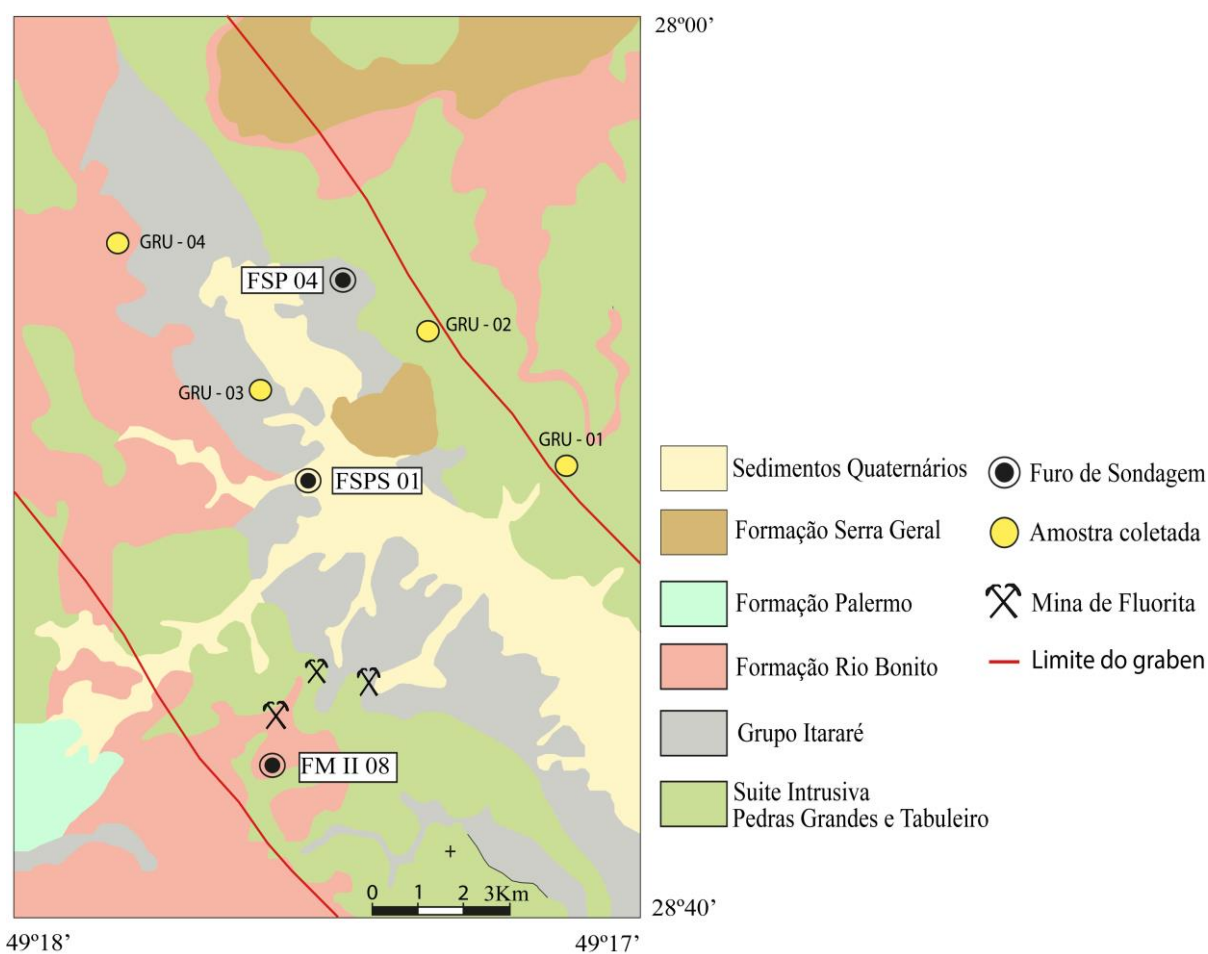


Figura 7 - Mapa geológico com a localização das amostras coletadas em campo (modificado de silva, 2006)

## 3.4 ETAPA PÓS-CAMPO

### 3.4.1 Petrografia Qualitativa

Por meio da petrografia foi possível fazer a descrição e interpretação de assembléias mineralógicas, texturas e estruturas, onde se tornou possível a interpretação petrogenética das rochas da região. No presente estudo foram confeccionadas duas lâminas delgadas a partir de amostras coletadas em campo pertencentes ao embasamento do Graben de Urussanga. Elas correspondem aos pontos GRU-01 e GRU-02, pertencentes ao granito da suíte intrusiva Pedras Grandes e Tabuleiro, respectivamente.

### 3.4.2 Separação mineral

Na separação dos minerais para a análise por traços de fissão em apatita, cada amostra foi submetida a um tratamento prévio em prensa hidráulica (Fig. 8a) para a fragmentação da rocha, e logo após foram submetidas à britagem mecânica e ao moinho de disco (Figs. 8b e 8c, respectivamente). Na etapa seguinte foi feito um peneiramento utilizando as peneiras de 80 e 125 mesh, recolhendo as frações que ficaram retidas nas peneiras de 80 mesh. Essa fração foi bateada em um tanque com água e uma bateia de 50 cm de diâmetro, fazendo-se movimentos circulares a fim de remover os minerais leves e concentrando o material mais pesado no fundo da bateia. Em seguida, o material foi separado em minerais magnéticos e não magnéticos utilizando o separador eletromagnético Frantz (Fig. 8d), nas amperagens de 0,3A, 0,5A, 0,8A e 1,2A, com uma inclinação vertical de 30°. Dos minerais não magnéticos fez-se uma separação por líquidos densos com auxílio de um balão de decantação preenchido por bromofórmio (Fig. 8e), a fim de separar duas fases de minerais: (1) minerais com densidade maior que 2,89 g/cm<sup>3</sup> (onde estão os minerais de apatita); e, (2) minerais com densidade menor que 2,89 g/cm<sup>3</sup> (essencialmente quartzo e feldspato). Na última etapa, os grãos de apatita foram separados manualmente sob uma lupa binocular com aumento de 40x (Fig. 8f).

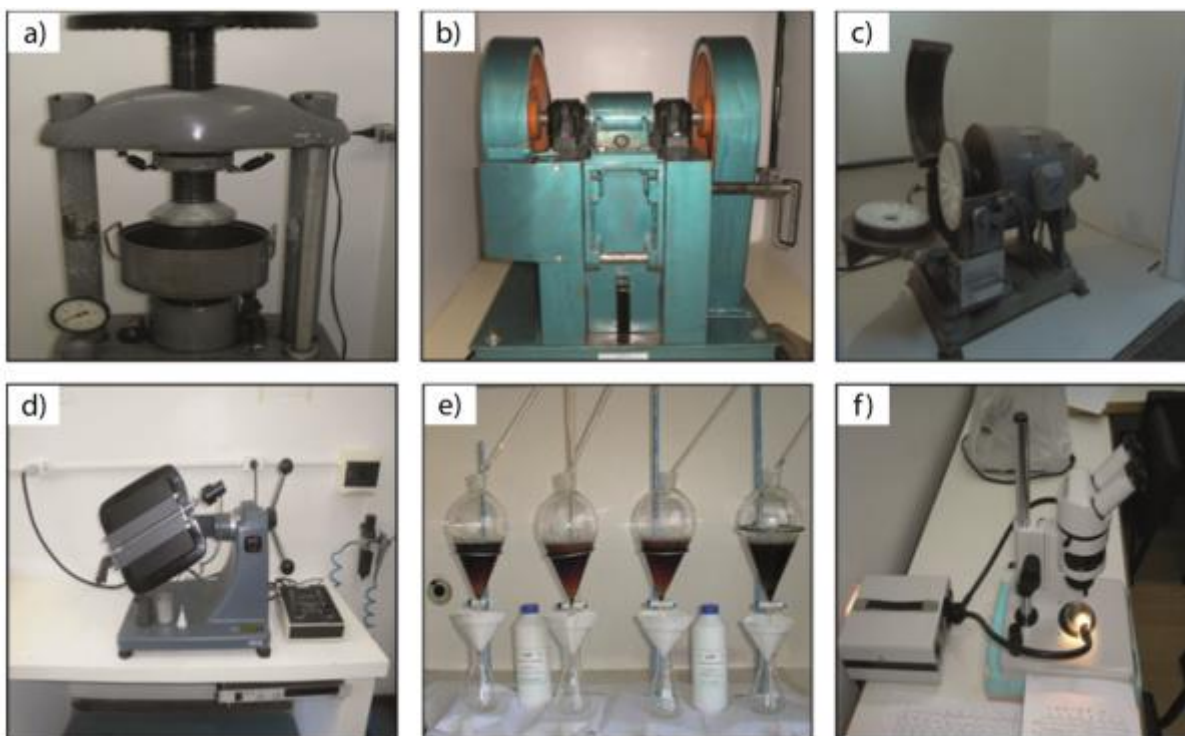


Figura 8 - Preparação das amostras em laboratório. (a) fragmentação da rocha com a prensa hidráulica; (b) britador de mandíbulas; (c) moinho de disco; (d) separador eletromagnético Frantz; (e) separação de minerais por líquidos densos; e (f) catação dos grãos em lupa binocular.

### 3.4.2 Montagem das pastilhas

Após a separação mineral, os cristais de apatita foram alinhados e impregnados com resina do tipo epóxi e o auxílio de lupa binocular, resultando em uma pastilha (Fig. 9a). Tomou-se o cuidado de colocar o eixo cristalográfico "c" do cristal paralelo à face de polimento da pastilha. Realizada a montagem, as pastilhas foram abrasadas com lixa 2500 e 4000 a fim de revelar a superfície interna dos cristais. Em seguida, foi realizado o polimento da pastilha em uma politriz (Fig. 9b) utilizando feltro e pasta de alumina ( $\text{Al}_2\text{O}_3$ ) de  $1\ \mu\text{m}$  e  $0,25\ \mu\text{m}$ . Durante esta etapa iniciam-se as observações ao microscópio ótico (Fig. 9c), verificando a qualidade do polimento.

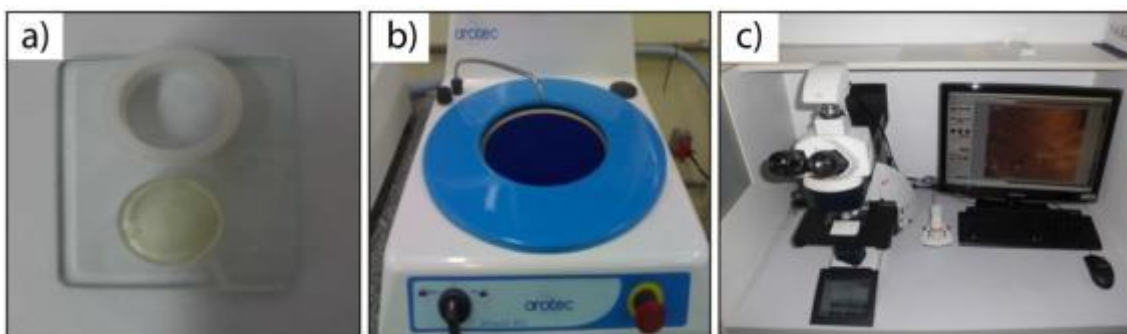


Figura 9 - Montagem das pastilhas. a) Molde e pastilha; b) Politriz; c) Microscópio ótico.

### 3.5 ANÁLISES TERMONCROLOGÍCAS POR TRAÇOS DE FISSÃO

Nesse trabalho, foram realizadas análises termoncrológicas por traços de fissão em apatita. Esta técnica baseia-se nos comprimentos dos traços confinados em amostras naturais, no apagamento térmico dos traços (*annealing*) e em dados quantitativos laboratoriais. As idades observadas dependem da densidade de traços de fissão, do tempo durante o qual os traços acumularam-se, do conteúdo de urânio dos cristais de apatita e da composição química dos minerais.

#### 3.5.1 Fundamentos do método dos Traços de Fissão em Apatita

O método de datação por traços de fissão baseia-se na análise de defeitos ou “traços” causados pela fissão espontânea do  $^{238}\text{U}$  (Price & Walker, 1963; Fleischer et al., 1975), que possui uma meia vida de aproximadamente  $4,5 \times 10^9$  anos. Quando o átomo de  $^{238}\text{U}$  se fissiona, são geradas duas partículas, liberando energia cinética através do lançamento de dois átomos filhos com direções opostas responsáveis pela formação dos traços latentes. Os traços latentes são representados pela zona desarranjada, “defeitos” no retículo cristalino do mineral, provocada pela passagem dos átomos filhos (Fig. 10). O registro de um destes traços representa um evento de decaimento por fissão, sensível a mudanças térmicas no tempo geológico.

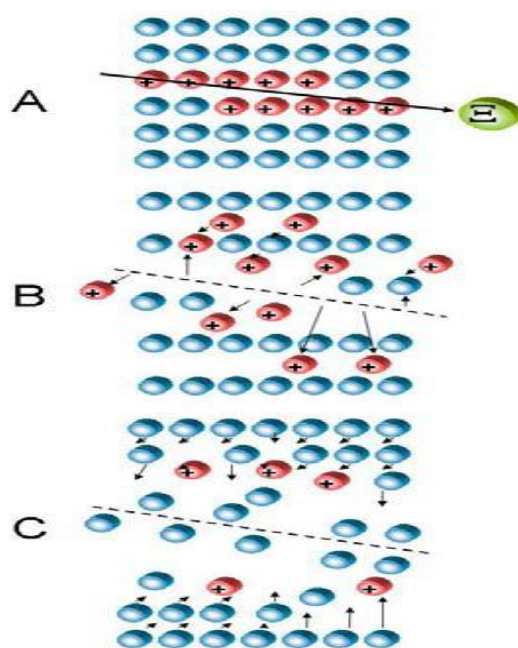


Figura 10 - Formação do traço latente (Modificado de Wagner & Van Den Haute, 1992).

