



**CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA DO KIMBERLITO ROSÁRIO 06  
DA PROVÍNCIA KIMBERLÍTICA DE ROSÁRIO DO SUL/RS**

Porto Alegre, 2011

**ÁLDEN DE BRITO ADRIÃO**

**CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA DO KIMBERLITO ROSÁRIO 06 DA  
PROVÍNCIA KIMBERLÍTICA DE ROSÁRIO DO SUL/RS**

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 parcial para obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

**Orientador:** Prof. Dr. Rommulo Vieira Conceição

**Co-orientadora:** Profa. Dra. Cristine Lenz

**Supervisora:** Geól. Fernanda Gervasoni

Porto Alegre, 2011

**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 “**CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA DO KIMBERLITO ROSÁRIO 06 DA PROVÍNCIA KIMBERLÍTICA DE ROSÁRIO DO SUL/RS**”, elaborado por “**ÁLDEN DE BRITO ADRIÃO**”, como requisito parcial para obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

**Comissão Examinadora:**

---

Evandro Fernandes de Lima

---

Márcio Martins Pimentel

## Agradecimentos

Aqui eu quero agradecer a todos os envolvidos neste trabalho. Com isso eu quero dizer todas as pessoas envolvidas de alguma forma, direta ou indiretamente, lá nos primórdios dos testes vocacionais para tentar descobrir o que realmente eu queria fazer da vida ou até segundos antes de concluir o curso tornando-me geólogo. Pois eu acredito não existir uma forma de quantificar a participação de alguém ou a importância deste em algum momento desta jornada, ou seja, cada gesto conta e cada momento é único e sempre pode ser o início de um outro fim. Obrigado a todos!

No entanto, como este é um espaço para falar de pessoas, alguns nomes são muito presentes e devem ser ditos.

Agradeço aos meus pais Maribel e Paulo, e a minha família que sempre me deram o apoio necessário, de maneira que eu pudesse seguir o meu caminho...

A Renata, minha namorada, companheira, sempre me ajudando, sempre me ensinando um pouco mais sobre mim mesmo e tornando meus dias mais bonitos.

O meu orientador e amigo Rommulo, que acreditou em mim e me deu a oportunidade de trabalhar com o grupo.

As todas as pessoas do grupo, o trabalho não seria tão prazeroso se não fosse por eles: Fê (a melhor supervisora do hemisfério sul!), Issa (salvando meu português), Tiago, Su, Criz, Marina, Eduardo, Vicente, Mariana, André, Marciano, Renato...

Prof. Sommer, Robson, Maria Luiza, vocês foram essenciais..

A todos da CPRM, Carlos, Andrea, Valdir, Adriano...

Todos os motoras companheiros, Claudinho, Jarson, Adauto, Paulo, Armando, pois estes sim, nos levaram (e trouxeram) de cada pirâmida, sempre a salvos e inteiros.

Ao CAEG, lugar onde aprendi o que significa fazer parte de uma universidade e pra que(m) serve uma universidade. Que a sua história não seja esquecida e que sua chama nunca se apague.

E claro, agradeço aqueles que são “toda a manha”, os amigos, os irmãos, aqueles que encontramos na fusão, seguimos na diferenciação até a cristalização e agora soerguidos e intemperizados vamos juntos pra deformação, efim, todos aqueles que são de rocha.

t x E = Arte

- 5 -

## RESUMO

Na região de Rosário do Sul e arredores, intrusivo na borda sudeste da Bacia do Paraná, existe uma região afetada por uma antiga manifestação vulcânica conhecida como Província Kimberlítica de Rosário do Sul. Nela afloram diversos pequenos corpos vulcânicos agrupados em quatro *cluster's*. O corpo estudado pertence ao cluster Rosário do Sul, próximo ao rio Ibicuí da Armada, tem aproximadamente 7m<sup>2</sup> de rocha aflorante e encontra-se encaixado em uma drenagem. Este afloramento é especial pois a rocha é coesa pouco e alterada, o que é raro para este tipo litológico. O estudo e compreensão deste vulcanismo no Rio Grande do Sul se faz necessário para a construção de modelos de evolução mantélica e crustal para esta região e de outras similares. O objetivo deste trabalho é caracterizar a rocha de forma detalhada e precisa. Para o estudo de caracterização petrológica deste corpo vulcânico foram necessárias saídas de campo para coleta de amostras e de informações in situ, inclusive um levantamento geofísico básico de magnetometria e gravimetrometria. Para petrografia de detalhe e a geoquímica de elementos maiores, foram realizadas análises usando técnicas como MEV-EDS, XRD e XRF, para melhor identificação dos constituintes. A partir de dados de campo e literatura foi constatado que o corpo está alinhado com zonas de transcorrência antigas e profundas e.g. como o lineamento Ibaré e com falhas N-NE posteriores. Sabendo que kimberlitos geralmente aproveitam tais estruturas, por certo que estas rochas funcionam como delimitadores de terrenos e descontinuidades profundas. A rocha possui textura inequigranular com megacristais (>1cm) de olivina e xenólitos envoltos por uma matriz ígnea microlítica (<0,0625mm). A mineralogia é composta basicamente por fenocristais euédricos e subédricos de forsterita (serpentinizados), alguns destes cristais apresentam características óticas anômalas, além de cristais de flogopita, perovskita, apatita e ilmenita. Em menores quantidades é encontrado diopsídio, magnesita, kalsilita, cromita, sulfetos e fases estranhas. Nas amostras menos alteradas é possível perceber que a matriz é levemente heterogênea com segregações magmáticas. A presença de componentes reabsorvidos (tardi-cristalinos) é marcante, resultado de uma mudança nos parâmetros de equilíbrio na formação desta rocha. Existem também lápis de diversos tamanhos, estes interpretados como uma concentração de elementos voláteis cristalizados de forma circular e elíptica. O C.I. (*Contamination Index*) é relativamente baixo e o Mg# é relativamente alto. Os dados químicos de elementos maiores comprovam sua natureza ultrabásica, rica em K, Ca e Ti. A comparação com dados de rochas similares certificam sua classificação kimberlítica e sugerem forte semelhança com os kimberlitos tipo II da África do Sul.

**Palavras-Chave:** Kimberlito. Rosário do Sul. Ultrapotássica. Perovskita.

## ABSTRACT

Around the Rosário do Sul city, there is a region affected by an ancient volcanic activity known as Rosário do Sul Kimberlitic Province, geologically located on the southeast edge of the Paraná Basin. In this Province, there are many small volcanic outcrops grouped into four clusters. The outcrop studied belongs to the Rosário do Sul cluster, near the Ibicuí da Armada river, it has 7m<sup>2</sup> of rock exposure and is located together with a drainage. The rock found in this outcrop is in excellent conservation state, something unusual for this kind of rock. The study and comprehension of this type of volcanism in Rio Grande do Sul is necessary for the construction of mantle and crustal evolution models for this region and others alike. The objective of this work is to do a detailed petrographic study of this volcanic outcrop, together with major elements geochemistry analysis. To study the petrological characterization of the volcanic body were required field trips to collect samples and information in situ, including a basic gravimetry and magnetometry geophysical mapping. The detailed petrography work and major elements geochemistry, was done with MEV-EDS, XRD and XRF analysis to better minerals identification. Using field data and literature was found that the body is aligned with areas of old deep shear zones like Ibaré shear zone and with N-NE later faults. Knowing that kimberlites often make use of these structures for granted that these rocks act as delimiters of terrains and deep discontinuities. The rock has inequigranular texture with olivine megacrysts (>1cm) and xenoliths surrounded by a fine microlithic igneous matrix (<0.0625mm). The mineralogy consists mainly of euhedral and subhedral phenocrysts of forsterite (serpentinized), some of these crystals exhibit anomalous optical characteristics, moreover crystals of phlogopite, perovskite, apatite and ilmenite. In smaller quantities is found diopside, magnesite, kalsilita, chromite, sulfide and some strange phases. In the less altered samples you can see that the matrix is slightly heterogeneous with magmatic segregations. The presence of absorbed components (late-crystalline) is marked, and is result of a change in the equilibrium parameters of the former rock. There are also several sizes of lapilli, they are interpreted as a concentration of volatile elements crystallized in a circular and elliptical. The C.I. (contamination index) is relatively low and the Mg # is relatively high. The chemical data of major elements show ultrabasic nature, rich in K, Ca and Ti. A comparison with data of similar rocks certify its kimberlitic classification and suggest a strong resemblance to the kimberlites type II of South Africa.

**Keywords:** Kimberlite. Rosário do Sul. Ultrapotassic. Perovskite.

## LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Composições químicas dos componentes analisados pelo MEV-EDS na matriz.*Olivina anômala.-----	
48 -	
Tabela 2: Composição química dos minerais encontrados no lópili.-----	50 -
Tabela 3: Composição química dos minerais do xenólito. -----	51 -
Tabela 4: Composição química de rocha total (matríz ígnea). -----	52 -

## LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Modelo idealizado do sistema magmático kimberlítico e suas fácies (modificado de Mitchell, 1986).-----	14
Figura 2: Delimitação da Província Kimberlítica de Rosário do Sul (PKRS) o cluster Rosário.-----	17
Figura 3: Imagem de satélite da região mostrando as duas malhas sobrepostas e em vermelho a área de rocha aflorante.-----	22
Figura 4: Gravímetro usado em campo coletando dados sobre a rocha em estudo. -----	24
Figura 5: Levantamento magnetométrico sendo feito usando os mesmos pontos. -----	25
Figura 6: Representação dos planos cristalinos e das ondas de raios X incidentes. As distâncias interplanares entre os planos AB e BC são igual a d, e a diferença de caminho óptico dos raios 1 e 2 é o segmento de reta MLN.-----	29
Figura 7: Esquema de funcionamento do MEV. -----	31
Figura 8: Modelo de excitação de elétrons por XRF.-----	33
Figura 9: Imagem da região de estudo com os pontos com afloramentos, detalhe em azul representa a área de rocha aflorante e em vermelho são baixos topográficos e entre os dois pontos existe uma região plana, seca e uma vegetação verde claro bastante peculiar. -----	34
Figura 10: ponto 01 com detalhe no solo formado pela rocha vulcânica. -----	35
Figura 11: Visada oeste do ponto 02 com detalhe no afloramento ao lado da drenagem. -----	35
Figura 12: Quartzo alterado, esverdeado e com fraturas coluranes. -----	36
Figura 13: Mapa de anomalia Bouguer com linhas de alto e a região da rocha aflorante. -----	38
Figura 14: Mapa do campo magnético total com mostrando duas estruturas magnéticas fortes se cruzando. Detalhe na rocha aflorante. -----	39
Figura 15: Imagem de parte do Mapa Geológico do RGS com detalhe no cluster Rosário do Sul e sua posição em relação com os diversos lineamentos a zonas de cisalhamento (Mapa Geológico do Estado do Rio Grande do Sul, CPRM – Porto Alegre, escala 1:750.000).-----	40
Figura 16: Fotos da rocha: (A) e (B) são imagens de campo; (C) e (D) são amostras já serradas com detalhe nos componentes elípticos orientados.-----	41
Figura 17: (A) textura inequigranular com cristais de olivina serpentinizados; (B) cristais euédricos de olivina normal (Ol) e anômala (Ol*), em meio a matriz heterogênea. À esquerda: luz polarizada. À direita, luz polarizada com nicóis cruzados. -----	42
Figura 18: Fotos (em luz polarizada) de macrocristais reabsorvidos resultando em componentes cristalinos: (A) componente reabsorvido com material microcristalino escuro e na borda um crescimento de cristais aciculares; (B) macrocristal com limites de grão difusos-----	43
Figura 19: (A) cristal alterado de flogopita (Phl); (B) cristais de perovskita (Prv). À esquerda: luz polarizada. À direita, luz polarizada com nicóis cruzados. -----	44
Figura 20: Imagens de diversos componentes interpretados como lápilis: (A) componente elíptico em luz polarizada; (B) imagem anterior em luz refletida; (C) componente esférico em luz polarizada; (D) imagem anterior em luz refletida; (E) cristais de olivina dentro. -----	45
Figura 21: Provável xenólito peridotítico com detalhe na borda. -----	46
Figura 22: Difratoograma multielementar com os picos característicos de cada mineral. -----	47
Figura 23: Imagem de BSE nos intertícios dos cristais. Olivina(Ol), Flogopita(Phl), Diopsídio(Di), Ilmenita(Il), Wolastonita/Feldspatóide(?).-----	49
Figura 24: Imagem de BSE de dentro do lápili. Perovskita(Prv); Ilmenita(Il); Flogopita(Phl); Kalsilita(Kls); Sulfeto(S?). -----	49
Figura 25: Imagem de BSE do xenólito. Flogopita(Phl); Olivina(Ol); Esfalerita(Sp); Wolastonita/Feldspatóide(?). -----	50
Figura 26: Gráficos binários de elementos maiores para o kimberlito ROSÁRIO 06. Campos kimberlíticos retirados de Le Roex (2007).-----	53