### 3.5.2 Revelação dos traços de fissão - ataque químico

A datação por traços de fissão é feita sobre traços quimicamente atacados. A revelação ou alargamento dos traços latentes para visualização em microscopia ótica comum é feita através de ataques químicos apropriados, e consiste em mergulhar a amostra em uma solução de concentração conhecida com tempo e temperatura controlados. Para a apatita, utiliza-se uma solução de ácido nítrico ( $\text{HNO}_3$ ) 5.5 M durante 20 segundos, a uma temperatura de 21 °C (Ketcham et al., 1999).

### 3.5.3 *Annealing* e zona de estabilidade dos traços de fissão

Na datação por traços de fissão, o termo *annealing* é utilizado para descrever os processos que restauram a ordem ou a continuidade da estrutura cristalina do mineral, sendo um processo dependente da temperatura (Fleisher et al., 1975), em que os traços se tornam menos numerosos e mais curtos com o aumento da temperatura e duração do *annealing*. Pode-se dizer que o mesmo grau de *annealing*

pode ser obtido submetendo-se determinado mineral a altas temperaturas por pouco tempo ou baixas temperaturas por muito tempo.

O *annealing* é monitorado através de duas propriedades dos traços revelados: o comprimento do traço revelado, definido como o comprimento do traço latente após o ataque químico, e a densidade de traços, definido como o número de traços revelados que interceptam uma determinada área da superfície do mineral. O traço de fissão possui um comprimento inicial em função da energia liberada durante a fissão e da natureza do material que o irá registrar. Na apatita, os traços de fissão espontâneos possuem um comprimento inicial de aproximadamente 16  $\mu\text{m}$ .

O comprimento dos traços de fissão pode ser obtido através da medição do comprimento do traço confinado, definido como o comprimento do traço que se encontra em toda a sua extensão incluso em um mineral. Os traços são revelados se algum tipo de canal permitir que a solução química chegue até eles. Se os traços confinados forem revelados por outros traços, são chamados de TINT (track-in-track) e, se forem revelados por clivagens ou fraturas, são chamados de TINCLE (track-in-cleavage) (Fig.11).

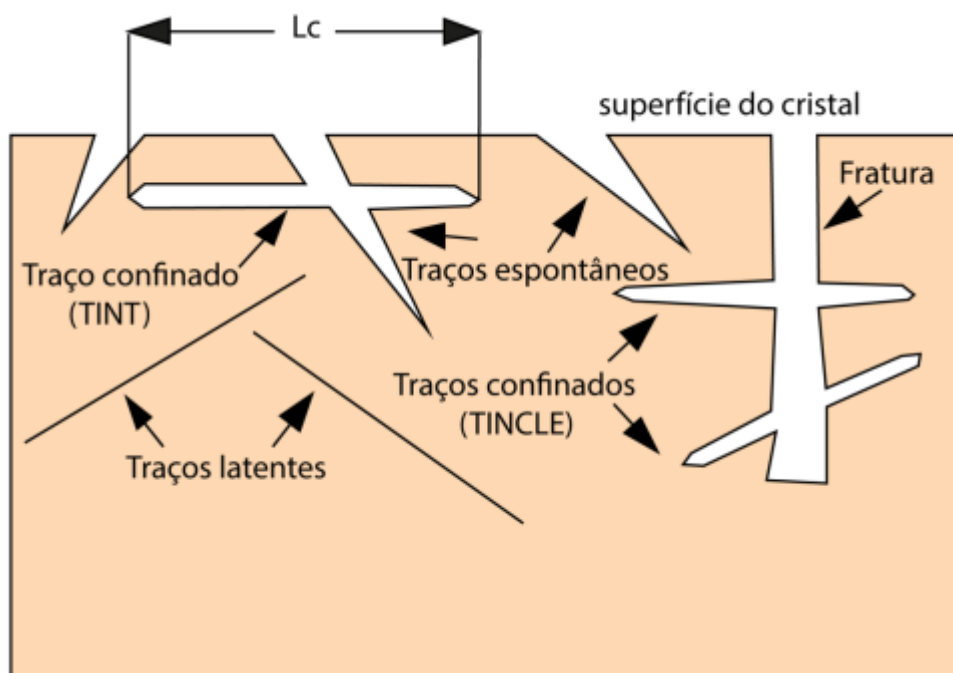


Figura 11 - Comprimento dos traços confinados ( $L_c$ ). (TINT – track-in-track e TINCLE- track- in- cleavage). Modificado de Green (1981).

A estabilidade dos traços de fissão também depende da composição química da apatita, sendo sua composição principal  $\text{Ca}(\text{PO}_4)_3(\text{F},\text{OH},\text{Cl})$ . A maioria das apatitas são fluorapatitas, todavia apresentam certo teor de cloro, e é justamente este teor que apresenta uma influência sobre a estabilidade dos traços nas apatitas. Amostras com teores mais elevados em cloro possuem maior estabilidade, enquanto que aquelas com pouco cloro apresentam uma maior dispersão no grau de apagamento dos traços.

Os traços formados pelo decaimento do urânio acumulam-se no cristal com o passar do tempo, desde que seja respeitada uma temperatura limite. Para compreender esse fenômeno, é necessário introduzir o conceito da Zona de Apagamento Parcial dos Traços (ZAP). A ZAP representa um intervalo de temperatura na qual os traços diminuem de comprimento em função da reestruturação do retículo cristalino. As temperaturas limites da ZAP variam de mineral para mineral (Fig. 12), sendo a ZAP das apatitas aproximadamente entre 60-120°C (Wagner et al., 1992). Independentemente do mineral, quanto mais tempo o cristal permanece na ZAP mais efetivo será o processo de *annealing*, ou seja, menor será o comprimento dos traços devido à reestruturação da rede cristalina. Em temperaturas superiores à da ZAP ocorre a Zona de Apagamento Total (ZAT), onde o *annealing* ocorre mais rapidamente do que a geração de novos traços de fissão, culminando no apagamento completo dos traços em uma escala de tempo de 1-10 Ma (Gallagher et al., 1995), o que "reseta" a zero a idade obtida por essa análise. Temperaturas inferiores à da ZAP são representadas pela Zona de Retenção Total (ZRT), na qual os traços formados são completamente preservados.



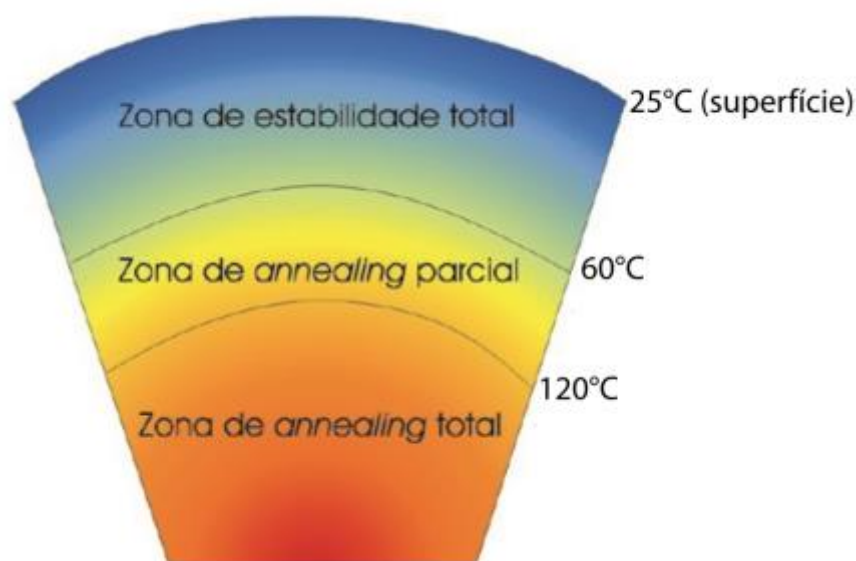


Figura 12 - Zona de *Annealing* da apatita com suas respectivas temperaturas.

### 3.5.4 Método do detector externo

O método do detector externo foi desenvolvido por Hurford (1991), e tem como objetivo induzir traços de fissão sobre um detector externo (e.g., mica muscovita) de mesma área do cristal considerado (Fig. 13). Para descobrir qual a concentração de átomos de urânio presentes na amostra, esta é irradiada com nêutrons térmicos com uma fluência monitorada em reator nuclear. Esses nêutrons, ao atingirem os isótopos de  $^{235}\text{U}$  (estáveis), os tornam temporariamente instáveis, que por sua vez fissionam-se e ficam registrados no detector externo por meio de traços, os quais são chamados de traços induzidos. O teor de  $^{238}\text{U}$  é determinado pela contagem dos traços espontâneos nos próprios cristais de apatita, enquanto que a concentração de  $^{235}\text{U}$  é determinada pela contagem de traços induzidos no detector externo. A área escolhida para a contagem dos traços de fissão espontâneos na apatita deve ser exatamente a mesma a se contar dos traços de fissão induzidos no detector externo. Dosímetros são utilizados para controlar a fluência neutrônica durante a irradiação e consistem em pastilhas de vidro com teor de urânio conhecido. Ao retornar do reator, as montagens são desfeitas e as micas são submetidas ao ataque químico com HF (ácido fluorídrico) para revelação dos traços induzidos.

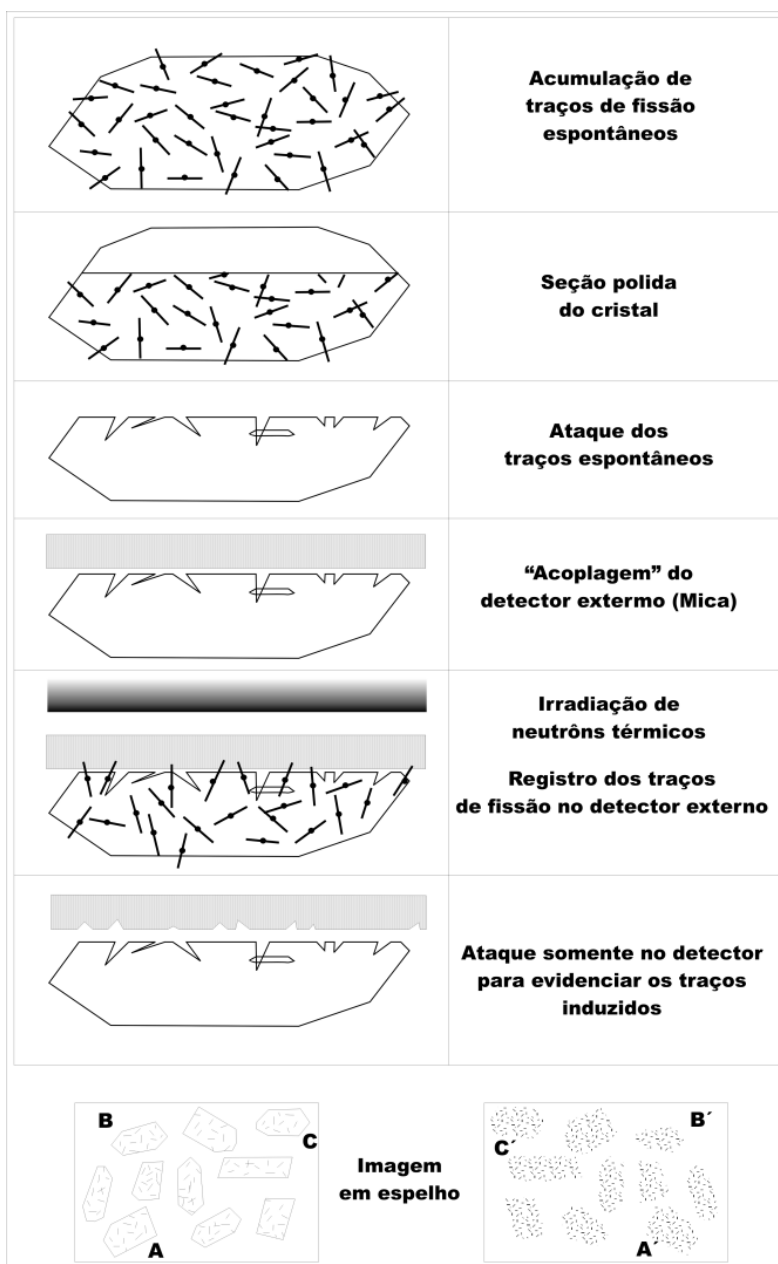


Figura 13 - Método do detector externo (Gallagher et al., 1998).

### 3.5.5 Equação geral da idade

O cálculo da idade por traços de fissão utilizando o método do detector externo é dado pela equação (Donelick et al., 2005):

$$t_i = \frac{1}{\lambda_d} \ln \left( 1 + \lambda_d \zeta g \rho_d \frac{\rho_{s,i}}{\rho_{i,i}} \right)$$

Onde:  $t_i$  é a idade do grão;  $\lambda_d$  é a constante de decaimento alfa do  $^{238}\text{U}$  ( $1,55125 \times 10^{-10}$  anos $^{-1}$ ; Jaffey et al., 1971);  $\rho_d$  é densidade dos traços de fissão induzidos pelo dosímetro;  $\rho_{s,i}$  é a densidade dos traços de fissão para o grão  $i$  contados em uma determinada área;  $\rho_{i,i}$  corresponde a densidade de traços de fissão induzidos no grão, medidos na mesma área que  $\rho_{s,i}$ ;  $\zeta$  (Hurford, 1990) corresponde ao parâmetro zeta, calibrado a partir do uso de um padrão geológico de idades conhecidas no reator; e,  $g$  é o fator de eficiência relacionado ao detector externo (0,5).

De modo geral, conhecendo-se a densidade média destes traços registrados no detector externo e a concentração de átomos de urânio presente na amostra é possível obter a idade do último evento ocorrido na área em uma determinada faixa de temperatura. Esses dois fatores, densidade de traços gerados espontaneamente e densidade de traços gerados de forma induzida, acrescido de dados de eficiência da contagem, fluência dos nêutrons térmicos, e parâmetros de correções estatísticas, compõem os elementos principais para datação por traços de fissão.

## 4 RESULTADOS E DISCUSSÕES

### 4.1 Sensoriamento remoto

A análise dos mapas de relevo sombreado ressaltou os lineamentos de grande porte (>15 km), observáveis em escalas menores do que 1:300.000, que não se destacam na imagem de satélite. Foi gerado inicialmente um mapa contemplando somente esses lineamentos (Fig. 14). Destacam-se, em comprimento, as direções N10-30E e N20W e, em frequência, N10-30E (Fig. 15). Este padrão deve-se à presença de lineamentos regionais de orientação dominante NE e secundariamente NW, que atravessam a área englobando praticamente todas as unidades geológicas.

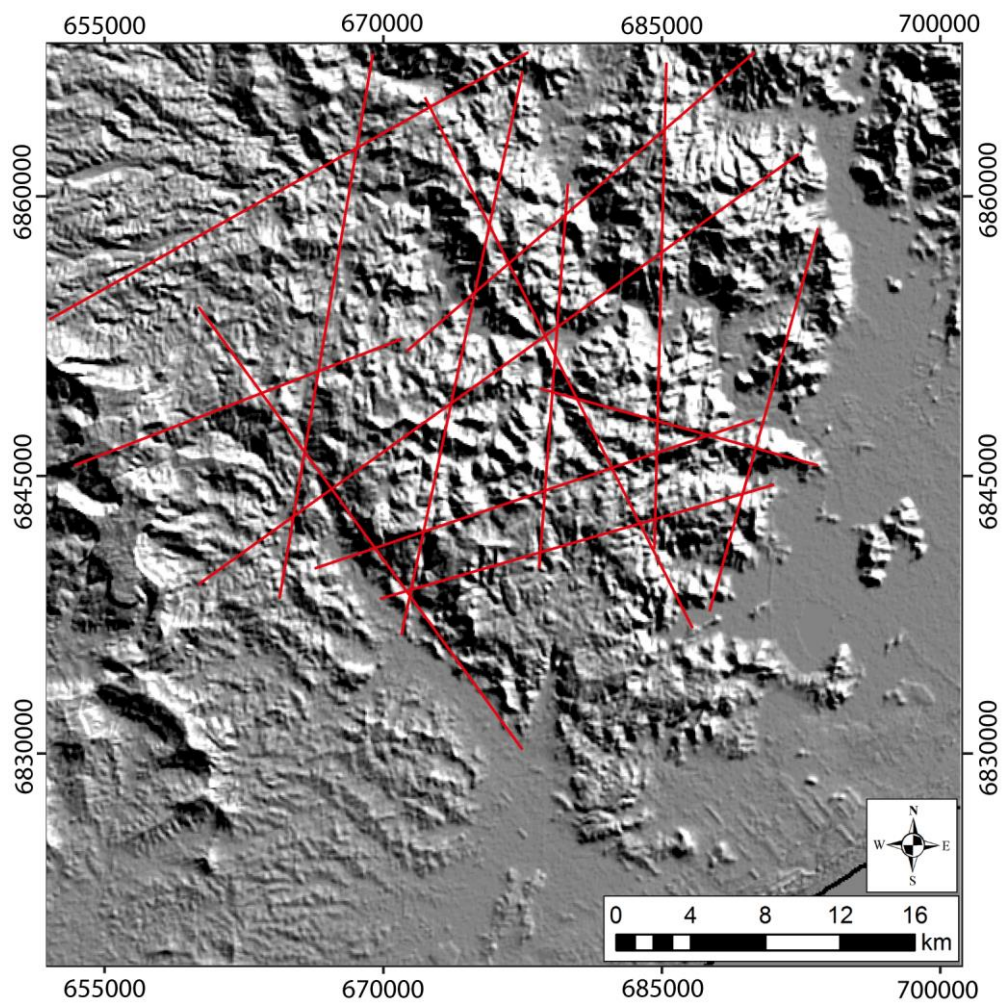


Figura 14 – Mapa com os lineamentos de grande porte (>15 km) interpretados a partir da imagem de relevo sombreado.

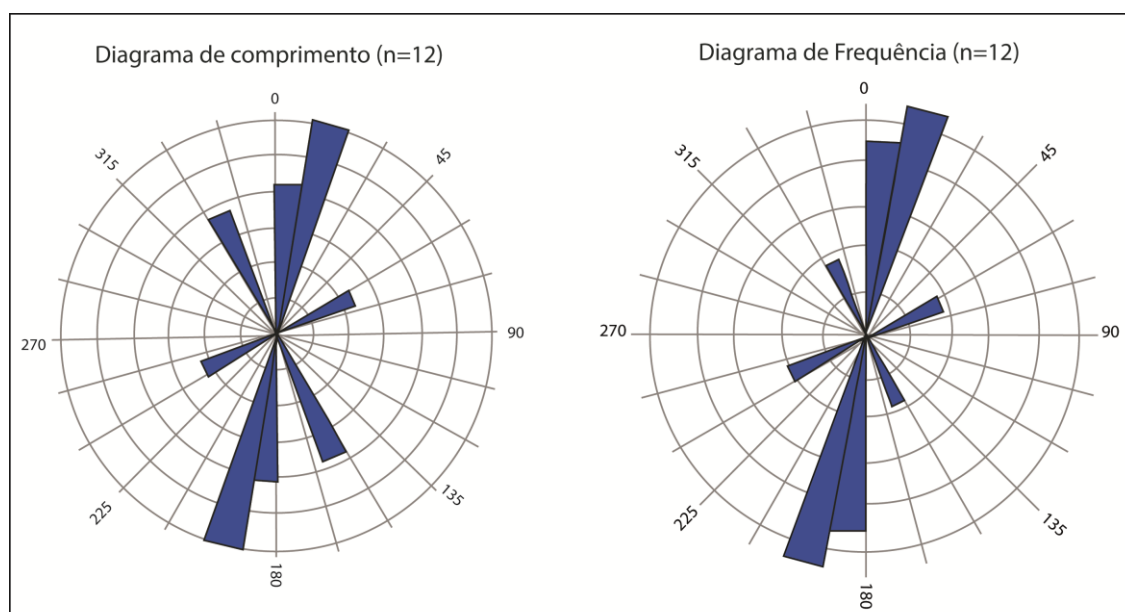


Figura 15 – Diagrama de comprimento e frequência dos lineamentos de grande porte.

A interpretação das imagens de satélite (Fig. 16), apesar de não ressaltar os lineamentos mais longos, permitiu um maior detalhamento dos lineamentos menores, porém com maior grau de dispersão nas direções. Esses lineamentos foram divididos em duas populações: rochas do embasamento e rochas da Bacia do Paraná, e então contabilizados, resultando em diagramas de roseta de comprimento e frequência das feições lineares em cada domínio.

Nas rochas da Bacia do Paraná foi possível identificar um total de 250 lineamentos, sendo eles de direções predominantes NNE-SSW e NW-SW (Fig. 17), sendo os primeiros de maior comprimento e frequência. As estruturas das rochas do embasamento apresentam também aproximadamente o mesmo padrão de direção das rochas da Bacia do Paraná, porém com uma densidade maior de lineamentos (Fig. 18). Por fim, todos os dados obtidos foram integrados em um mapa final (Fig. 19), permitindo que se observe a distribuição espacial dos lineamentos na região de estudo.

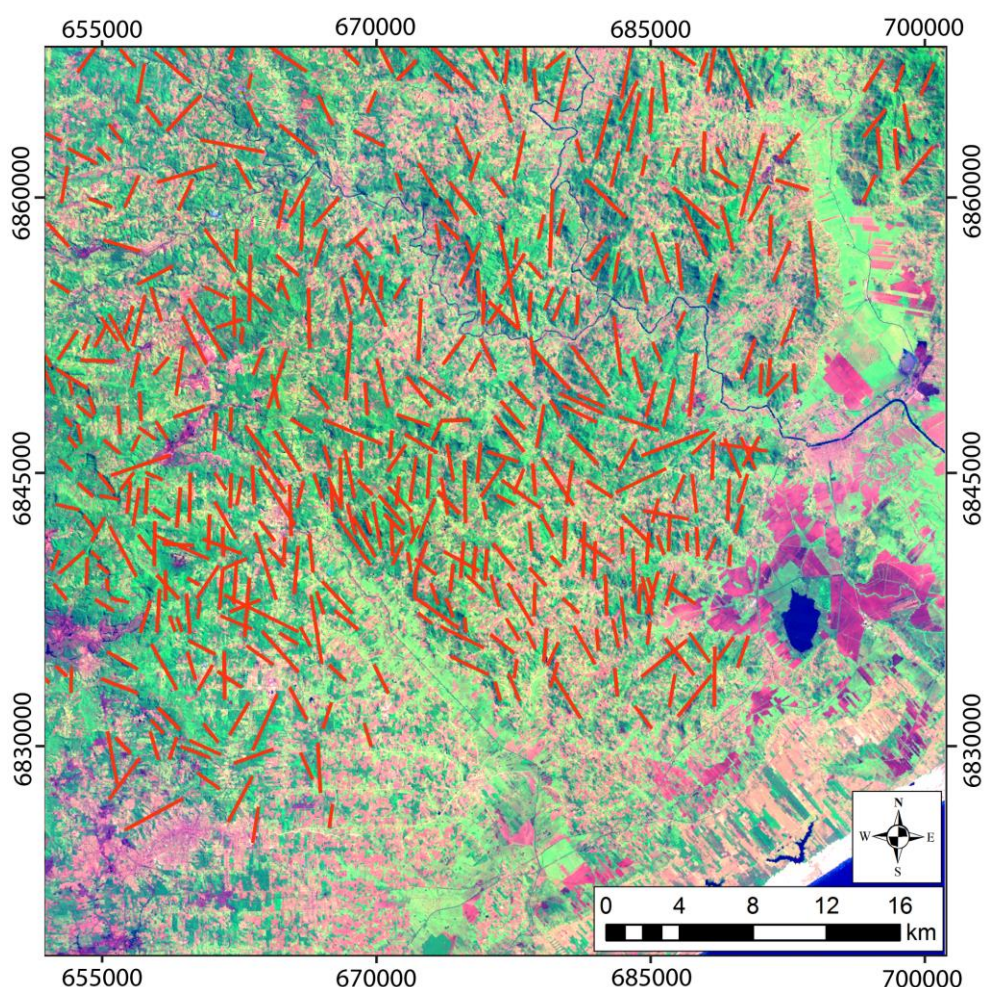


Figura 16 – Mapa com os lineamentos extraídos da imagem de satélite Landsat TM-7.

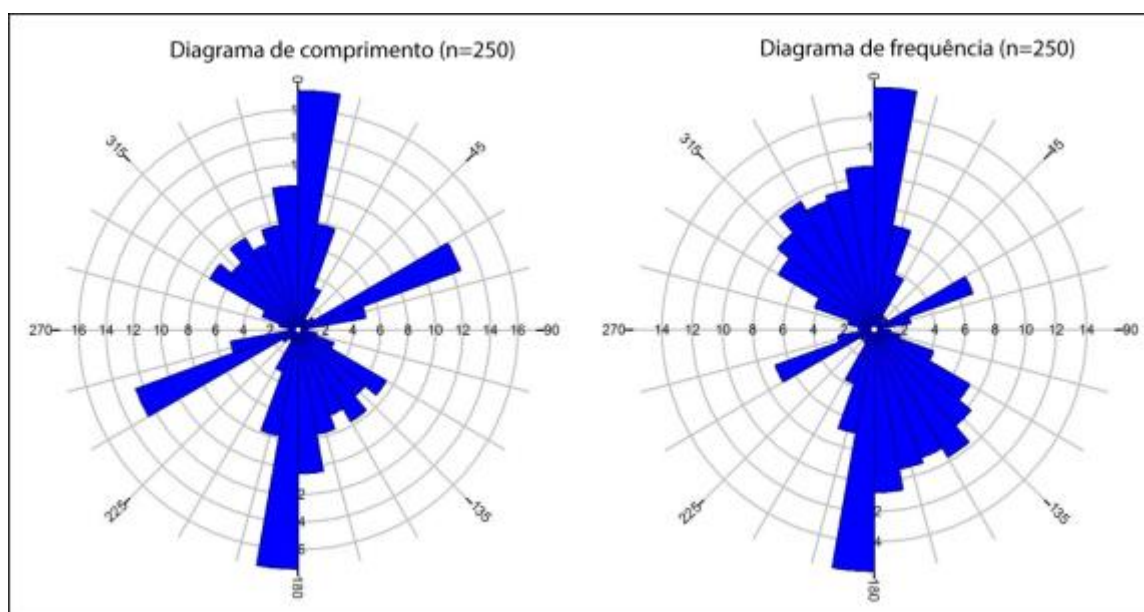


Figura 17 - Diagrama de comprimento e frequência dos lineamentos da Bacia do Paraná.

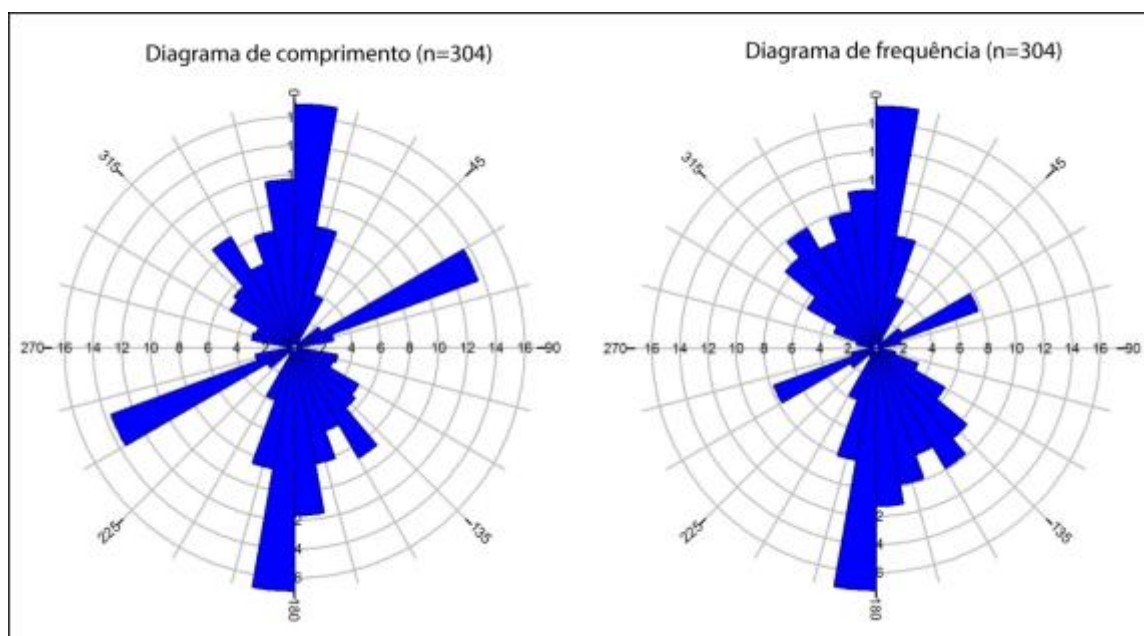


Figura 18 - Diagrama de comprimento e frequência dos lineamentos do embasamento.