## SUMÁRIO

<b>1 INTRODUÇÃO.....</b>	<b>- 11 -</b>
1.2 JUSTIFICATIVA.....	- 12 -
1.3 CARACTERIZAÇÃO DO PROBLEMA.....	- 13 -
1.4 OBJETIVOS.....	- 15 -
<b>2 ESTADO DA ARTE.....</b>	<b>- 16 -</b>
<b>3 MATERIAIS E MÉTODOS.....</b>	<b>- 19 -</b>
3.1 LEVANTAMENTO BIBLIOGRÁFICO.....	- 19 -
3.2 ANÁLISE DE IMAGENS AÉREAS .....	- 20 -
3.3 MAPEAMENTO GEOLÓGICO.....	- 20 -
3.4 LEVANTAMENTO GEOFÍSICO BÁSICO .....	- 21 -
3.4.1 Gravimetria.....	- 22 -
3.4.2 Magnetometria .....	- 24 -
3.5 AMOSTRAGEM .....	- 26 -
3.6 PREPARAÇÃO DE AMOSTRAS .....	- 26 -
3.6.1 Lâminas Delgadas .....	- 26 -
3.6.2 Rocha Total (matriz) .....	- 27 -
3.7 DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA.....	- 27 -
3.8 DIFRAÇÃO DE RAIOS X (DRX) .....	- 28 -
3.9 MICROSCÓPIO ELETRÔNICO DE VARREDURA (MEV).....	- 30 -
3.10 FLUORESCÊNCIA DE RAIOS X (XRF).....	- 32 -
<b>4 RESULTADOS E DISCUSSÕES.....</b>	<b>- 33 -</b>
4.1 ASPECTOS GEOLÓGICOS .....	- 33 -
4.2 PETROGRAFIA .....	- 40 -
4.3 ANÁLISE MEV-EDS.....	- 48 -
4.4 GEOQUÍMICA DE ELEMENTOS MAIORES .....	- 51 -
<b>5 CONSIDERAÇÕES FINAIS.....</b>	<b>- 54 -</b>
<b>REFERÊNCIAS.....</b>	<b>- 55 -</b>

## 1 INTRODUÇÃO

Kimberlitos e rochas associadas são corpos normalmente intrusivos, raros, de origem mantélica e principais fontes diamantíferas. Hospedam inúmeras inclusões de material peridotítico (olivina, granada, ortopiroxênio, clinopiroxênio) e eclogítico (granada, clinopiroxênio) provenientes do manto superior (Pasteris, 1984). Estudos de magmatismos kimberlíticos oferecem uma oportunidade única para investigar os processos de fusão parcial nas partes mais profundas do manto superior da Terra. Suas características ultramáficas, potássicas e ricas em voláteis, com o enriquecimento em ambos os elementos traços compatíveis e incompatíveis, sugerem uma fonte mantélica com uma complexa história evolutiva (Becker and Le Roex, 2006).

Estas rochas sempre foram de grande importância para geologia, pois são manifestações vulcânicas ímpares, de origem profunda no manto - abaixo de 200km de profundidade - que estão associadas a processos tectônicos de grandes magnitudes, e oferecem uma oportunidade única de estudos da dinâmica mantélica. Por outro lado, são rochas de forte importância econômica, devido ao vulcanismo kimberlítico ser capaz de trazer um mineral de rara beleza cristalizado em regiões muito específicas do manto terrestre: o diamante.

No Brasil, kimberlitos são mais comuns na região central, distribuindo-se preferencialmente em dois lineamentos: conhecido como AZ 125º, este é o principal lineamento em número de manifestações vulcânicas deste tipo, cruzando estados como Mato Grosso e Minas Gerais. O segundo é o Lineamento Trasbrasiliano NE-SW, conhecido pelas diversas faixas móveis presentes, no entanto, pouquíssimos kimberlitos são diamantíferos e economicamente viáveis no Brasil. No Rio Grande do Sul não há grandes ocorrências de rochas desse tipo, logo, existem poucas oportunidades de estudo. Uma ocorrência em especial é o corpo vulcânico encontrado em Rosário do Sul, o afloramento tem pouca exposição mas se destaca pela ótima preservação da rocha.

## 1.2 JUSTIFICATIVA

Kimberlitos são rochas que proporcionam oportunidade de estudos e formulação de hipóteses sobre sua origem e evolução, podendo revelar informações sobre diferentes regiões do manto terrestre, devido a sua gênese profunda, e sobre diferentes níveis da crosta continental, onde essas rochas se consolidam. Os trabalhos de delimitação dos corpos kimberlíticos são difíceis, pois são rochas que alteram muito facilmente e o estudo da geometria do corpo necessita do auxílio de ferramentas específicas, como a geofísica. A variedade mineralógica dos kimberlitos é consideravelmente ampla, sendo de extrema importância a identificação precisa destes minerais para o estudo de sua caracterização petrográfica (descrição de texturas e feições de reação) e geoquímica (determinação dos elementos maiores, menores, traços e isótopos). Com isso é possível comparar, correlacionar e classificar corretamente tais rochas. O extremo enriquecimento de alguns elementos incompatíveis nos kimberlitos comprova a heterogeneidade do manto gerador dessas rochas, sendo essas, portanto, de grande importância para estudos de metassomatismo no manto litosférico subcontinental. Este litotipo é capaz de hospedar xenólitos mantélicos, retirados de profundidades específicas do manto, estes por sua vez, carregam informações sobre sua origem, tornando possível o modelamento da evolução crustal pelos geocientistas. A ocorrência de kimberlitos e rochas associadas na região de Rosário do Sul é uma oportunidade única para o estudo do manto litosférico subcontinental do estado do Rio Grande do Sul, e modelo para outras regiões similares.

Este trabalho caracteriza um corpo vulcânico da Província Kimberlítica de Rosário do Sul (PKRS; Rio Grande do Sul) partir de dados de campo, combinados a mapas e imagens aéreas, um levantamento geofísico básico (gravimetria e magnetometria), petrografia e geoquímica de elementos maiores.

### 1.3 CARACTERIZAÇÃO DO PROBLEMA

Por definição, kimberlitos e rochas associadas são rochas potássicas-ultrabásicas, ricas em voláteis (basicamente CO<sub>2</sub> e H<sub>2</sub>O), com uma textura inequigranular composta por fenocristais, xenocristais e xenólitos envoltos por uma matriz. Mitchell (1986) propõe a divisão das rochas kimberlíticas em três fácies litológicas: hipabissal, diatrema e cratera (Fig.1). A fácie hipabissal se trata da parte mais profunda de uma “chaminé” kimberlítica *i.e. root zone*, cristalizada a partir de um magma rico em voláteis, exibindo texturas ígneas e diferenciação magmática. Podem conter fragmentos de rocha (*breccias*) e podem ocorrer como diques, *sills* ou *plugs* porém seu desenvolvimento é complexo e ainda carecem de mais estudos. Diatrema é a fácie mais conhecida e estudada devido a exploração de diamante, o formato de cenoura e o conteúdo tufístico e brechado são característicos, isso devido a fluidização, um sistema gas-líquido-sólido, formado pelo kimberlito na sua erupção. Lavas kimberlíticas ainda não são conhecidas, a fácie cratera é mais definida pelos raros depósitos piroclásticos e epiclásticos, com a formação de cones, anéis de tufos e tufos retrabalhados. Kimberlitos são rochas derivadas de magmas geralmente de pequeno volume, cuja ascensão, geralmente rápida, está relacionada a pequenas extensões na crosta (e.g. Bailey, 1993) e carregam consigo informações do manto litosférico profundo, onde são gerados (Ringwood et al., 1992; Grégoire et al., 2006; Wilson & Head, 2007) e das rochas encaixantes de vários níveis mantélicos e crustais, por onde passaram durante a sua ascensão.

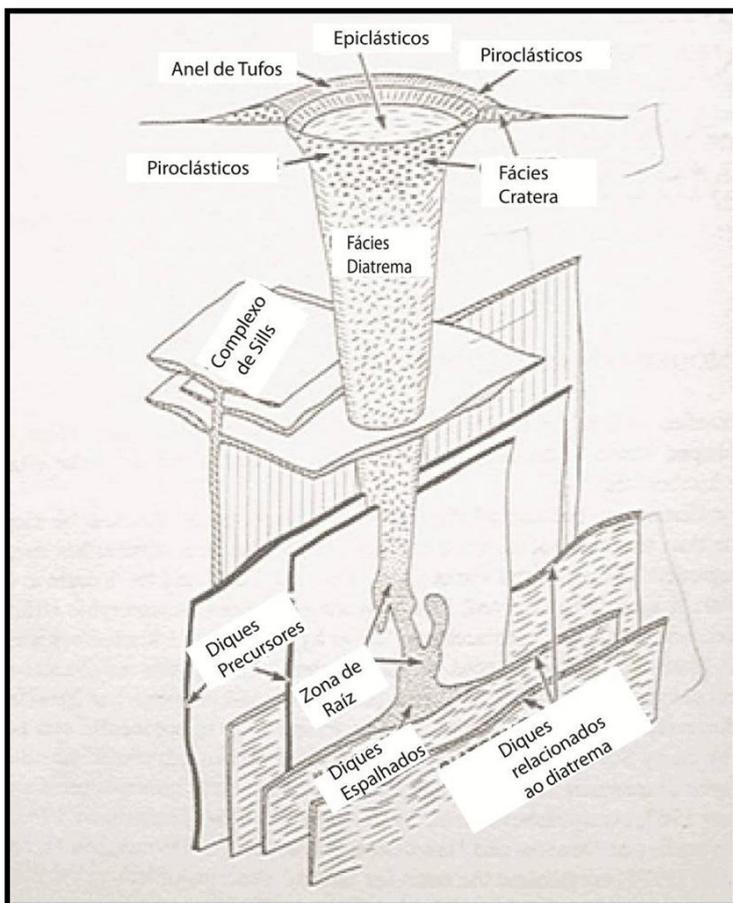


Figura 1: Modelo idealizado do sistema magmático kimberlítico e suas fácies (modificado de Mitchell 1986).