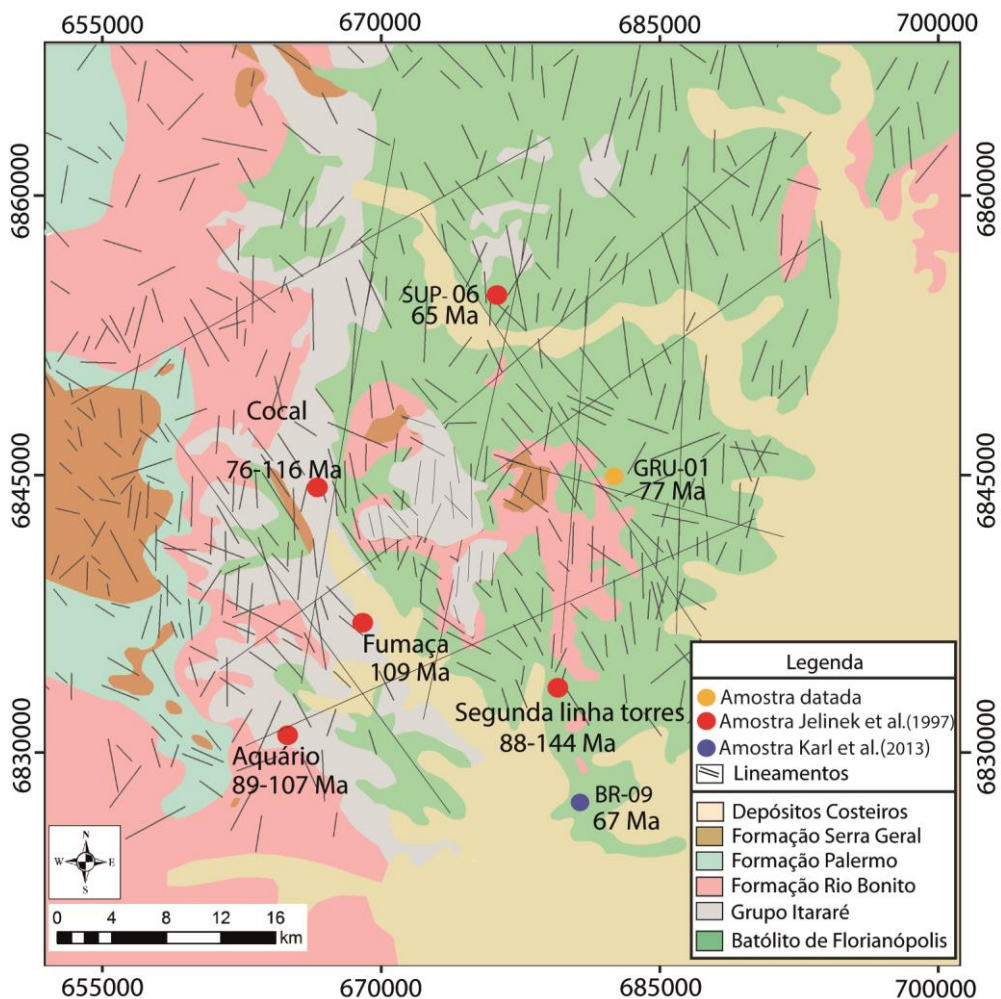


Figura 19 - Mapa geológico da área de estudo com as idades de traços de fissão em apatita e os lineamentos extraídos da imagem SRTM e Landsat TM-7.

## 4.2 Geologia de campo

As rochas do embasamento na região abrangida pelo presente estudo afloram geralmente em altos topográficos, onde comumente desenvolvem-se cristas geomorfologicamente alinhadas (Fig. 20a), constituindo em geral, feições de encostas abruptas com dimensões de até 2,5 m de diâmetro onde ocorrem matacões (Fig. 20b). As amostras do ponto GRU-01 e GRU-02 foram descritas como um monzogranito de coloração cinza-rósea a cinza claro, mostrando granulação média a grossa, equigranular ou com tendência porfirítica. Quando porfirítica apresenta pórfiros de plagioclásio. Constitui macroscopicamente por plagioclásio, quartzo, biotita, feldspato potássico e hornblenda, e tendo como principais

acessórios titanita e magnetita. Em algumas porções do afloramento foi possível observar intrusões de diques aplíticos compostos quase que totalmente por feldspato e quartzo (Fig. 20c).

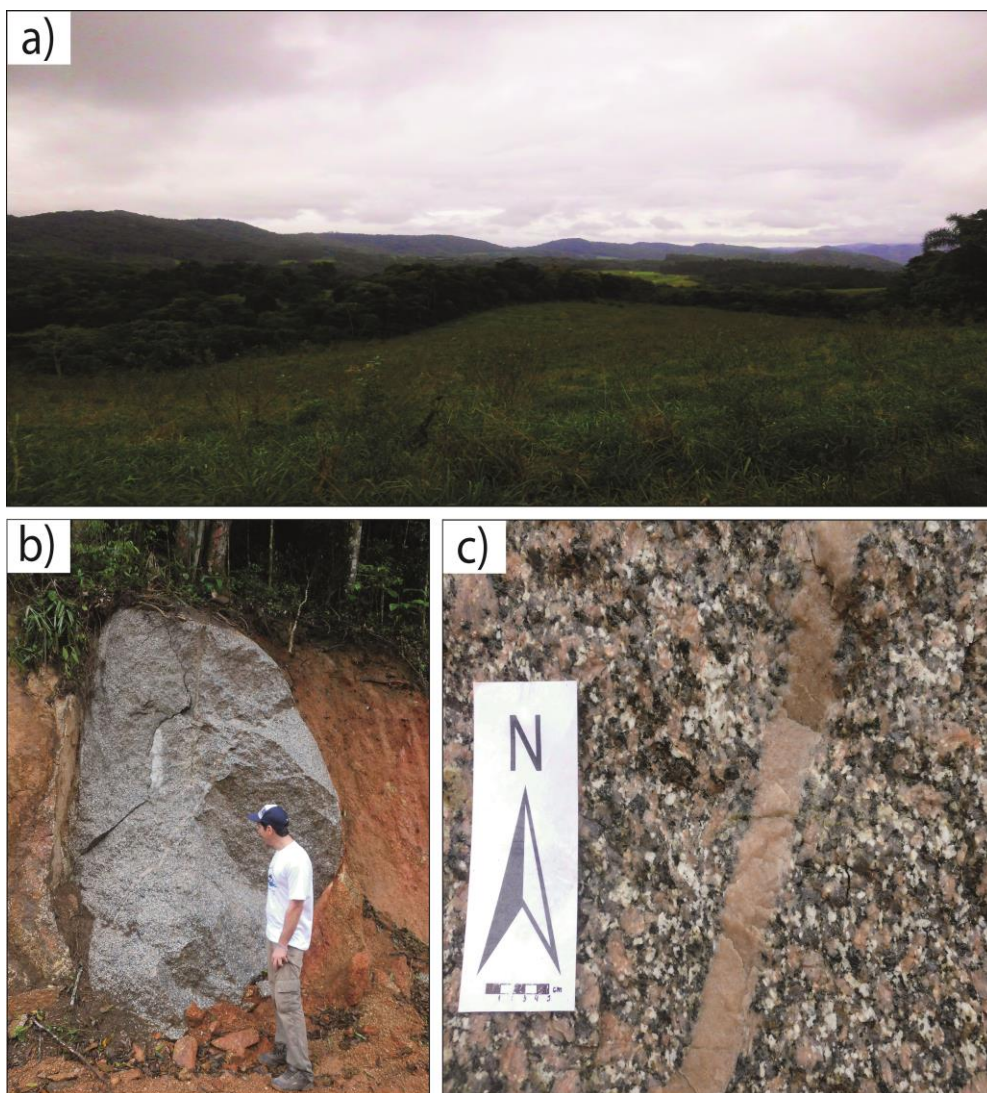


Figura 20 – (a) Vista panorâmica das cristas alinhadas; (b) Afloramento em encosta abrupta; (c) Intrusão de um dique aplítico.

As amostras do ponto GRU-03 e GRU-04, coletadas no interior do graben, referem-se à Formação Rio Bonito. Os afloramentos são de corte de estrada com dimensões de aproximadamente 6x8 m (Fig. 21a). Esses pontos foram descritos como um arenito arcossiano de granulação média e coloração cinza claro, apresentando uma estratificação incipiente (Fig. 21b).





Figura 21- (a) Afloramento em corte de estrada do ponto GRU-03; (b) Foto em detalhe do arenito arcossiano com estratificação incipiente.

### 4.3 Petrografia

A lâmina do ponto GRU-01 é pertencente à suíte intrusiva Pedras Grandes, sendo descrita como um monzogranito. Os minerais essenciais presentes são: plagioclásio, feldspato potássico (microperita e microclina), quartzo, biotita e hornblenda (Fig. 22a). Como acessórios são encontrados minerais opacos e titanita, enquanto que os secundários incluem minerais carbonáticos, sericita e epidoto.

O plagioclásio ocorre de forma anédrica a subédrica com tamanho de até 2 mm em seu eixo maior, exibindo macla polissintética. Alguns apresentam macla bem desenvolvida predominando em todo o cristal ou de forma incipiente nas bordas com intercrescimento mimerquítico (Fig. 22b). São comuns cristais com borda albíticas e núcleos de composição próxima a do oligoclásio ( $An_{10}$ ).

O feldspato potássico mais frequente é o ortoclásio, tendo ele a forma anédrica e o contato com os outros minerais é do tipo irregular, havendo também a presença de sericitização nos grãos. A microclina é mais rara, ocorrendo intersticialmente entre as fases minerais.

O quartzo é anédrico, ocorrendo em pequenos cristais intersticiais ou ainda, em cristais maiores, de granulação média, com forte extinção ondulante, que envolvem os cristais de plagioclásio e ortoclásio.

A hornblenda verde é pleocróica, variando de verde a verde-amarronzado. Ocorre em forma de cristais subédricos, com tamanho entre 0,3 a 1 mm. Alguns grãos contêm inclusões de minerais opacos (Fig. 22c).

A Titanita está presente como losangos euédricos de cor castanho claro (Fig. 22d) com tamanho de até 0,7 mm e como pequenos grãos anédricos com formatos arredondados.

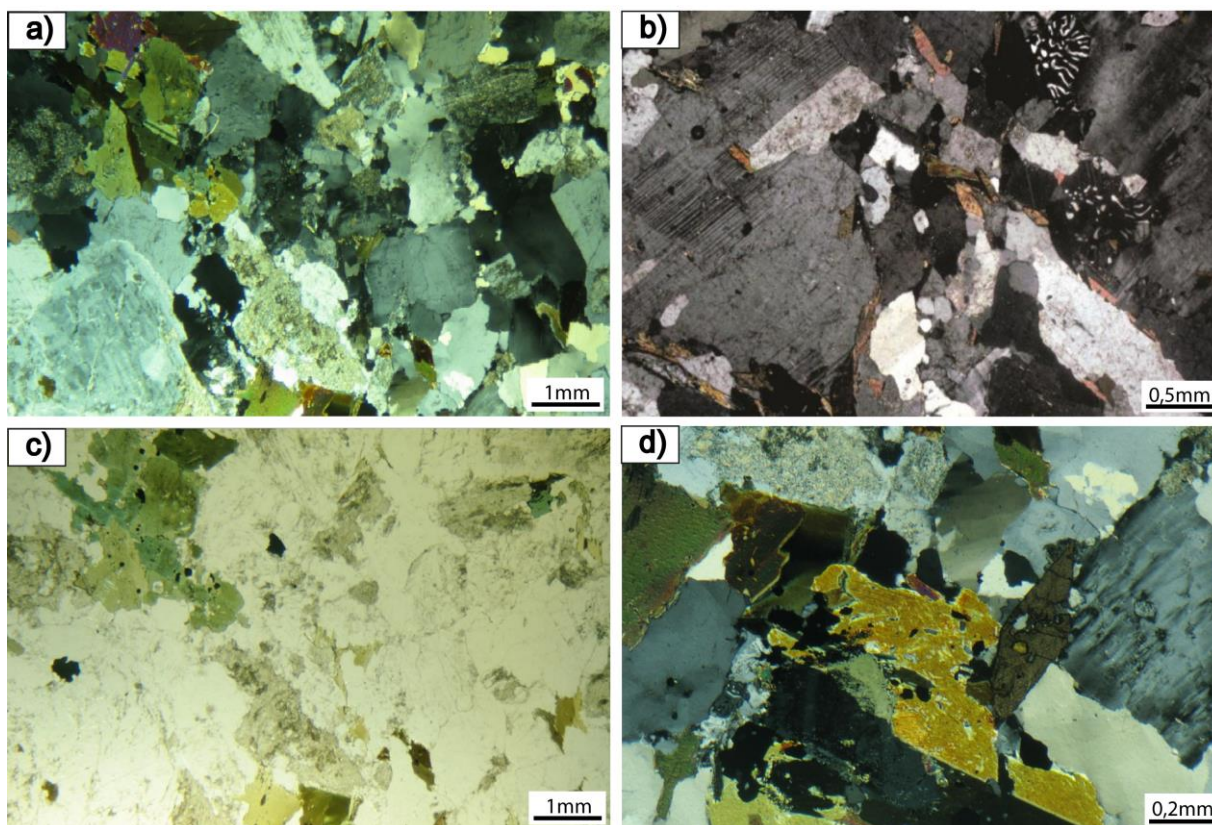


Figura 22 - Fotomicrografia do monzogranito (Lâmina GRU-01 – LN para luz natural e LP para luz polarizada). (a) Aspecto geral da lâmina em LP. (b) Plagioclásio com intercrescimento mimerquítico em LP. (c) Hornblenda verde com inclusões de minerais opacos em LN. (d) Titanita euédrica em LP.

A lâmina referente ao ponto GRU-02 é pertencente à fácies Tabuleiro e é descrita como um monzogranito. É caracterizada por apresentar uma textura heterogranular seriada, apresentando por vezes domínios porfíricos (Fig. 23a), sendo constituída por K-feldspato, plagioclásio, quartzo, biotita, zircão e apatita. Clorita e muscovita estão presentes como materiais de alteração da biotita (Fig. 23b).

O plagioclásio ocorre de forma subédrica com tamanho de até 3 mm em seu eixo maior, exibindo macla polissintética e Carlsbad (Fig. 23c), estando parcialmente alterado para sericita. A composição varia de An31-An40, ou seja, é constituído essencialmente por andesina.

O K-feldspato foi caracterizado como sendo do tipo microclina, ocorrendo na forma de cristais subédricos a anédricos, com até 1,5 mm de tamanho, usualmente geminado segundo as leis Carlsbad e Albita-Periclina (essa última em padrão *tartan*). Por vezes, observam-se lamelas de exsoluções pertíticas com geometria em filetes (Fig. 23c), e, no contato entre cristais de microclina ou entre microclina e plagioclásio, é comum identificar textura mirmequítica.

O quartzo é anédrico, com tamanhos de até 1,5 mm, apresentando sempre extinção ondulante e lamelas de deformação, indicando a ação de um evento deformacional discreto. A biotita ocorre como cristais subédricos em lamelas, de contato reto e/ou serrilhado, com cores variando entre tons de amarelo a esverdeado, com pleocroísmo em tons castanho/marrom e comumente com alteração para clorita e/ou muscovita, normalmente com inúmeras inclusões de apatita e zircão acicular (Fig. 23 d).

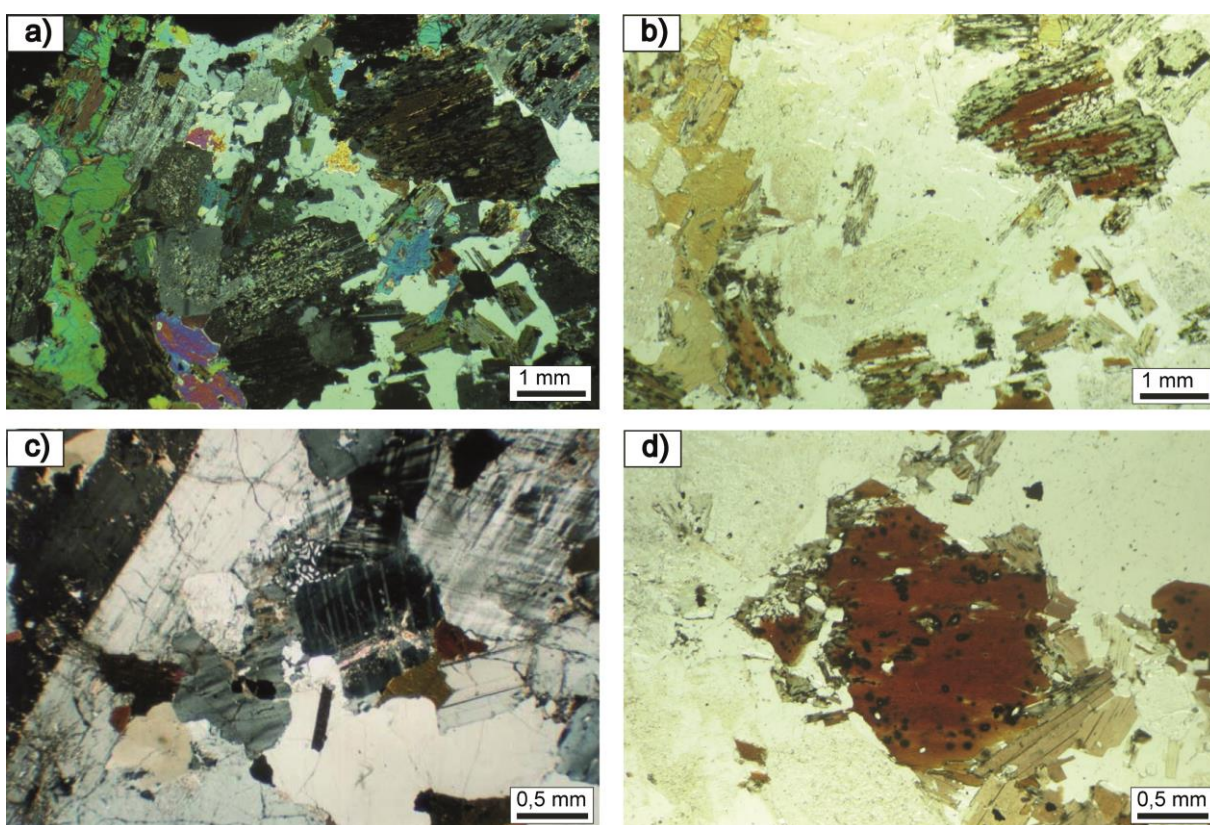


Figura 23 - Fotomicrografia do monzogranito (Lâmina GRU-02 – LN para luz natural e LP para luz polarizada). (a) Aspecto geral da lâmina em LP. (b) Aspecto geral da lâmina em LN mostrando a alteração da biotita para clorita em LN. (c) Cristais porfíricos de plagioclásio e microclina em LP. (d) Inclusões de apatita e zircão com halos pleocróico na biotita em LN.

#### 4.4 Traços de fissão em apatita

Das amostras coletadas em campo, só a amostra GRU-01 apresentou uma quantidade significativa de apatitas para a análise. A idade por traços de fissão da amostra GRU-01 foi calculada a partir do programa Radial Plotter (Vermeesch, 2009). Através deste programa, além da idade, foi obtido o gráfico de distribuição radial com seus erros relativos e histograma de frequências de idades grão a grão, com a respectiva curva gaussiania que melhor se ajusta ao histograma. O resumo dos dados e calibrações pode ser vistos na Tabela 1.

**Tabela 1.** Dados de traço de fissão em apatita da amostra GRU-01

Amostra	litologia	Lat	Long	Altitude (m)	N	ps	Ns	pi	Ni	pd	Nd	Idade central (Ma)	$\pm 1\sigma$ (Ma)	$\chi^2$ (%)	U	Dpar ( $\mu\text{m}$ )	n	MTL ( $\mu\text{m}$ )	$\pm 1\sigma$ ( $\mu\text{m}$ )
GRU-01	Granito	682185	6839188	184	23	4,45	316	9,69	688	1,10	11031	77,9	6,3	21	11,2	2,59	29	10,81	2,05

N: número de cristais datados; ps: densidade de traços espontâneos; Ns: número de traços espontâneos; pi: densidade de traços induzidos; Ni: número de traços induzidos; pd: densidade de traços induzidos do detector externo do dosímetro; Nd: número de traços contatos na mica associada ao dosímetro;  $1\sigma$ : desvio padrão;  $\chi^2$ : probabilidade; n: número de comprimentos de traços confinados medidos; MTL: média do comprimento dos traços; Dpar: média do diâmetro do *etch pits*. Nota: a idade foi calculada usando  $\zeta\text{-CN5} = 303,4$  de C.Oliveira.

Os grãos da amostra GRU-01 apresentam idades individuais aparentes que variam entre 60 e 126 Ma, com uma idade central para a amostra de  $77,6 \pm 6,3$  Ma (Fig. 24). O teste do qui quadrado ( $\chi^2$ ) (Tabela 1 e Fig. 24) indica que se trata de uma amostra com uma única população de idade, o que é esperado para uma amostra pertencente ao embasamento cristalino. Foram medidos os comprimentos do maior número possível de traços confinados, totalizando 29 (Tabela 1), assim como o ângulo de cada um com o eixo "c". O comprimento médio dos traços não projetados mede  $10,81 \pm 2,05 \mu\text{m}$ , com uma distribuição predominantemente unimodal (Tabela 1 e Fig. 25). Como parâmetro cinético para a apatita, foram medidos os diâmetros da "boca do traço", valores de Dpar (Donelick et al., 2005). Os valores de Dpar (Tabela 1) indicam que os grãos de apatita são relativamente ricos em cloro (Burtner et al., 1994), com uma elevada resistência ao *annealing* (Donelick et al., 2005).

A modelagem da história térmica da amostra foi realizada usando o programa QTQt (Gallagher, 2012), com o modelo multi-cinético de *annealing* de Ketcham et al. (2007) e o valor de  $D_{par}$  como parâmetro cinético. Com base no modelo de história térmica gerado (Fig. 26), pode-se observar que a amostra foi submetida à máxima paleotemperatura em torno de 95 Ma ( $\sim 92^\circ\text{C}$ ) e em 85 Ma houve o início de seu resfriamento até às condições atuais.

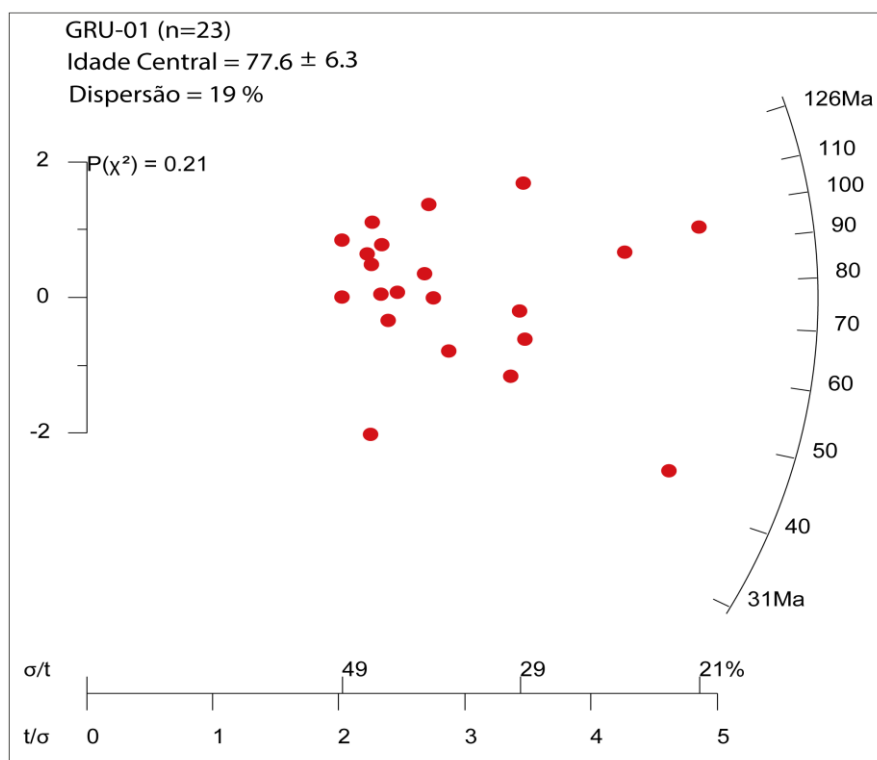


Figura 24 - Diagrama radial da amostra GRU-01.

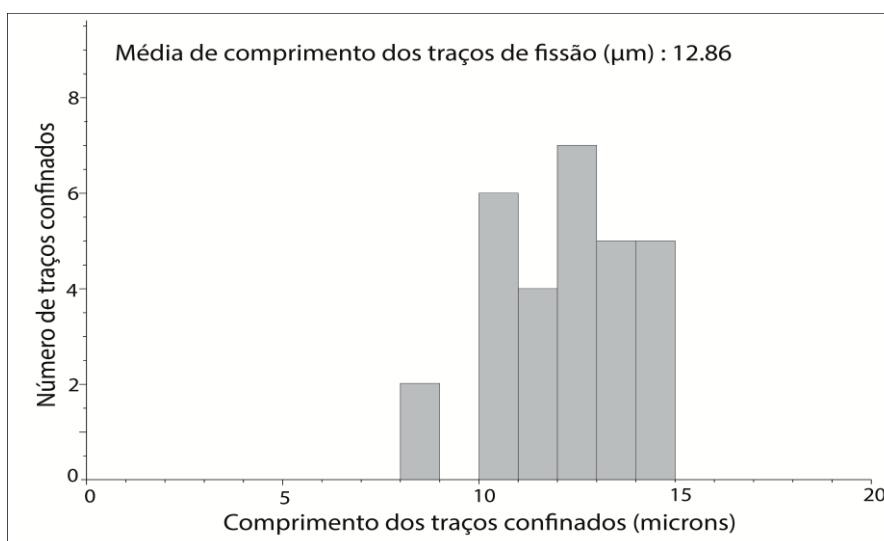


Figura 25 - Histograma de distribuição dos comprimentos dos traços confinados.