No geral, os kimberlitos são muito suscetíveis ao intemperismo, alterando drasticamente já em subsuperfície, tornando o reconhecimento em campo muito difícil. No entanto, como são rochas que contém informações únicas sobre o interior da Terra a sua identificação, caracterização e estudo são extremamente importantes do ponto de vista geotectônico, mesmo quando realizado em pequenas áreas aflorantes.

No Rio Grande do Sul, os kimberlitos e rochas associadas são raros e restritos a pequenos volumes no Escudo Sul Rio-Grandense (e.g. *cluster* Alfeu I) e na Bacia do Paraná, a oeste do Escudo (e.g. *cluster* Rosário do Sul). O estudo dessas rochas ainda é escasso e as publicações representativas consistem em pequenos resumos e relatórios técnicos restritos a empresas e companhias de pesquisa com baixa divulgação científica. A partir de coordenadas geográficas cedidas pela CPRM, um reconhecimento prévio por fotos aéreas e imagens de

satélite pôde ser feito sobre o local da intrusão kimberlítica na região de Rosário do Sul, com o fim de procurar macro e mesoestruturas através de observação geomorfológica para a identificação de estruturas associadas a intrusão e tentar delimitar o corpo em estudo. Um mapeamento de detalhe é necessário devido à complexidade que envolve o processo de cristalização deste tipo de rocha, sendo importante a identificação de texturas e feições para compreender o afloramento e posterior classificação da rocha. A caracterização geoquímica, através das análises de elementos maiores, da porção mais fina da rocha (matriz ígnea), cristais e xenocristais são vitais para o estudo do magma kimberlítico e origem destes componentes.

A separação da matriz e dos minerais nem sempre é eficiente, devido a grande presença de xenocristais, xenólitos e clastos. Entretanto, mesmo não existindo a possibilidade de separar 100% de matriz, os dados de geoquímica de rocha total ainda assim são considerados representativos e devem ser explorados. Inferir a geometria do corpo intrusivo é importante e também faz parte deste estudo. Para isso, foi realizado um levantamento geofísico básico, para testar uma resposta de sinais a partir de técnicas indiretas de mapeamento como gravimetria e magnetometria.

#### 1.4 OBJETIVOS

O presente trabalho visa estudar as rochas vulcânicas da PKRS, a partir de um corpo, denominado pelo grupo de Rosário 06. Os objetivos específicos deste trabalho são: a) a caracterização de detalhe do afloramento do corpo ROSÁRIO 06; b) o mapeamento do corpo utilizando técnicas indiretas geofísicas; c) a identificação do tipo de rocha e sua classificação correta com base na petrografia e na geoquímica de elementos maiores. A caracterização de detalhe teve o auxílio do reconhecimento da região por fotos aéreas, revisão bibliográfica de texturas, estruturas e mineralogia de kimberlitos e rochas associadas para caracterização dos mesmos e dados geoquímicos de elementos maiores para uma melhor determinação da rocha.

## 2 ESTADO DA ARTE

As ocorrências de kimberlitos e rochas associadas na região oeste do Rio Grande do Sul, nos municípios de Jaguari, Rosário do Sul e São Francisco de Assis, são conhecidas desde a década de 70 a partir de trabalhos de pesquisa para diamantes executados pela SOPEMI, empresa que na época, ligada a BRGM (Serviço Geológico Francês), fazia um levantamento nacional a partir do rastreamento de minerais pesados (granada piropo, Mg-ilmenita, diopsídio, Cr-espinélio, etc). Naquela ocasião foram descobertos diversos corpos vulcânicos que posteriormente foram divididos em diversas intrusões kimberlítica (Svisero & Chierigati, 1991). Posteriormente na década de 80, em pesquisas da SOPEMI no Rio Grande do Sul, foram mapeados e divididos quatro *cluster's* kimberlíticos, sendo eles: Rosário do Sul, São Gabriel, São Xavier e Capivaras (Fig. 2). *Cluster* é o nome dado a regiões onde se concentra um determinado número de intrusões sincronicas.

O termo Província Kimberlítica de Rosário do Sul foi denominado por Edler, Winter e Edwards (1998) no 7º *International Kimberlite Conference* e esta área compreende os diversos *cluster's*, inclusive o corpo vulcânico denominado ROSARIO 06, do estudo em questão. O corpo estudado neste trabalho encontra-se ao sul da cidade de Rosário do Sul, próximo ao rio Ibicuí da Armada. Suas dimensões reais não são conhecidas, pois para isso é necessário uma investigação por meio de técnicas geofísicas e/ou por furos de sondagem. É pertencente ao *cluster* Rosário do Sul contido na província de mesmo nome. No contexto tectônico, a região de intrusão deste corpo está localizada na borda sudoeste da Bacia do Paraná, encaixado em arenitos eólicos da Formação Pirambóia do grupo Passa Dois do Permo-Triássico (Mapa Geológico do Estado do Rio Grande do Sul, CPRM – Porto Alegre, escala 1:750.000). Estas rochas, são altamente sensíveis ao intemperismo, porém nesta localidade a rocha encontra-se sã e com baixo grau de alteração, tornando as amostras mais genuínas e as análises mais confiáveis. Apesar de bastante estudada, pouco se sabe sobre a origem magmática dos kimberlitos, além disso, há poucas publicações sobre o assunto, principalmente no Rio Grande do Sul, onde o diamante não é explorado.

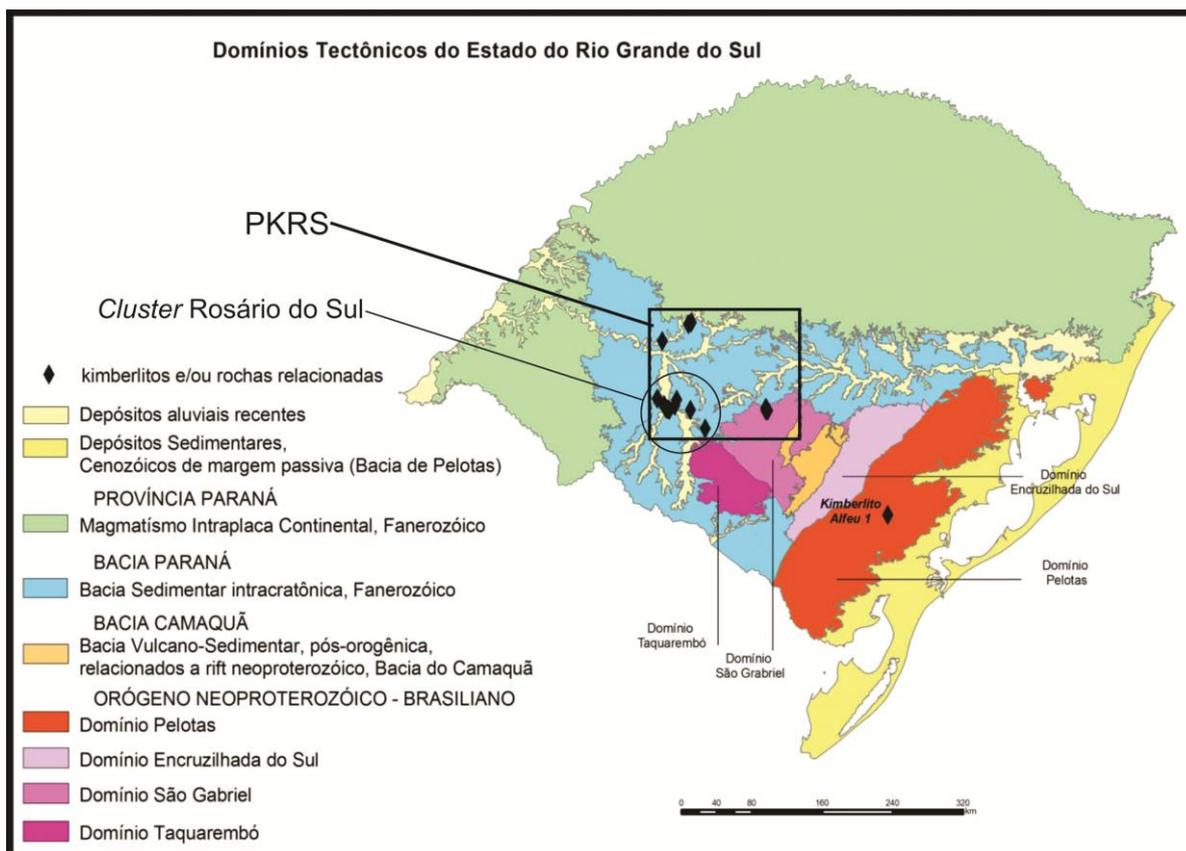


Figura 2: Delimitação da Província Kimberlítica de Rosário do Sul (PKRS) o cluster Rosário.

Os corpos de kimberlitos desta região ocorrem distribuídos ao longo de estruturas com orientação NW-SE (Edler et al., 1998 *apud* Maciel et al. 2010). Quando os corpos são locados no mapa geológico da folha 1:250.000 de São Gabriel (DNPM/CPRM, 1983), constata-se que algumas ocorrências de kimberlitos se localizam junto à interseção do lineamento de Ibaré com falhas de direção NE. Estes dados corroboram os estudos realizados por Ribeiro (1980), que caracteriza a ocorrência de intrusões ultramáficas alcalinas junto às interseções de fraturas N25°-50°E e N25°-50°W, originadas no Pré-Cambriano e reativadas durante o Mesozóico. Caldasso & Sander (1994) também descrevem a ocorrência de um corpo de kimberlito denominado de Diatrema de Canguçu em locais de entrecruzamento de zonas de cisalhamento dúcteis N40°E, originadas no Pré-Cambriano, com falhas N35°-50°W, corroborando a importância da reativação de paleoestruturas como zonas favoráveis para a intrusão de rochas potássicas ultramáficas de afinidade alcalina, assim como, Phillip et al. (2006). Estruturas como o Lineamento de Ibaré,

um sistema transcorrente dextral (Porcher & Lopes, 2000), têm direções concordantes com as descritas por Edler (1998) e sua proximidade com grandes manifestações vulcânicas, como por exemplo os basaltos e andesitos da Província Magmática da Bacia do Paraná, sugere relações entre estes eventos tectônicos, levando em consideração que esta é uma região limite entre terrenos antigos e de raiz profunda como o cráton La Plata e Terreno São Gabriel (Hartmann *et al.*, 2007). Relatórios internos e resumos produzidos por órgãos como CPRM e DNPM fazem uma caracterização petrográfica preliminar desta rocha e concluem se tratar de um kimberlito, porém não apresentam dados químicos e não confirmam a sua classificação kimberlítica. Apartir de análises U-Pb em perovskitas por LA-ICP-MS, foi possível obter a idade de formação desta rocha, resultando em  $128\pm 5$  Ma (Conceição *et al.*, 2011).

Mesmo com o crescente estudo sobre o tema “kimberlito”, pouco se sabe sobre sua origem. Após anos de pesquisa, alguns avanços petrogenéticos podem ser apresentados:

- 1) existem diferentes fácies de kimberlitos;
- 2) kimberlitos são formados a partir de magmas de alta temperatura;
- 3) kimberlitos podem passar por diferenciação e deste processo resultar na formação de uma gama de rochas, o chamado Clã Kimberlítico;
- 4) os xenólitos lhezorlíticos presentes nos kimberlitos, contêm informações, nos parâmetros de equilíbrio, em relação à profundidade de origem do magma kimberlítico (Mitchell, 1986).

A origem desses magmas é comumente relacionada a processos de larga escala tectônica como, por exemplo, subducção de litosfera oceânica (McCandless, 1999), rifteamento de continentes (Phillips *et al.*, 1988), ação de plumas mantélicas (Heaman & Kjarsgaard, 2000) e percolação de fluídos com alto teor em elementos voláteis ( $\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{O}$ , F) no manto litosférico e subastenoférico (Edgar *et al.*, 1988). O termo *Megalith* é empregado a reservatórios complexos feitos de uma mistura com crosta oceânica e peridotitos depletados que foram inseridos para abaixo de 650km de profundidade, estes derivam de antigos processos tectônicos que resultaram na introdução destes e de outros materiais logo acima da descontinuidade sísmica de 650km. É sugerido que estas regiões refertilizadas, distribuídas globalmente, dão

origem a fontes de anomalias intraplaca e.g. *hot spot* (Ringwood, 1990). Os magmas kimberlíticos aproveitam-se de estruturas como falhas profundas e grandes zonas de cisalhamento para sua ascensão. Desta forma, são rochas de grande importância tanto no estudo geoquímico quanto no estudo geotectônico de determinadas regiões. Essas características fazem com que tais rochas sejam “janelas do manto”, sendo possível com elas o estudo direto do manto litosférico e até mesmo da astenosféra profunda, além de poder dar indícios do seu trajeto até sua cristalização.

### **3 MATERIAIS E MÉTODOS**

O principal foco do trabalho foram as técnicas de petrografia e caracterização da rocha e de seus constituintes, aliados a análise de fotos e imagens aéreas, além do mapeamento do afloramento a partir de técnicas diretas e indiretas. A petrografia é de extrema importância para classificação da rocha, através da identificação da mineralogia e descrição das texturas presentes, contando com o auxílio de métodos eletrônicos para identificação mais precisa dos minerais microcristalinos. O mapeamento é necessário para identificar a forma do corpo, suas possíveis heterogeneidades e a interação com a rocha encaixante. É feita também uma abordagem geoquímica a partir dos elementos maiores, comparando as rochas estudadas com rochas similares conhecidas na bibliografia.

#### **3.1 LEVANTAMENTO BIBLIOGRÁFICO**

A revisão bibliográfica foi realizada desde o início do projeto temático, a partir de livros e trabalhos científicos sobre o tema, além de relatórios técnicos de pesquisa e prospecção, procurando um melhor entendimento da litologia, texturas comuns e dos diversos modelos já propostos para a origem e evolução dos kimberlitos e rochas associadas. Também foi realizada uma revisão nos modelos propostos para origem da Província Ígnea da Bacia do Paraná.

### 3.2 ANÁLISE DE IMAGENS AÉREAS

Foram usadas fotos aéreas de escala 1:25.000 (obtidas do site da CPRM) e imagens de satélites (GOOGLE EARTH) para visualizar o terreno e inferir os limites da intrusão. As macroestruturas observadas foram descritas assim como a geomorfologia do local em relação ao corpo intrusivo. Apartir dessas imagens e do conhecimento do padrão geomorfológico da região é possível detectar formas atípicas para este local, mesmo com a dificuldade imposta pelo clima úmido e a cobertura vegetal. Rochas deste tipo costumam formar relevos negativos com a formação de banhados, e por sorte, são denunciados através de bioindicadores que se desenvolvem apenas em lugares sob influência do kimberlito. Estruturas dúcteis e rúpteis podem estar relacionadas e com isso controlar a distribuição dos *clusters*, por isso mapas e folhas geológicas foram examinadas, além do mais, lineamentos kimberlíticos indicam boa precisão a posição dos crátons em diversas eras geológicas, isso possibilita um melhor entendimento da formação terrestre.

### 3.3 MAPEAMENTO GEOLÓGICO

O trabalho de campo foi realizado por 2 dias acompanhado dos orientadores do projeto e mais um membro do GEM (Grupo de Estudos Mantélicos), com base na cidade de Rosário do Sul. Este campo buscou mapear a rocha e a área do afloramento, anotar medidas e feições geológicas de forma a contemplar as diferentes fácies do afloramento, buscando descrever as características da rocha e sua encaixante, além da interação de ambas. Cartas topográficas comuns não foram usadas, devido à escala (1:50.000). Em vez disso, utilizou-se fotografias aéreas (escala 1:25.000) e imagens manipuladas graficamente para inferir o corpo vulcânico. Os materiais básicos usados em campo foram: imagens aéreas, caderneta, GPS, lupa, bússola, trena e marretas.

### 3.4 LEVANTAMENTO GEOFÍSICO BÁSICO

Através de um trabalho de campo, realizou-se um levantamento geofísico do local com dados gravimétricos e magnetométricos para o auxílio na delimitação do tamanho e forma do corpo em questão. Os aparelhos foram cedidos pelo Departamento de Geodésia da UFRGS.

A malha de pontos escolhida foi de 50m em uma área mais abrangente de aproximadamente 140.000m<sup>2</sup>. Uma segunda malha de 20m foi feita, concentrada apenas no local de rocha aflorante, em uma área de não mais que 30.000m<sup>2</sup>, totalizando 141 pontos em perfis N-S (Fig. 3). Os dois aparelhos foram usados em conjunto, um após o outro, durante o caminhamento. As duas medidas geofísicas foram feitas em sequência, sempre no mesmo ponto, para otimizar o caminhamento e tornar os dados mais precisos.

O trabalho foi dividido em dois dias, sendo no primeiro realizado a cobertura da malha maior, e o segundo dia dedicado à malha menor. Este trabalho teve a ajuda de um membro do grupo GEM e um técnico do Departamento de Geodésia que auxiliou no desenvolvimento do campo, na obtenção dos dados assim como no tratamento dos mesmos na fase pós campo.

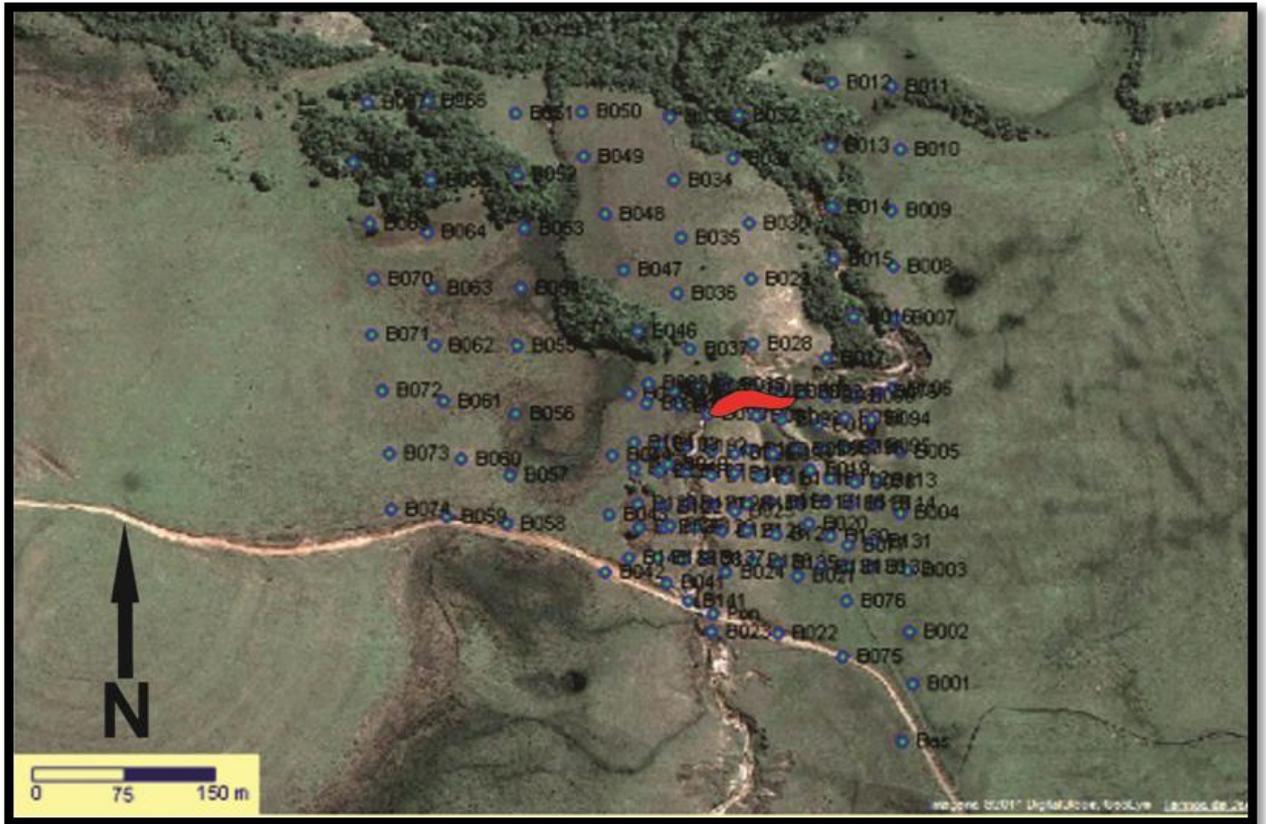


Figura 3: Imagem de satélite da região mostrando as duas malhas sobrepostas e em vermelho a área de rocha aflorante.