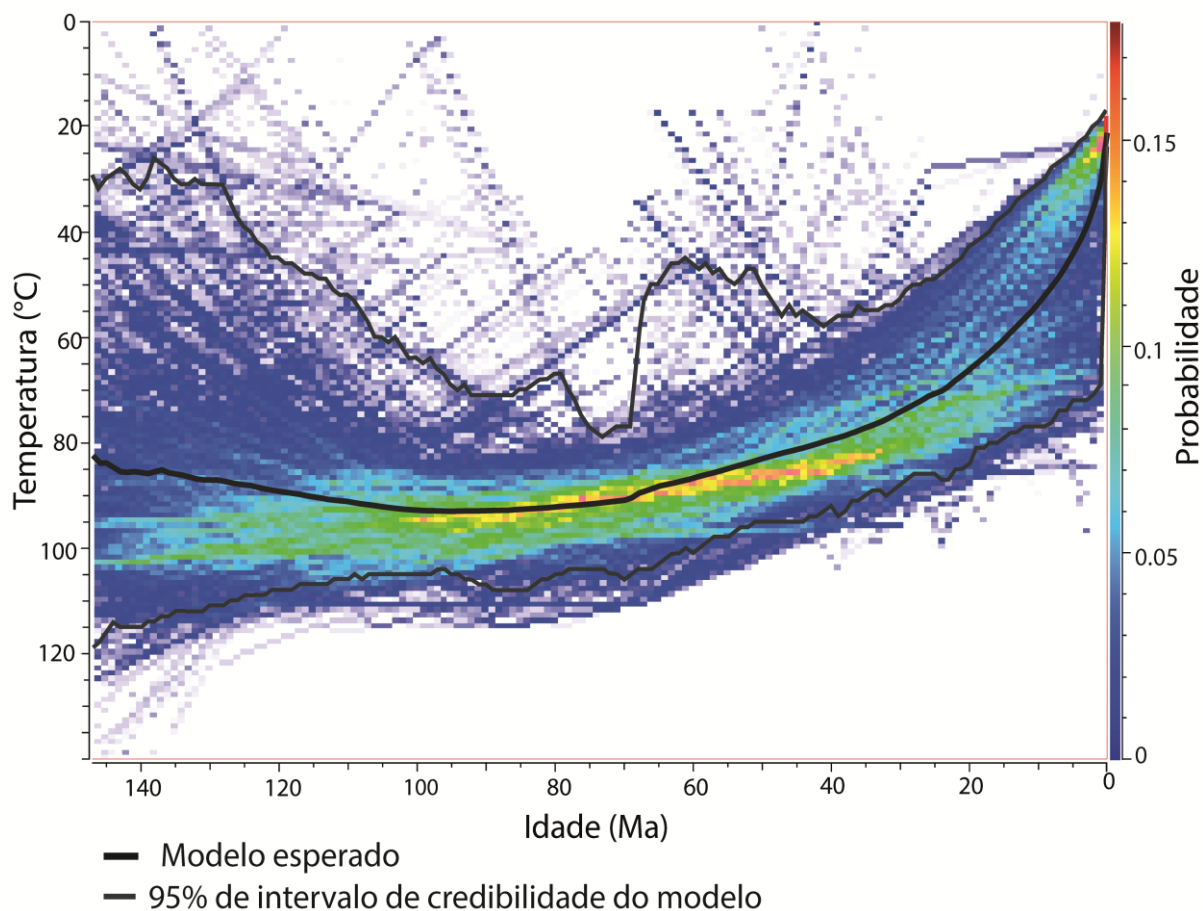


Figura 26 - Representação gráfica da modelagem térmica obtida para a amostra GRU-01.

Para uma melhor discussão e interpretação dos dados, foram utilizadas amostras de Jelinek et al. (1997 e 2002) e de Karl et al. (2013), de forma que pudessem ser tecidas considerações sobre a evolução do Graben de Urussanga com base nas análises dos traços de fissão e no conhecimento que hoje se tem sobre a evolução tectônica referente à abertura do supercontinente Gondwana. Os resultados estão apresentados na Tabela 2 e Figura 27.

Tabela 2. Amostras datadas por traços de fissão em apatita da bibliografia disponíveis na área de estudo.

Amostra	Altitude (m)	Localização (coordenadas)		Idade Aparente (Ma)	Referência
		longitude	latitude		
SLT 1	-230	669824	6831948	143.8 ± 9.9	Jelinek et al. (1997)
SLT 2	-180	669824	6831948	121.3 ± 8	Jelinek et al. (1997)
SLT 3	-175	669824	6831948	88 ± 4	Jelinek et al. (1997)
Cocal 1	-175	669237	6833155	116.4 ± 3.9	Jelinek et al. (1997)
Cocal 2	25	669237	6833155	98.3 ± 3.9	Jelinek et al. (1997)
Cocal 3	25	669237	6833155	97.2 ± 4	Jelinek et al. (1997)
Cocal 4	-175	669237	6833155	85.8 ± 3.5	Jelinek et al. (1997)
Cocal 5	-108	669237	6833155	76.5 ± 7.9	Jelinek et al. (1997)
Aquário 1	157	664728	6835075	107. ± 3.9	Jelinek et al. (1997)
Aquário 2	12	664728	6835075	89.0 ± 8.2	Jelinek et al. (1997)
Aquário 3	-226	664728	6835075	96.3 ± 4.5	Jelinek et al. (1997)
Fumaça	45	666816	6835209	109 ± 13.9	Jelinek et al. (1997)
SUP-06	40	676355	6854573	62.8 ± 4.8	Jelinek et al. (2002)
BR-09	27	680878	6828411	67 ± 10.2	Karl et al. (2013)

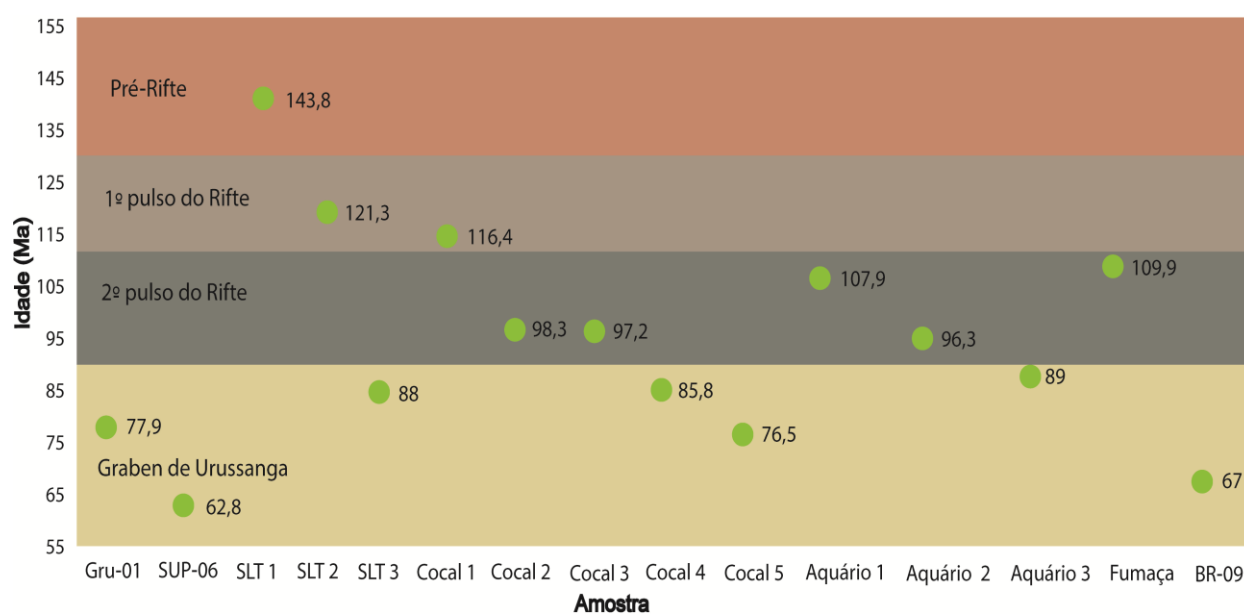


Figura 27 - Relação das amostras e suas respectivas idades por traços de fissão em apatita. Foram identificados 4 eventos termiais: pré-rifte, rifte (pulso 1 e 2) e graben de Urussanga.

### **155-135 Ma (fase pré-rifte)**

A idade de  $143,8 \pm 9,9$  (Fig. 27) obtida pelo método de traços de fissão em apatita na amostra SLT1 (Segunda Linha Torres) indica um evento termal importante ocorrido antes da abertura do supercontinente Gondwana, ou seja, antes da separação do continente Africano e Sul-Americano (Fig. 28). Rochas formadas durante a fase pré-rifte estão presentes em parte das bacias da margem brasileira, tendo sido depositadas em depressões que antecederam a tectônica rúptil do Cretáceo.

Tendo em vista que a amostra que forneceu essa idade faz parte do embasamento cristalino, é provável que parte deste embasamento estivesse a uma temperatura acima das condições a partir da qual os traços de fissão são gerados. Por volta de 143 Ma teria ocorrido um soerguimento do embasamento derivado de um aumento crustal, resultando em exposição e erosão de parte das rochas sobrepostas. A ausência dessa idade nas demais amostras provavelmente resulta dos eventos termais que se sucederam, os quais teriam apagado os traços antigos. A preservação dessa idade na amostra SLT1 deve-se ao fato de que essas atividades termais não foram homoganeamente distribuídas e estiveram muito próximas à temperatura de fechamento do sistema cristalino da apatita (ZAP em cerca de 120 °C). Trabalhos futuros, com uma maior quantidade de amostras analisadas, devem resultar em maior definição das idades de início e fim da atividade termal pré-rifte.

Análises sistemáticas pelos métodos K–Ar e Ar/Ar em rochas de afloramentos e furos de sondagem mostram picos de idade bem marcados no fim do Jurássico na extremidade meridional do Atlântico Sul, relacionados a intrusões ígneas do Karoo na África do Sul e na Argentina (incluindo as Ilhas Falkland). Posteriormente, há um importante pico no Cretáceo Inferior com distribuição de idades relacionadas à abertura do Supercontinente Gondwana e à formação de bacias do tipo rifte ao longo das incipientes margens continentais. Tanto na margem sul do Brasil e da Argentina, assim como nas margens conjugadas da África do Sul e da Namíbia, ocorrem vários locais com rochas ígneas e de fluxos de lava basáltica, o que sugere



a influência de plumas mantélicas no Cretáceo Inferior, evidenciadas pela intrusão de enxames de diques máficos na Argentina, Brasil, África do Sul e Namíbia.

Portanto, o soerguimento do embasamento durante o estágio pré-rifte em cerca de 143 Ma provavelmente esteve relacionado à atividade termal que precedeu a ruptura da crosta continental, relacionada à atividade termal mantélica que resultou na instalação de plumas na base da crosta (e.g., pluma Tristão da Cunha; Bueno, 2004).

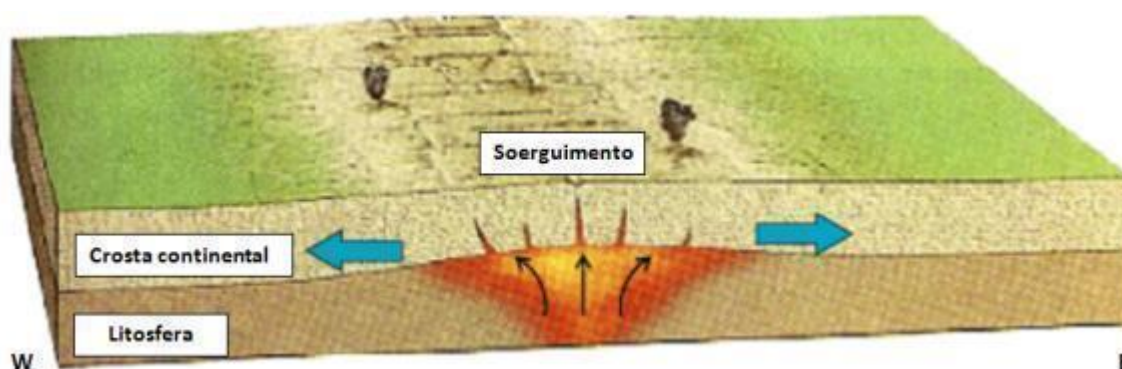


Figura 28 - Desenho esquemático do soerguimento causado durante a fase pré-rifte.

### 135-113 Ma (primeiro pulso da fase rifte)

A partir das amostras SLT2 e Cocal 1 (Fig. 27), pode-se verificar a idade aproximada de um segundo evento termal na região, ocorrido a aproximadamente 120 Ma atrás. Essa idade é semelhante à encontrada em rochas da margem sudeste do Brasil, entre Florianópolis e Porto Alegre, por Gallagher et al. (1995).

Embora a duração do evento termal da fase rifte tenha perdurado por dezenas de milhões de anos, a idade média de 130 Ma parece ser responsável pelo pico térmico que contribuiu para a abertura do Gondwana, uma vez que rochas vulcânicas na porção sul da Bacia do Paraná foram datadas em  $131,4 \pm 1,6$  e  $132,9$  Ma (Renne et al., 1992a) enquanto que nas regiões norte e central apresentam idades entre  $129,9 \pm 0,1$  e  $131,9 \pm 0,9$  Ma (Renne et al., 1992b; Renne et al., 1997). Outras rochas intrusivas contemporâneas incluem: o enxame de diques do Arco de Ponta Grossa, que apresenta idades entre 129 a 131 Ma (Turner et al., 1994; Renne et al., 1996a), os diques da Serra do Mar de 131 Ma (Renne et al., 1996b), os diques

costeiros de Florianópolis de 129 a 119 Ma (Deckart et al., 1998) e os diques das bacias marginais de Campos e Santos, com idades da ordem de 124 Ma (Mizusaki et al., 1992).

As evidências de um diacronismo entre a formação dos enxames de diques e as lineações magnéticas presentes tanto na margem Sul-Americana como na Africana, corroboram a idéia de um rifte que abriu de sul para norte pela influência da ascensão astenosférica vinculada à Pluma Tristão da Cunha, que teria culminado com o magmatismo da Província Paraná-Etendeka entre 135 e 127 Ma (Bueno, 2004). Logo, as anomalias térmicas responsáveis pelo *reset* dos traços de fissão das apatitas das amostras com 130 Ma (i.e., SLT2 e Cocal 1) podem estar relacionadas tanto ao afinamento crustal da fase rifte, quanto pelo próprio magmatismo da Formação Serra Geral na região (Fig. 29).