### 3.4.1 Gravimetria

A gravimetria é um método que utiliza o campo gravitacional da Terra, o qual é um tipo de campo potencial. O campo gravitacional, assim como o campo magnético, é afetado por diversos parâmetros sendo um destes a geologia. No caso da gravimetria, a componente geológica que produz pequenas variações nos valores de gravidade é a densidade das rochas e a profundidade em que se encontram. Desta forma, é necessário realizar diversas reduções matemáticas para eliminar a influência dos outros parâmetros que afetam o campo gravitacional. Como resultado se obtém um valor que reflete apenas a influência da geologia, conhecida como Anomalia Bouguer. O valor médio da aceleração da gravidade ( $g$ ) na superfície é de  $9,8m/s^2$ .

O gravímetro mede a aceleração da gravidade relativa (pontual) para o local onde se está posicionado, medida em relação a uma estação principal (base) de  $g$

conhecido. A unidade utilizada na geofísica para a aceleração da gravidade é o Gal ( $1\text{cm/s}^2$ ). Na prática são utilizados os submúltiplos miligal e microgal, devido à pequena intensidade da variação das anomalias. A densidade de arenitos varia entre  $1,61 - 2,76\text{g/cm}^3$  com uma média de  $2,35\text{g/cm}^3$ , enquanto que rochas ígneas básicas como os kimberlitos têm variações de densidade de  $2,09 - 3,17\text{g/cm}^3$  e média de  $2,79\text{g/cm}^3$  (Seigel, 1995).

Para este trabalho foi utilizado o gravímetro *CG-3 Autograv* da marca *Scintrex* (Fig. 4), onde os dados podem ser salvos diretamente na memória interna do aparelho e posteriormente transportados para um computador. Para realizar a aquisição do dado gravimétrico, deve-se eleger uma superfície relativamente plana na região onde se deseja fazer a medida, colocar a base triangular do gravímetro no chão e posicionar o gravímetro sobre esta base. O aparelho deve ser perfeitamente alinhado através de três roscas nos vértices da base triangular, para que seja possível a medida na componente vertical ao centro da Terra, com exatidão. Feito o nivelamento, o aparelho está pronto para realizar a medição.

Como citado anteriormente, a gravimetria exige um controle minucioso da altitude das estações de medida, sendo necessária a amarração com alguma referência de nível (RN) do IBGE (base). Neste trabalho foi eleita, como base da gravimetria, a RN localizada na praça central da cidade de Rosário do Sul, sendo realizadas ali a primeira e a última medida do dia. Este procedimento é necessário para que o aparelho calcule o *drift* ou deriva instrumental. Para o controle da altimetria e para o posicionamento das estações de medida, foi utilizado um receptor GPS com altímetro barométrico, modelo *GPSmap 76S* da marca *Garmin*.



Figura 4: Gravímetro usado em campo coletando dados sobre a rocha em estudo.

### 3.4.2 Magnetometria

A magnetometria é o método geofísico que, assim como a gravimetria, utiliza o campo potencial da Terra, no caso o Campo Geomagnético. O campo geomagnético sofre pequenas variações em decorrência do caráter magnético das rochas (susceptibilidade magnética), que podem produzir anomalias e indicar seu posicionamento. Alguns tipos de rochas podem registrar o campo magnético da sua época de formação, e este registro é utilizado em estudos de reconstituição paleogeográfica. As propriedades magnéticas em uma rocha existem somente abaixo das temperaturas de *curie* (entre 500 e 600°C), as quais são atingidas na porção inferior da crosta, acima do limite *Moho*. Por este motivo o manto superior é muito pouco magnético e a origem das fontes magnéticas se encontra até a isoterma de Curie sob a crosta continental e até o limite *Moho* na crosta oceânica.

O campo geomagnético varia no espaço, devido às características físico-químicas do planeta, e no tempo, devido à movimentações no interior da Terra e à

influências externas como a atividade solar. Dessa forma, diversas correções devem ser aplicadas para obterem-se somente valores correlacionados à influência da geologia. Através da magnetometria definem-se os padrões magnéticos de certa área, bem como a forma e as fontes de anomalias. Quanto mais profunda a fonte, maior será o comprimento da anomalia, de modo que a profundidade é aproximadamente a metade da distância entre os picos observados. A aquisição dos dados pode ser realizada por meio terrestre, marinho e aéreo.

A metodologia de aquisição dos dados magnetométricos é semelhante à usada com o gravímetro. Realiza-se duas malhas de diferente espaçamento sobrepostas, e caminha-se N-S. Para a obtenção do valor, são feitas três medidas em sequência para posterior cálculo da média aritmética. O magnetômetro usado foi o modelo *G 816*, da marca *Geometrics* (Fig. 5). Alguns pontos foram propositalmente repetidos durante o levantamento, visando obter a variação diurna do campo terrestre daquela região.



**Figura 5: Levantamento magnetométrico sendo feito usando os mesmos pontos.**

### 3.5 AMOSTRAGEM

Durante o campo foram coletadas amostras para descrição macro e microscópica, e que depois foram preparadas para análises geoquímicas. As amostras devem ser representativas e identificadas refletindo a variação e heterogeneidade da rocha aflorante. Amostras de arenitos e outras deverão ser coletadas e descritas para a identificação de fácies e relação de interação.

### 3.6 PREPARAÇÃO DE AMOSTRAS

Esta etapa conta com o apoio técnico do Laboratório de Preparação de Amostras do Instituto de Geociências (anexo), do Laboratório de Geologia isotópica (LGI) e do Laboratório de Altas Pressões e Materiais Avançados (LAPMA) do Instituto de Física, ambos da UFRGS, conta também com colaboração da CPRM.

#### 3.6.1 Lâminas Delgadas

Primeiramente, as amostras são serradas em uma serra circular motorizada com disco de corte adiamantado e cortadas em fatias de aproximadamente 2cm de espessura e, em seguida, cortadas na forma de tabletes parecidos com o formato das lâminas. Quando necessário, para não desfragmentar a rocha, antes de cortá-las, foi impregnada uma resina com corante, para identificá-la em microscópio. Por vezes, nos tabletes de rocha, também é necessária a impregnação de resina. Deixa-se secar na estufa durante 24 horas. Após estes procedimentos, uma das superfícies do tablete é ligeiramente polida e nela é colada a lâmina de vidro. O tablete com a lâmina é mantido na estufa durante 24 horas para que a cola seque. Realizados esses procedimentos, o próximo passo é desbastar nas serras menores a grande quantidade de rocha do tablete com a lâmina. Desbasta-se o máximo possível, e depois se coloca a lâmina de vidro com a fina camada de rocha em uma serra menor e mais delicada, que realiza o desbastamento final. Depois desses procedimentos, a lâmina de vidro com a fina camada de rocha passa por uma série de lixas com distintos potenciais abrasivos (120, 220, 600, 1200, 2500 e 4000 grana)

para chegar as espessuras desejadas de 30 $\mu$ m, para uso no microscópio e acima de 60 $\mu$ m para análises eletrônicas. Finalmente é realizado o acabamento final, com o polimento em uma politriz Buehler Ecomet 4 de 100 rotações por minuto (rpm) durante aproximadamente 5 minutos com abrasivo composto por alumina (0,3  $\mu$ m).

### 3.6.2 Rocha Total (matriz)

Com o restante das amostras utilizadas para a confecção de lâminas petrográficas, e demais amostras escolhidas para análises químicas de rocha total (XRF, ICP-MS e isótopos), realizou-se primeiramente a fragmentação das rochas com uma prensa hidráulica. Como a rocha é conhecida pela presença de xenólitos e xenocristais, as amostras tiveram de ser desagregadas cuidadosamente separando a parte mais fina (matriz ígnea e cristais) de fragmentos de xenólitos e xenocristais para as análises, retirando cristais maiores, procurando evitar grandes contaminações que dificultem a interpretação dos dados químicos. Após esta etapa, ocorreu a moagem em grau de porcelana para diminuição do tamanho dos fragmentos. Por fim, a rocha foi colocada no pulverizador (moinho de bolas) para alcançar tamanho menor que 200 *mesh*. A rotação e o período de duração do processo de pulverização das amostras são de 3000 rpm e 30 minutos, respectivamente. Todos os procedimentos foram precedidos de cuidadosa limpeza dos instrumentos com ar comprimido e acetona.

## 3.7 DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA

Para a descrição macro e microscópica foi usado guias terminológicos para este tipo de rocha como nos trabalhos de Cas et al. (2008 e 2009), que propõem um roteiro de descrição, além de fazer uso de uma linguagem puramente descritiva, livre de termos ambiguos e geneticamente associados. Um atlas de texturas kimberlíticas (Mitchell, 1997) e livros de mineralogia (e.g. *Deer, Howie and Zussman, 1992*) também foram utilizados, entre outras referências bibliográficas complementares para identificação e compreensão petrológica de kimberlitos. A descrição das lâminas delgadas foi realizada com um microscópio binocular Leica DM LP com câmera

digital acoplada, que possibilita a troca de luz entre refletida e transmitida. As observações petrográficas aplicadas têm como objetivo principal identificar as principais texturas e a mineralogia presente.

### 3.8 DIFRAÇÃO DE RAIOS X (XRD)

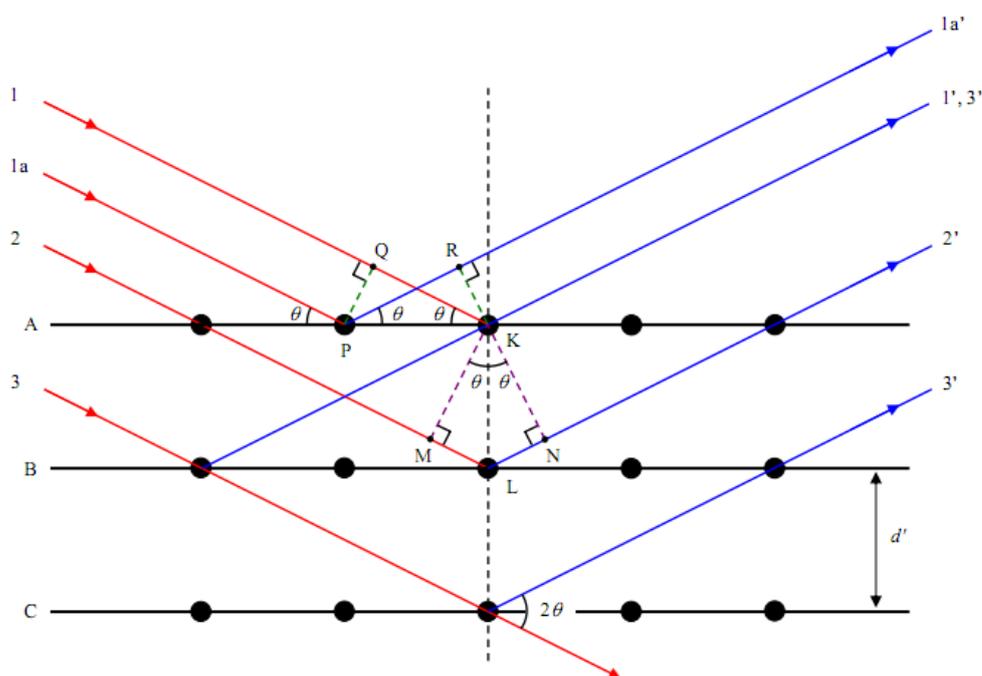
A formação de interferência construtiva de raios X em átomos localizados em planos cristalinos dá-se apenas quando as ondas circulares, geradas nos planos atômicos em diferentes profundidades do material, se encontram em determinados ângulos. Esse fenômeno é denominado de difração e é descrito pela lei de Bragg:

$$2d \sin\theta = n\lambda$$

onde  $d$  é a distância interplanar,  $\theta$  é o ângulo de incidência de raios X,  $n$  é a ordem de difração (usualmente 1) e  $\lambda$  é o comprimento de onda do raio X (monocromático). A difração ocorre apenas quando a diferença entre o caminho óptico do raio 2 difere do caminho óptico do raio 1, em um número inteiro de comprimentos de onda, de modo que as ondas, ao se “recombinarem” na saída, estejam perfeitamente em fase e sofram apenas interferência construtiva (Fig. 6). A técnica de difração de raios X é um procedimento de análise não-destrutivo, que fornece informações sobre o arranjo dos átomos do material analisado. No caso de materiais cristalinos, o padrão de difração pode permitir a identificação qualitativa da estrutura cristalina.

A difratometria de pó é utilizada para obter, simultaneamente, difração de todos os planos cristalinos do material; porém só contribuem para a difração de raios X os planos cristalográficos paralelos ao plano de foco do difratômetro, normalmente coincidente com a superfície da amostra. Em amostras monocristalinas aparece, portanto, um único pico de difração ou mais picos correspondentes a ordens superiores, onde o  $n$  da equação de Bragg corresponde a números superiores a um (1). A amostra deve ser cominuída e os grãos, dispostos no plano de foco do difratômetro. Em amostras com granulometria suficientemente fina, existe um número necessário de grãos orientados em todas as direções, de modo que todas as orientações cristalinas fiquem representadas e disponíveis para difração. Desta forma, cada família de planos do cristal vai ter alguns grãos com orientação paralela ao plano de foco, aparecendo o pico de difração no difratograma.

Os difratogramas gerados consistem em gráficos, em cuja abscissa está o ângulo de difração; já na ordenada tem-se o registro da intensidade de raios X detectada. A largura dos picos no difratograma está relacionada com o grau de cristalinidade da amostra. Apenas materiais cristalinos têm distâncias interplanares bem definidas e, portanto, apresentam picos de difração bem estreitos. Quanto maior o número de defeitos do cristal, maior será o alargamento dos picos. Para interpretação deste difratograma é usado o programa *Search Match*, que contém um banco de dados com os valores característicos de diversos materiais e minerais naturais e sintéticos. É usado também um programa para melhor manipular os gráficos gerados chamado *Origin*. O equipamento utilizado é um difratômetro SIEMENS BRUKER AXS Modelo D5000 com goniômetro  $\theta$ - $\theta$ . A radiação é  $K\alpha$  em tubo de Cobre nas condições de 40 kV e 25 mA, no Laboratório de Difractometria de Raios X do Instituto de Física da UFRGS.



**Figura 6: Representação dos planos cristalinos e das ondas de raios X incidentes. As distâncias interplanares entre os planos AB e BC são iguais a  $d$ , e a diferença de caminho óptico dos raios 1 e 2 é o segmento de reta MLN.**

### 3.9 MICROSCÓPIO ELETRÔNICO DE VARREDURA (MEV)

As paragéneses de microminerais e reações encontradas nas lâminas e o mapeamento composicional de alguns minerais previamente selecionados, como por exemplo, as perovskitas, foram analisadas no MEV com o objetivo de determinar suas composições elementares aproximadas.

Para isso, um feixe de elétrons é emitido sobre a amostra com o propósito de realizar uma varredura sobre a superfície do material estudado e o sinal emitido é enviado para o detector ligado a um vídeo. O sistema a ser empregado neste estudo é o de Espectroscopia por Dispersão de Energia (*Energy Dispersive System - EDS*), que fornece a composição qualitativa e semi-quantitativa das amostras. Com a imagem em *backscattering* os contrastes morfológicos e composicionais gerados referem-se ao número atômico principal de cada elemento (Fig. 7). A principal limitação do EDS consiste em não detectar elementos químicos com número atômico inferior a quatro. Para a realização das análises, a lâmina ou seção polida deve ser metalizada com ouro (Au) ou carbono (C), dependendo do material analisado, com a finalidade de melhorar a sua condutividade, e depois condicionada em uma pré-câmara com vácuo.

O Centro de Microscopia Eletrônica (CME) da UFRGS conta com um Microscópio Eletrônico de Varredura do tipo JEOL - JSM 5800, cujas principais características são: voltagem de aceleração de 0,3 a 30 kV; resolução para imagem de ponto de 3,5 nm; faixa de magnificação de 18x a 300000x; e estágio goniométrico motorizado de 5 eixos. Os resultados das análises químicas semiquantitativa são obtidos de forma gráfica, indicando os principais elementos químicos presentes no mineral analisado na forma de picos específicos para elementos específicos. Dentro da coluna de alto vácuo, os elétrons gerados a partir de um filamento termiônico de tungstênio, por aplicação de corrente, são acelerados por uma diferença de potencial entre catodo e anodo entre 0,3 kV a 30 kV. O feixe gerado passa por lentes condensadoras que reduzem o seu diâmetro e por uma lente objetiva que o focaliza sobre a amostra. Logo acima da lente objetiva existem dois estágios de bobinas eletromagnéticas responsáveis pela varredura do feixe sobre a amostra. O feixe interage com a região de incidência da amostra até uma profundidade que

pode variar de  $\sim 1\mu\text{m}$  a  $\sim 6\mu\text{m}$ , dependendo da natureza da amostra. Esta região é conhecida por volume de interação, o qual gera os sinais que são detectados e utilizados para a formação da imagem e para micro-análise.

A imagem de BSE (*backscattering electrons*) é gerada pela emissão de elétrons retroespalhados e demonstra diferenças composicionais na região ionizada do mineral. Esta região possui formato de “pêra” e se estende desde a superfície até alguns micrômetros no interior do mineral. O volume da região ionizada depende do número atômico (Z) médio da zona de interação do mineral com o feixe de elétrons. Por exemplo, a presença de  $\text{Fe}_3^+$  ( $Z=26$ ) na goethita ( $\text{FeO}(\text{OH})$ ) desenvolve regiões de backscattering maiores que o  $\text{Si}_4^+$  ( $Z=14$ ) no quartzo ( $\text{SiO}_2$ ). As imagens BSE são representadas em tons de cinza, onde os tons claros correspondem às porções constituídas por elementos com Z médio relativamente maior do que aquelas com tons mais escuros. Contudo, a resolução da imagem de BSE é menor que a de SE, pois as regiões de *backscattering* abrangem uma área maior que aquelas de liberação de elétrons secundários na superfície analisada.

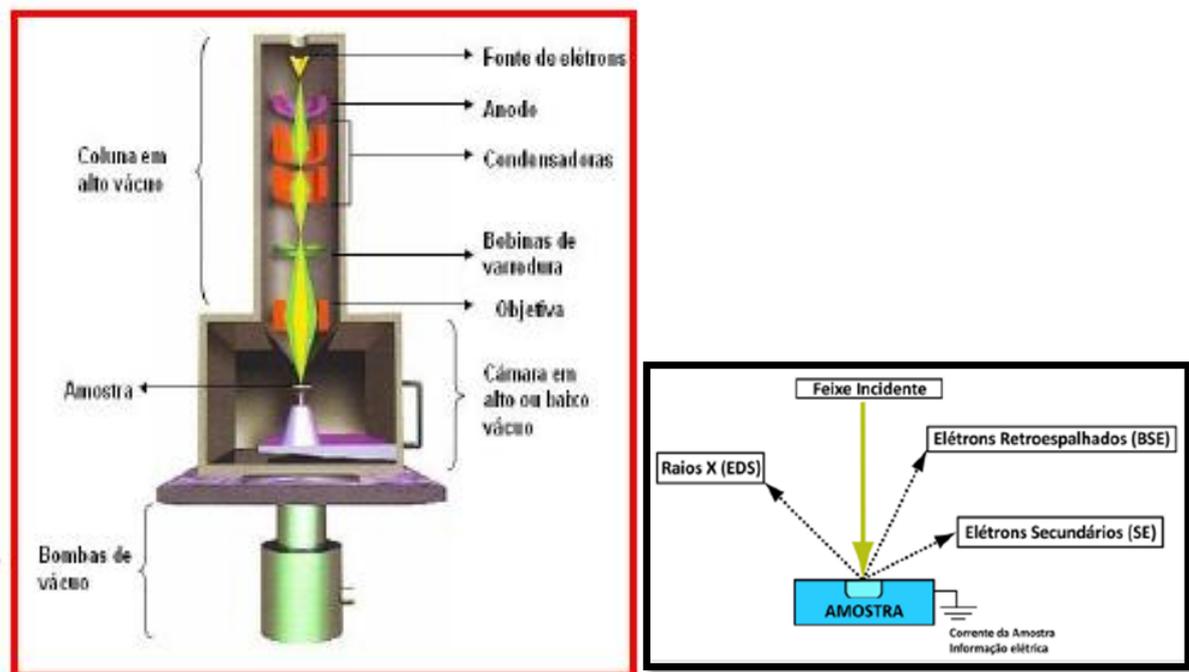


Figura 7: Esquema de funcionamento do MEV.

### 3.10 FLUORESCÊNCIA DE RAIOS X (XRF)

Análises por XRF foram realizadas com o objetivo de identificar e quantificar os elementos maiores nas amostras do corpo vulcânico Rosario 06. No total, foram analisadas cinco denominadas de CAR3A, CAR3B, CAR3H, CAR3G, CAR3I, considerando a pequena variação faciológica e diferentes partes do afloramento. As análises foram realizadas no laboratório *The Earth Resources Research and Analysis (TERRA) - Department of Earth Sciences* da *Memorial University of Newfoundland (MUN)*, no Canadá por uma integrante do grupo GEM. Para a confecção das pastilhas fundidas a amostra seca (1,5g) é pesada com precisão e misturada com metaborato de lítio (6,0g) e tetraborato de lítio (1,5g). A mistura é colocada em um cadinho de platina e algumas gotas de brometo de lítio são adicionadas como um agente umectante. Os cadinhos são colocados em uma Fluxer Leco e aquecidos a 850°C por ~8,5 minutos e fundidos em ~1050°C por 11,5 minutos. A mistura é colocada em um prato de fundição de platina e deixada esfriar.