A partir da observação do contexto tectônico e dos padrões de preenchimento sedimentar das bacias da margem continental brasileira, percebe-se que ela possui uma evolução tectônica complexa, da mesma maneira que ocorreu na África. Bueno (2004), por exemplo, identificou uma mudança na direção dos enxames de diques, de ortogonais ao Rift Sul-Atlântico, no período de 133 e 130 Ma, a paralelos a ele entre 130 e 125 Ma, assim como a geração de uma discordância regional na Bacia de Santos e a rotação dos *seaward dipping reflectors* (SDR, feições sísmicas características dos primeiros pulsos magmáticos).

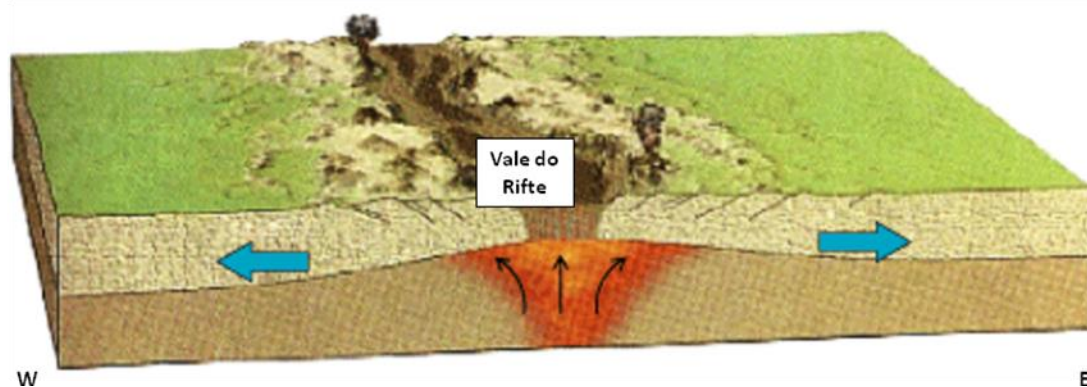


Figura 29 - Desenho esquemático da fase rifte, mostrando o afinamento da litosfera e distensão devido à subida da astenosfera, ocasionando intensa atividade termal e formação de magmatismo.

### **113-90 Ma (segundo pulso da fase rifte)**

As amostras Cocal 2, Cocal 3, Aquário 1, Aquário 2 e Fumaça apresentam idade por traços de fissão em apatita na ordem de 100 Ma (Fig. 27). Através de idades de traços de fissão em apatita semelhantes na região do embasamento do Arco de Ponta Grossa, Cobbold et al. (2001), as consideraram ainda pertencentes às atividades da fase rift. Com base nesses autores, as amostras supracitadas também podem indicar que a idade de 100 Ma seria resultante de um evento pertencente à fase rifte, provavelmente associado a um novo pulso tectônico de grande magnitude.

### **90-66 Ma (Formação do Graben de Urussanga)**

A partir das amostras GRU-01, SLT3, Cocal 4, Cocal 5, SUP-06 e BR-09 (Fig. 27), pode-se verificar a idade de um importante evento termal na região, ocorrido entre 90-66 Ma atrás. Este evento termal teria ocasionado a reativação de falhas do embasamento cristalino e formado o Graben de Urussanga. Durante esse período, encontram-se registradas idade corrigida de  $85 \pm 9$  Ma, referente ao aquecimento do basalto da Formação Serra Geral de diversos complexos de rochas granitoides (Franco, 2006), além de diversas ocorrências de rochas magmáticas pela costa do Brasil (magmatismo do Santoniano/Campaniano). As histórias térmicas registradas em torno de 77 Ma podem estar relacionadas ao soerguimento e erosão das serras da Mantiqueira e do Mar, que ocorreram, em parte, durante o Santoniano-Campaniano (Pereira & Feijó, 1991; Modica & Brush, 2004). Segundo Franco (2006), esse evento pode estar relacionado ao principal pulso de soerguimento, com consequente erosão do Arco de Ponta Grossa através de denudação tectônica e fornecimento de material clástico para bacias plataformais e continentais a partir de 90 Ma (Pereira & Feijó, 1991; Gallagher & Brown, 1999), cujas associações de rochas sedimentares depositadas neste período, e ocorrentes nos flancos de tal soerguimento datam a formação de um extenso planalto Neocretáceo denominado por Zalán & Oliveira (2005) de Serra do Mar Cretácea.

Segundo Franco (2006), na região continental do sul do Brasil há evidências de um importante evento térmico ocorrido em torno de 85 Ma na região do Arco de

Ponta Grossa, registrado na Bacia do Paraná e ao longo de seus alinhamentos. Esse evento térmico pode ter influenciado no soerguimento tectônico responsável pela reativação de alinhamentos e alçamento das bordas da bacia, o que teria resultado na formação das bacias Caiuá e Bauru, composta pelos grupos homônimos que compõem o registro do Neocretáceo da Bacia do Paraná (Milani, 1997). Tal evento termal provavelmente provocou a reativação de descontinuidades do embasamento cristalino na direção NW-SE, resultando no abatimento de parte da crosta e consequente configuração do Graben de Urussanga (Fig. 30). Associam-se a esse período, as intrusões ígneas do Domo de Lajes, cujas rochas alcalinas foram datadas entre 78 e 63 Ma (método K-Ar), e  $81 \pm 8$  Ma (método Rb-Sr), situando esse evento magmático no Neo-Cretáceo (Scheibe, 1986; Scheibe et al., 1985).

As intrusões dessa idade no sul e sudeste brasileiro, segundo Almeida (1986), estão associadas ao soerguimento da região da Serra do Mar e à subsidência da Bacia de Santos, entre o Aptiano e o Terciário Superior. Nos depósitos proximais da Bacia de Santos, formados aproximadamente entre 75 e 35 Ma (Formação Ponta Grossa), é possível observar evidências de grande aporte sedimentar relacionado ao soerguimento das serras do Mar e Mantiqueira. Esse intervalo estratigráfico apresenta notável progradação de siliciclásticos, formando grandes cunhas sedimentares que avançam na direção da quebra da plataforma. Segundo Almeida & Carneiro (1998), esses episódios estão associados a reativações de falhas do embasamento e a importantes episódios magmáticos na bacia e rochas alcalinas no continente. O magmatismo de  $82 \pm 1$  Ma, no Santoniano-Campaniano, por exemplo, se manifesta pela presença de cones vulcânicos dispostos segundo um *trend* leste-oeste de diques, soleiras (intrusivas) e derrames de lava (extrusivas).

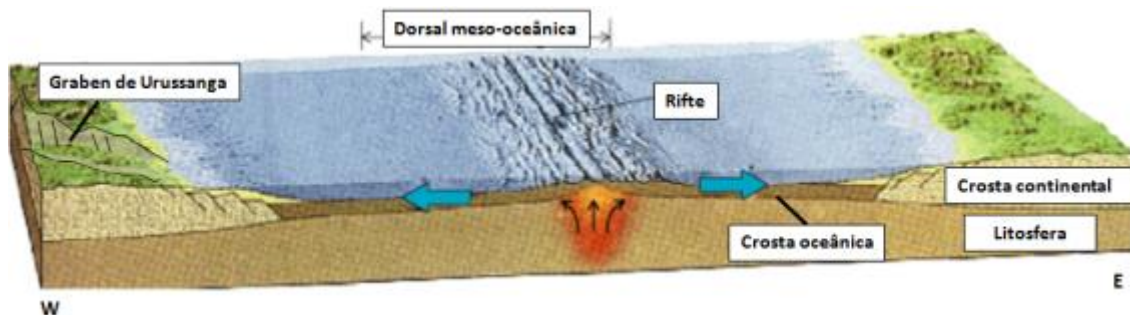


Figura 30 - Desenho esquemático mostrando o contexto da formação do Graben de Urussanga durante a fase drifte de abertura do Oceano Atlântico.

Na região do Domo de Lages, localizado 100 km a norte da área de estudo, são descritos padrões de falhas transcorrentes dextrais N-S e sinistrais ao redor de E-W (Machado et al., 2012), o que pode indicar um campo de tensões NE-SW. Essas falhas cortam rochas alcalinas associadas ao domo, cuja idade é de cerca de 75 Ma (Machado & Teixeira, 2008), o que pode sugerir o desenvolvimento destas estruturas entre o Neocretáceo e o Paleogeno (Machado et al., 2012). O mesmo campo de tensões é compatível com as transcorrências que afetaram o Maciço Alcalino de Cananéia e foram responsáveis pelo controle e instalação de pequenas bacias sedimentares, como a de Itaquaquecetuba (Riccomini, 1995).

Tendo em vista que os eventos tectônicos responsáveis pela abertura do Gondwana na região do Atlântico Sul ocorreram seguindo uma cronologia de sul para norte (Bueno, 2004), admite-se que a formação do Graben de Urussanga seja mais antiga que a das bacias do tipo rifte do sudeste do Brasil (e.g. Itaquaquecetuba), e com um campo de tensões diferente. O sistema de falhas transcorrentes NE-SW (dextral) e NW-SE (sinistral) que afeta as rochas vulcânicas da Formação Serra Geral no leste do Planalto do Rio Grande Sul pode ser explicado em um mesmo campo de esforços com tensão máxima ( $\sigma_1$ ) ao redor de E-W (Nummer et al., 2014). Segundo esses autores, o padrão transcorrente dextral NE-SW deve-se a reativações de estruturas do embasamento da Bacia do Paraná, enquanto que as falhas transcorrentes sinistrais de direção NW-SE correspondem aparentemente a uma direção estrutural mais recente que foi nucleado no Cretáceo, como reflexo da ruptura continental do Gondwana ligada à abertura do Oceano Atlântico Sul. O Graben de Urussanga provavelmente foi formado em contexto transtensivo sinistral, e apresenta direção NW-SE, coincidente com a direção do Lineamento de Urussanga e com os lineamentos observados nos diagramas de roseta, compatível com a direção P das falhas sintéticas segundo o modelo de Riedel (1929) (Fig. 31).

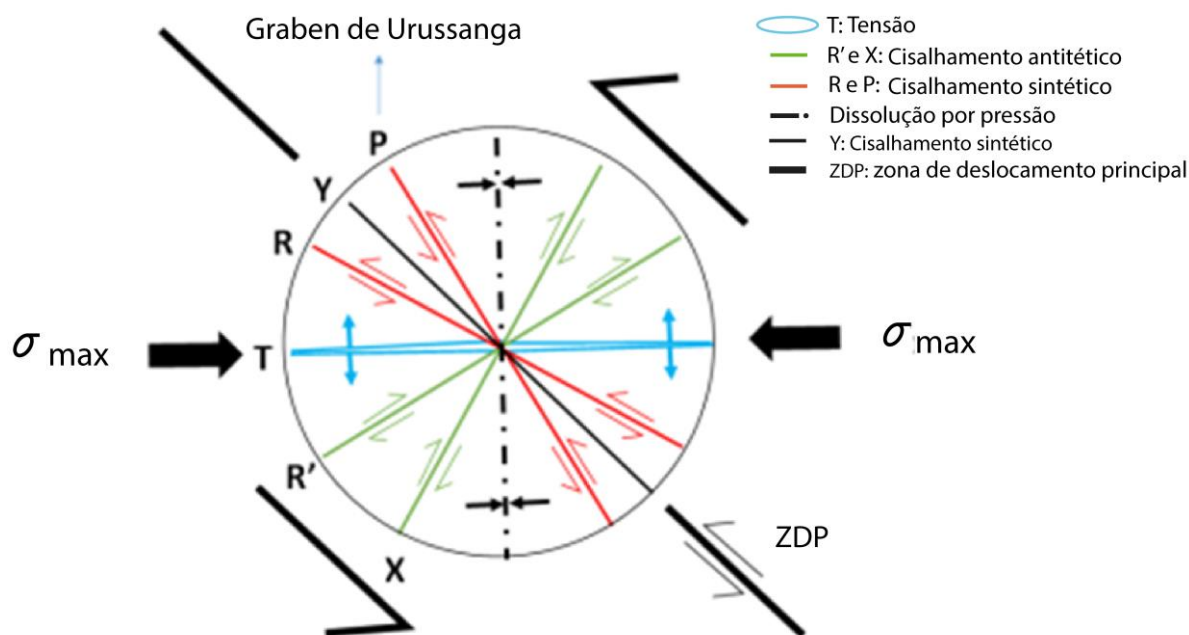


Figura 31 - Contexto sinistral do Graben de Urussanga no Modelo de Riedel (1929).

## 5. Conclusões

A partir da integração dos dados de campo, de informações de imagens de satélite e de traços de fissão em apatita, chegou-se às conclusões descritas a seguir. Foram identificados 4 eventos tecnotermiais na região de estudo do presente trabalho, quais sejam:

- (1) Fase pré-rifte em 155-135 Ma, onde teriam se formado depressões que antecederam a tectônica rúptil do Cretáceo e soergimento do embasamento derivado de um aumento crustal, resultando em exposição e erosão de parte das rochas sobrepostas.
- (2) Fase rifte em 135-113 Ma (primeiro pulso da fase rifte), responsável pelo pico térmico que contribuiu para a abertura do Supercontinente Gondwana. Esse evento provavelmente teve influência da ascensão astenosférica vinculada à Pluma Tristão da Cunha, que teria culminado com o magmatismo da Província Paraná-Etendeka.
- (3) Fase rifte em 113-90 Ma (segundo pulso da fase rifte), responsável por um pico térmico bem marcado nos traços de fissão em apatita em 30% das

amostras. Esse evento representa uma continuação da abertura do Gondwana.

- (4) Formação do Graben de Urussanga em 90-65 Ma. A intrusão de rochas ígneas nas regiões adjacentes nesta época, provavelmente provocou a reativação de descontinuidades do embasamento cristalino na direção NW-SE, resultando no abatimento de parte da crosta e consequente configuração do Graben de Urussanga.

O Graben de Urussanga provavelmente foi formado em contexto transtensivo sinistral e apresenta direção NW-SE, coincidente com a direção do Lineamento de Urussanga e com os lineamentos observados nos diagramas de roseta, compatível com a direção P das falhas sintéticas segundo o modelo de Riedel.