A espectrografia por fluorescência ocorre por excitação dos elementos químicos, através da irradiação da amostra por um feixe primário emanado de um tubo de raios X. Em geral, a geração do espectro característico dá-se segundo dois métodos distintos de excitação: bombardeamento por elétrons e absorção fotoelétrica. O método adotado na fluorescência de raios X é o da absorção fotoelétrica de um fóton de raios X responsável pela ejeção de um elétron da camada mais interna. A fonte de radiação gama (ou radiação X de elevada energia) provoca a excitação dos átomos da amostra. Os fótons emitidos pela fonte são absorvidos pelos átomos da substância através de efeito fotoelétrico, deixando esses átomos em estados excitados. Com elevada probabilidade, os elétrons arrancados do átomo por efeito fotoelétrico situam-se nos níveis K ou L. Quando o átomo se desexcita, podemos observar fótons correspondentes às transições eletrônicas L→K, M→K ou M→L (Fig. 8). O espectro de energia correspondente a estas transições é único para cada tipo de elemento, permitindo fazer a sua identificação.

Conhecendo-se os ângulos de reflexão e as intensidades da radiação, é possível não apenas identificar os elementos componentes (análise qualitativa), como também determinar sua quantidade (análise quantitativa).

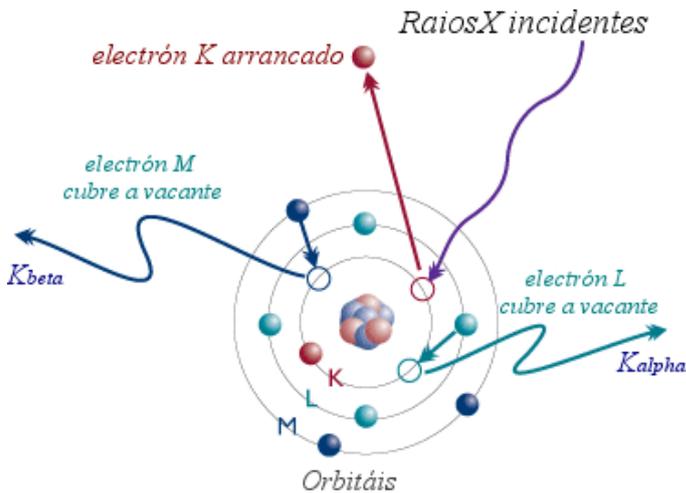


Figura 8: Modelo de excitação de elétrons por XRF.

## 4 RESULTADOS E DISCUSSÕES

Para a caracterização detalhada do corpo ROSÁRIO 06, foi realizada interpretações sobre diversos aspectos da geologia para chegar a uma conclusão consistente da natureza da rocha. Com a descrição petrológica, algumas propostas são apresentadas e discussões são feitas.

### 4.1 ASPECTOS GEOLÓGICOS

A localização do corpo kimberlítico foi realizada com a ajuda de coordenadas cedidas pela CPRM. A área foi previamente visualizada por meio do programa GOOGLE EARTH, que disponibiliza imagens de satélite com uma qualidade razoável gratuitamente. Após o reconhecimento em campo, foi possível manipular uma imagem para representar o afloramento em planta (Fig. 9).



Figura 9: Imagem da região de estudo com os pontos com afloramentos, detalhe em azul representa a área de rocha aflorante e em vermelho são baixos topográficos e entre os dois pontos existe uma região plana, seca e uma vegetação verde claro bastante peculiar.

A rocha sã, que apresenta coloração escura e estrutura maciça, aflora em uma área pequena, demarcada na figura como p02. Na mesma área, foi possível observar a rocha alterada (saprólito), que está demarcada na figura 9 como p01. Os afloramentos das rochas kimberlíticas ocorrem em destas duas formas:

O ponto 01(Fig. 9) está na base de um barranco, com a face de corte voltada para SE, de aproximadamente 1,5m de altura onde é possível identificar dois tipos de solo pela coloração e um contato retilíneo entre eles (Fig. 10). Neste caso foi classificado como um saprólito vulcânico, pois não é possível indentificar nenhuma textura.

O ponto 02 fica aproximadamente a 150m NE do ponto 01, bem encaixado em uma drenagem. Desta vez o afloramento é de uma rocha escura, coesa e com aproximadamente 7m<sup>2</sup> de rocha aflorante, que se estende de forma descontínua, com uma direção E-W. O corpo está discordante ao arenito, é delgado (1-3m de espessura), estrutura maciça e está intrudido em arenitos e quartzitos, claramente perturbados devido a intrusão, com a existência de blocos e matacões espalhados

nas proximidades da drenagem onde está a rocha vulcânica (Fig. 11). Apesar da distribuição irregular da rocha, o afloramento é aparentemente homogêneo em termos de composição e grau de alteração. Foi notado apenas uma variação na quantidade de macrocristais em relação a matriz em certos pontos e a ocorrência de xenólitos ultramáficos localizada preferencialmente nas bordas do corpo.

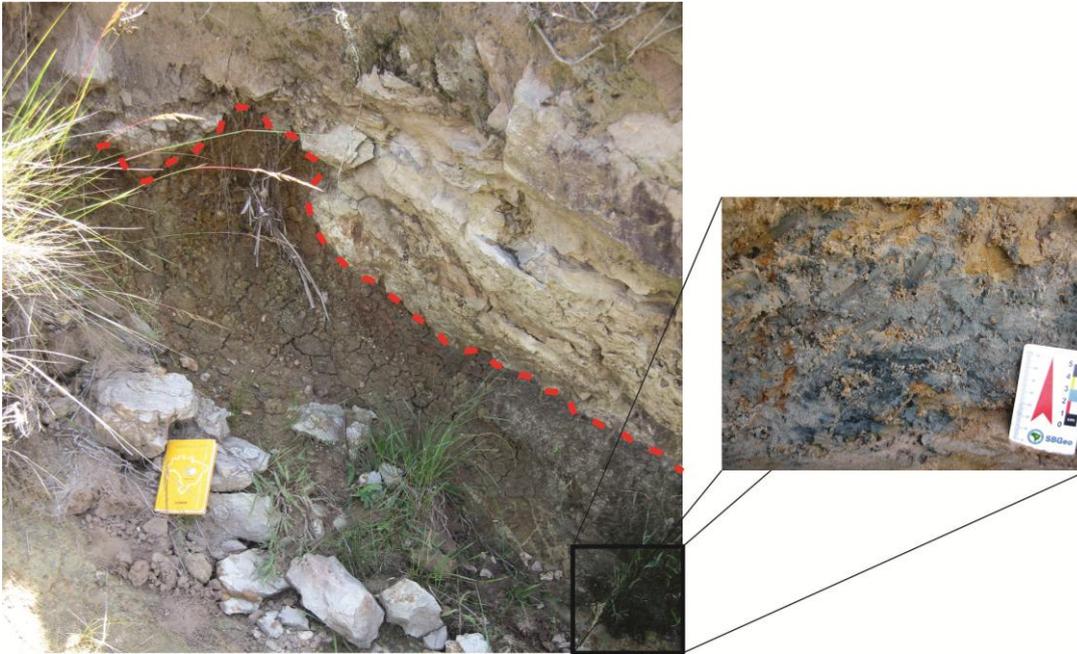


Figura 10: ponto 01 com detalhe no solo formado pela rocha vulcânica.



Figura 11: Visada oeste do ponto 02 com detalhe no afloramento ao lado da drenagem.

A disposição da rocha sã e do saprólito, juntamente com as regiões de baixo topográfico delimitadas com uma orientação NW-SE, possibilitam a especulação de que o corpo é maior e mais desenvolvido do que este que aflora na superfície. A encaixante em geral é um arenito médio a fino de cor marrom claro, alterado, com laminações milimétricas e uma matriz intersticial. Próximo aos afloramentos também são encontrados quartzitos com características similares ao arenito descrito anteriormente, com a exceção de um afloramento de um quartzito verde com fraturas colunares, originado provavelmente devido a interação com a intrusão da rocha vulcânica e seus fluídos (Fig. 12). As atitudes medidas nos arenitos mostram uma foliação primária ( $S_0$ ) com orientação N30°-50°E com caimento para ambos os lados, mergulho variando com valores baixos e aumentando em direção aos arenitos próximos do afloramento, o que ratifica a influência da colocação do corpo kimberlítico. As fraturas observadas são NE-SW sempre com alto mergulho.



Figura 12: Quartzito alterado, esverdeado e com fraturas colunares.

O mapeamento geofísico foi realizado buscando-se delimitar melhor o corpo vulcânico e inferir seu real tamanho e geometria. Os dados foram interpretados com a ajuda do programa *Geosoft*, porém na versão básica (teste). O mapa gravimétrico (Fig. 13) mostra claramente regiões com picos negativos e positivos adjacentes, alongados segundo NW-SE e uma estrutura alinhada N-S, revelando uma área de intrusão consideravelmente maior. O mapa magnetométrico (Fig. 14) mostrou-se mais esclarecedor, pois além de repetir as regiões de picos positivos e negativos, ele delimita a área de intrusão por meio de duas estruturas lineares com direções NW-SE e N-S. Ao final, fica evidente que se trata de uma intrusão de tamanho considerável, aproveitando antigas zonas de fraqueza estrutural. Estes dados, somados às medidas de fraturas feitas em campo, corroboram os estudos realizados a respeito das intrusões alcalinas na Bacia do Paraná. Estes resultados são baseados nas interpretações dos mapas geofísicos, estes por sua vez, devem ser revistos e aprimorados com a aplicação de filtros específicos para corrigir e refinar as imagens.