## REFERÊNCIAS

- ALMEIDA, F.M. 1986. Distribuição regional e relações tectônicas do magmatismo pós-Paleozóico no Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*.
- ALMEIDA, F. F. M. & CARNEIRO, C. D. R. 1998. Origem e evolução da Serra do Mar. *Revista Brasileira de Geociências*, **28**(2): 135-150.
- ASMUS, H.E. 1984. Geologia da margem continental brasileira. In: Schobbenhaus, C. et al. Geologia do Brasil. MME/DNPM. Brasília, DF, p.443-501.
- BASTOS NETO, A.C. & SAVI, C.N. 1990. Observações sobre mecanismos de abertura e fases de preenchimento de alguns filões de fluorita do Sudeste Catarinense. In: SIMPÓSIO. SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, Florianópolis, SBG. V.1 p. 215-228.
- BUENO, G.V. 2004. Diacronismo de eventos no rifte Sul-Atlântico. *Boletim de Geociências da Petrobras*. **12** (2):203-229.
- CASTRO, J. C. Coluna White: Estratigrafia da Bacia do Paraná no Sul do Estado de Santa Catarina – Brasil. Florianópolis: Secretaria de Estado da Tecnologia, Energia e Meio Ambiente, 1994.
- COBBOLD, P. R.; MEISLING, K. E.; MOUNT, V. S. 2001. Reactivation of an obliquely rifte margin, Campos and Santos basins, southern Brazil. *American Association of Petroleum Geologists (AAPG) Bulletin*, **85** (11): 1925-1944.
- DECKART, K., FÉRAUD, G., MARQUES, L.S., BERTRAND, H. 1998. New time constraints on dyke swarms related to the Paraná-Etendeka magmatic province, and subsequent South Atlantic opening, southern Brazil. *J. Volc. Geot. Res.*, **80**, 67-83.
- DONELICK, R.A.; O'sullivan, P.B.; Ketcham, R.A. 2005. Apatite fission-track analysis. In: Reiners, P.W.; Ehlers, T.A. (eds.). *Low-Temperature Thermochronology: Techniques, Interpretations and Applications*. Washington, Mineralogical Society of America, *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, **58**: 49–94.
- FERNANDES L.A. 1998. Estratigrafia e evolução geológica da parte oriental da Bacia Bauru (Ks, Brasil). Inst. de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 216 p. (3 mapas).
- FLEISHER, R.L., PRICE, P.B. & WALKER, R.M. 1975. *Nuclear tracks in solids: Principles and Applications*. Berkeley University of California Press, 605p.



FRAGOSO CESAR, A. R. S. 1980. O Cráton do Rio de La Plata e o Cinturão Dom Feliciano no Escudo Uruguaio-Sul-Riograndense. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 31, Balneário Camboriú, SBG. Anais, Vol. 5: 2879-2892

FRANCO AOB. 2006. Termocrologia por traços de fissão em apatitas na região do Arco de Ponta Grossa entre os alinhamentos de Guapiara e São Jerônimo-Curiúva. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, São Paulo, 123 p.

GALLAGHER, K.; HAWKESWORTH, C. J.; MANTOVANI, M. S. M. Denudation, Fission Track Analysis and Long-Term Evolution of Passive Margin Topography: Application to the Southeast Brazilian Margin. *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. 8, no 1, p. 65-77. 1995.

GALLAGHER, K., BROWN, R., JOHNSON, C. – Fission track analysis and its applications to geological problems. *Annual Reviews in Earth and Planetary Science*, vol.26, p.519-572, 1998.

GALLAGHER, K. & BROWN, R. 1999. The Mesozoic denudation of the Atlantic margins of south Africa and southeast Brazil and the relationship to offshore sedimentation. In: Cameron, N.R.; Bate, R.H.; Clure, V.S. (eds.). *The Oil and Gas Habitats of the South Atlantic*. Geological Society, London, Special Publications, **153**: 41-53.

GREEN P.F. 1981. "Track-in track" Length Measurements in Annealed Apatites. *Nucl. Tracks*, 5(121):8.

HOLZ, M. 1995. Aspectos paleoclimáticos do eo-permiano na borda leste da bacia do Paraná Em: Simposio Sul-Brasileiro de Geologia (6. : 1995 : Porto Alegre, RS). Boletim de resumos expandidos. Porto Alegre : SBG. p. 264-266.

HORBACH, R.; MARIMON, R. 1980. Esboço da evolução tectônica e seu significado na gênese dos depósitos de fluorita no sudeste catarinense. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31, Balneário Camboriú, SBG. Anais, V.3: 1540-

HURFORD, A.J. 1990. Standardization of Fission Track dating Calibration: Recommendation by the Fission Track Working Group of the I.U.G.S. Sub commission on Geochronology. *Chemical Geology, Isotopic Geosciences Sector*, 80: 171-178.

HURFORD, A.J. 1991. The role of fission track dating in discrimination of provenance. In: *Developments in Sedimentary Provenance Studies*, ed. AC Morton, SP Todd, PDW Haughton, *Geol. Soc. London Spec. Publ.* **57**: 67-78

JAFFEY A.H.; Flynn K.F.; GLENDENIN L.E.; BENTLEY W.C. 1971. Precision Measurement of Half-Lives and Specific Activities of  $^{235}\text{U}$  and  $^{238}\text{U}$ . *Journals Phys. Rev.* 4:1889-1906.

JELINEK, A. R. 1997. Análise por traço de fissão em apatitas (AFTA) da encaixante do depósitos de fluorita filoneana do sudeste catarinense: uma evolução hidrotermal polifásica. 1997. 200 p. Dissertação (Mestrado) – Instituto de Geociências, programa de pós-graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, RS.

JELINEK, A. R. 2002. Evolução Geológica do Distrito Fluorítico de Santa Catarina: Estudo integrado de mineralogia, geoquímica e tectônica por traço de fissão em apatita. Dissertação (Mestrado em Geociências) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.

KARL, M., GLASMACHER, U.A., KOLLENS, S., STOCKLI, D. F. & HACKSPACHER, P. C. (2013). Evolution of the South Atlantic passive continental margin in southern Brazil derived from zircon and apatite (U–Th– Sm)/He and fission-track data. *Tectonophysics*, 604, 224-244.

KETCHAM, R.A.; DOLENICK, R.A.; CARLSON, W.D. 1999. Variability of fission-track annealing kinetics: III. Extrapolation to geological time scales. *American Mineralogist*, 84: 1235-1255.

KETCHAM, R. A.; Carter, A.; DOLENICK, R. A.; BARBARAND, J.; HURFORD, A. J. 2007. Improved modelling of fission-track annealing in apatite. *American Mineralogist*, 92, 789–798.

LEINZ, V. Contribuição à geologia dos derrames basálticos do Sul do Brasil. São Paulo: USP/Faculdade de Filosofia Ciências e Letras, geologia, 1949. n. 5.

MACHADO, R. & TEIXEIRA, W. 2008. Idades ( $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ) do Magmatismo Alcalino do Distrito Alcalino de Lages, SC. In: Simpósio de vulcanismo e ambientes associados, 4, 2008, Foz do Iguaçu. Boletim de Resumos, Foz do Iguaçu, SBG, 1 CD-ROOM.

MACHADO, R., ROLDAN, L.F., JACQUES, P.D., 2012. Tectônica transcorrente Mesozoica-Cenozoica no Domo de Lages – Santa Catarina. *Revista Brasileira de Geociências*, 42(4):799-811.

MORGENTAL, A.; KIRCHER, C. A. 1983. Síntese do mapa previsional do distrito de fluorita de Santa Catarina. In: Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, 1. Porto Alegre, SBG. Atas: 294-306.

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

MILANI E.J., MELO, J.H.G, SOUZA, P.A., FERNANDES, L.A., FRANÇA, A.B. Bacia do Paraná. Boletim de Geociências da Petrobras, Rio de Janeiro, v.15, n.2, p. 265-287, 2007

MISUZAKI, A.M.P., PETRINI, R., BELLINI, G., COMIN-CHIARAMONTI, P., DIAS, J., De MIN, A., PICCIRILLO, E.M. 1992. Basalt magmatism along the passive continental margin of SE Brazil (Campos Basin). *Contrib. Miner. Petrol.*, 111, 143-160.

MODICA, J.C. & BRUSH, E. 2004. Post-trift sequence stratigraphy, paleogeography, and fill history of the deep-water Santos Basin, offshore southeast Brazil. *AAPG Bulletin*. 88(7): 923-945.

NUMMER, A. R., MACHADO, R., JACQUES, P. D., 2014. Tectônica transcorrente mesozoica/cenozóica na porção leste do Planalto do Rio Grande do Sul, Brasil, *Pesquisas em Geociências*, 41, 121–130.

PEREIRA, M. J. & Feijó, F. J. 1991. Bacia de Santos. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 8(1): 219 – 234.

PETROBRÁS. Carta Estratigráfica da Bacia do Paraná. Ponta Grossa: PETROBRÁS/DESUL, 1970.

PRICE, P.B. & WALKER, R.M. 1963. Fossil tracks of charged experimental-study particles in mica and the age of minerals. *Journal of Geophysical Research*, 68: 4847-4862.

RENNE, P., ERNESTO, M., PACCA, I.G., COE, R.S., GLEN. J.M., PREVÓT, M., PERRIN, M. 1992a: The Age of Paraná Flood Volcanism, Rifting of Gondwanaland, and the Jurassic Cretaceous Boundary. *Science*, 258, 975-979.

RENNE, P., ERNESTO, M., PACCA, I.G., NARDY, A.J.R., COE, R.S., GLEN. J.M., PREVÓT, M., PERRIN, M. - 1992b: Age and Duration of Paraná Flood Volcanism in Brazil, *EOS-AGU*, 27, 531-532.

RENNE, P.R., DECKART, K., ERNESTO, M., FÉRRAUD, G., PICCIRILLO, E.M. 1996a. Age of the Ponta Grossa dike swarm (Brazil) and implications to Paraná flood volcanism. *Earth Plan. Sci. Lett.*, 144, 199-212

RENNE, P.R., GLEN, J.M., MILNER, S.C., DUNCAN, A.R. 1996b. Age of Etendeka flood volcanism and associated intrusions in southwestern África, *Geology*, 24, 659-662.

RENNE, P.R., ERNESTO, M.; MILNER, S. 1997. Geochronology of the of the Paraná – Etendeka Province, *EOS*, F742.

RICCOMINI, C. 1995. Tectonismo gerador e deformador dos depósitos sedimentares pós-gondvânicos da porção centro-oriental do Estado de São Paulo e áreas vizinhas. São Paulo, 100 p. Tese de Livre-docência, Instituto de geociências, Universidade de São Paulo.

RIEDEL, W., 1929. Zur mechanic geologischer bruderscheinungen, *Central blatt für Mineralogie, Geologie, und Paleontologie* 1929B, 354.

SALLET, R.; FERREIRA, A.C.; FRAGOSO CESAR, R.; MONTEIRO, R. & MACHADO, R. 1990a. O arcabouço granítico transalcalinotardi-orogênico do batólito Pelotas e sua potencialidade para mineralizações de fluorita. *Acta Geológica Leopoldensia*, São Leopoldo, vol.30; p.213-228.

SALLET, R.; FERREIRA, A.C. & SABATIER, H. 1990b. Petrografia e Geoquímica dos Granitóides do Sul do Distrito Fluorítico de Santa Catarina, folhas Jaguaruna e Tubarão. *Anais. In: 35o Cong. Bras. Geol., SBG – Núcleo Noroeste, Natal/RN. p. 1793-1806.*

SHEIBE, L.F., KAWASHITA, K. & Gomes, C.B., 1985. Contribuição à geocronologia do Complexo Alcalino de Lages, SC. In: *SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 2, 1985, SBG, p. 299-307.

SCHEIBE, L. F. *A Geologia de Santa Catarina: Sinopse Provisória*. Florianópolis: Geosul, nº 1, p. 117-133, 1986.

SILVA, M. M. S. 2006. aplicação da estratigrafia de sequências e implicações na gênese e prospecção de filões de fluorita. 2002. Dissertação (Mestrado em Geociências) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.

TURNER, S., REGELOUS, M., KELLEY, S., HAWKSWORTH, C., MANTOVANI, M.M.S.1994. Magmatism and continental break-up in the South Atlantic: high precision  $^{40}\text{Ar} / ^{39}\text{Ar}$  geochronology. *Earth Plan. Sci. Lett.*, 121, 333-348.

VAIL, P. R.; TODD, R. G.; SANGREE, B. *Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level: Part 5. Chronostratigraphic Significance of Seismic Reflections: Section 2. Application of Seismic Reflection Configuration to Stratigraphic Interpretation. Memoir* 26, 1977, p. 99 – 116.

VALERIANO, M. M. Modelo digital de variáveis morfológicas com dados SRTM para o território nacional: o projeto TOPODATA. In: XII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto (SBSR), 2005, Goiânia. Anais, São José dos Campos: INPE, 2005. Artigos, p. 1-8.

VERMEESCH, P., 2009. Radial Plotter: a Java application for fission track, luminescence and other radial plots. *Radiat. Meas.* 44, 409–410.

WAGNER, G.A. and P. Van Den Haute, Fission-track dating. *Kluwer Acad., Norwell, Mass.*, v. 6, 285p., 1992.

ZALÁN P.V., WOLFF, S., CONCEIÇÃO, J.C., VIEIRA, A.M., C.T, ZANOTO, O.A. 1987. Tectônica e sedimentação da Bacia do Paraná. In: SBG, Simp. Sul-Bras. Geol., 3, Atas, v. 1, p. 441-447.

ZALÁN P.V., WOLFF S., CONCEIÇÃO J.C., MARQUES A., ASTOLFI M.A.M., VIEIRA I.S., 1990. A Bacia do Paraná. In: *Origem e evolução de bacias sedimentares*. Rio de Janeiro, Petrobras/SEREC/CEN-SUD, p. 135-168.

ZALÁN, P.V. & OLIVEIRA, J.A.B. 2005. Origem e evolução estrutural do Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, 13(2): 269-300.