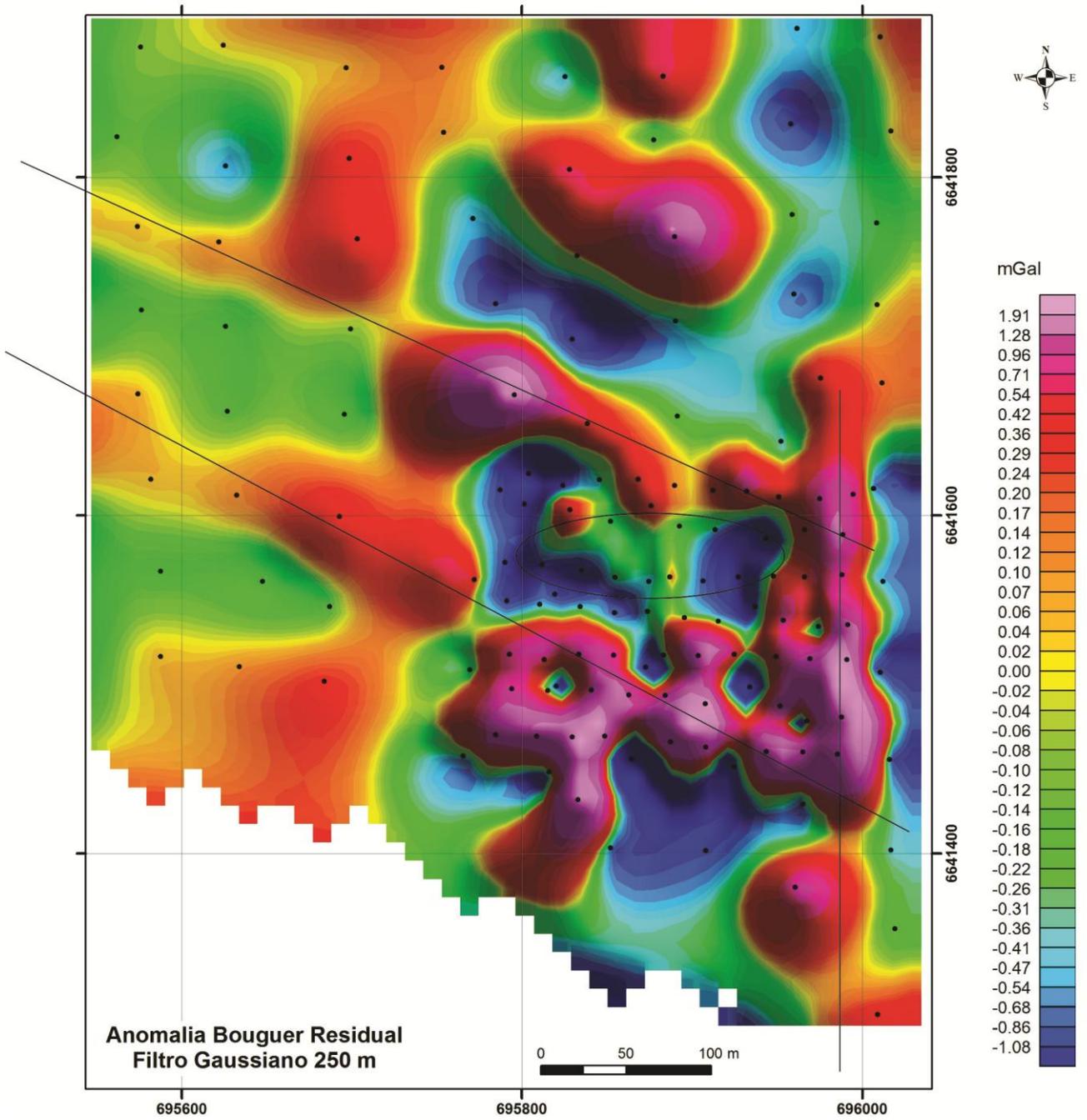


Figura 13: Mapa de anomalia Bouguer com linhas de alto e a região da rocha aflorante.

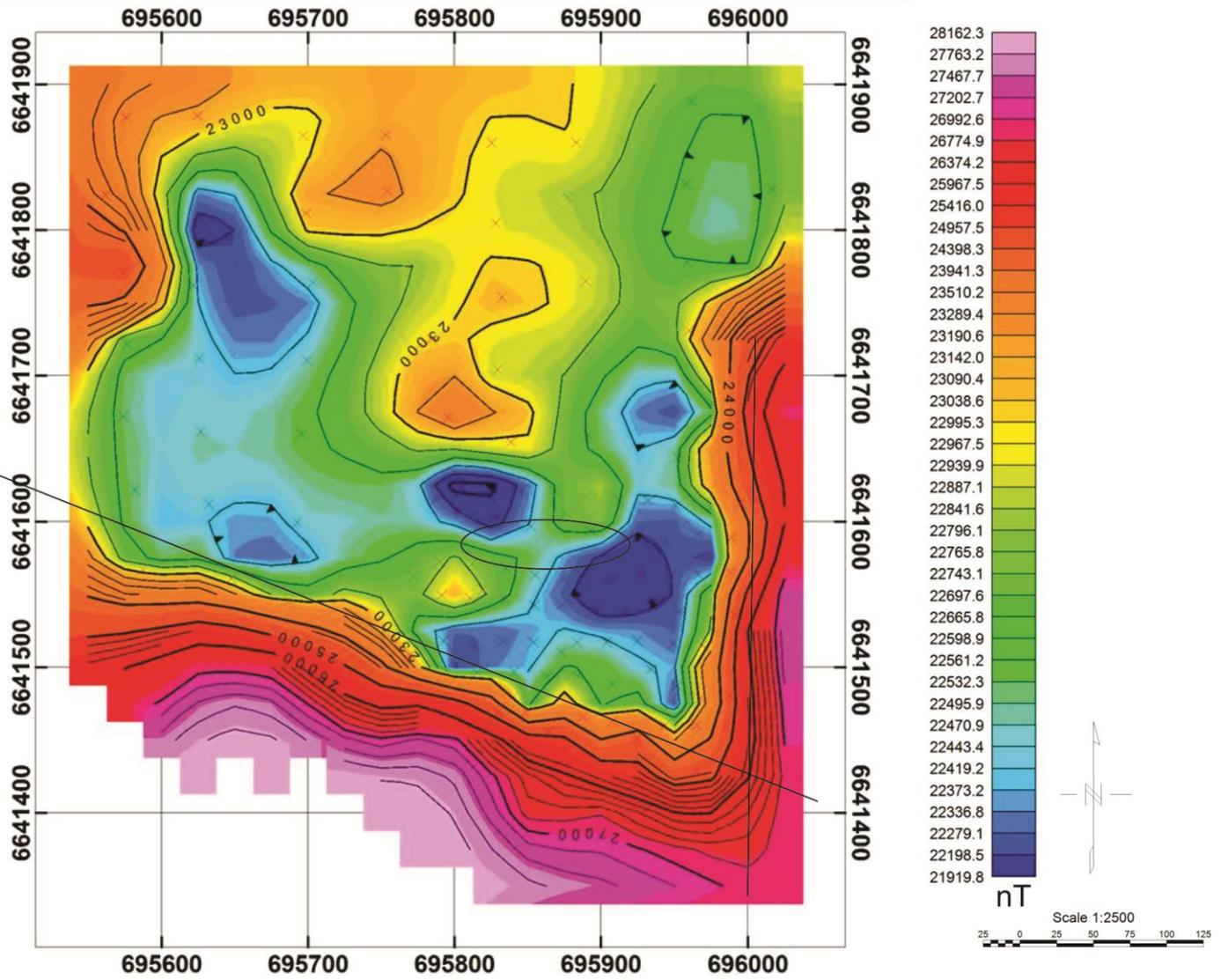


Figura 14: Mapa do campo magnético total com mostrando duas estruturas magneticas fortes se cruzando. Detalhe na rocha aflorante.

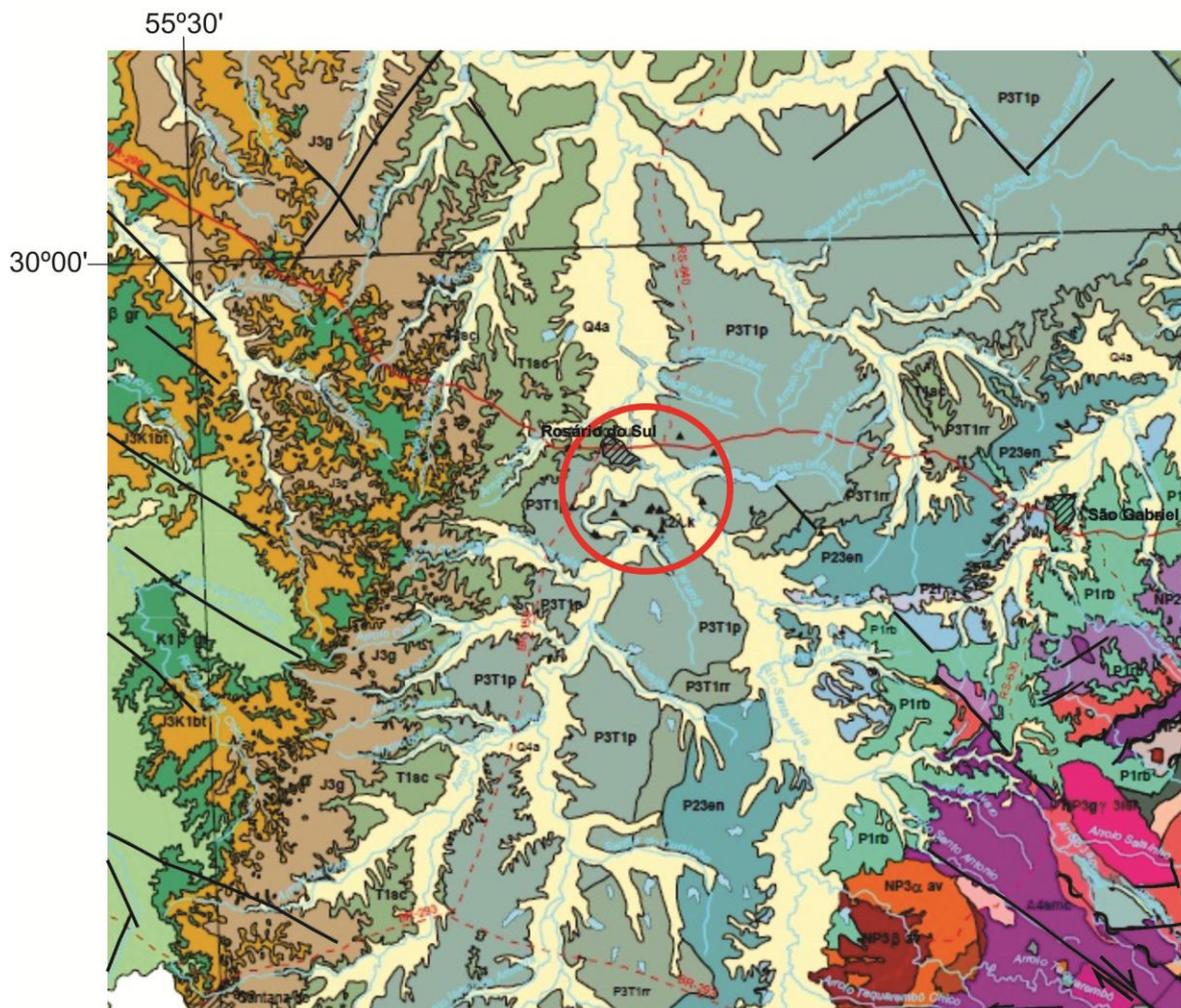


Figura 15: Imagem de parte do Mapa Geológico do RGS com detalhe no cluster Rosário do Sul e sua posição em relação com os diversos lineamentos a zonas de cisalhamento (Mapa Geológico do Estado do Rio Grande do Sul, CPRM – Porto Alegre, escala 1:750.000).

## 4.2 PETROGRAFIA

Macroscopicamente a rocha mostra coloração cinza escuro, por vezes com tons verde, é coesa, maciça e pouco alterada. É comum a presença de um mineral branco, provavelmente de alteração deutérica (carbonato), presente na matriz ígnea e na borda das rochas. A textura é claramente inequigranular, com alguns megacristais bem arredondados, dispersos em meio a uma matriz ígnea afanítica (Fig. 16). Foi constatada a presença de diversos componentes elípticos e esféricos, por vezes dobrados ou orientados, preenchidos por um material afanítico escuro. A

rocha aparenta ser constituída por aproximadamente 60% de matriz ígnea e 40% de micro e macrocristais.

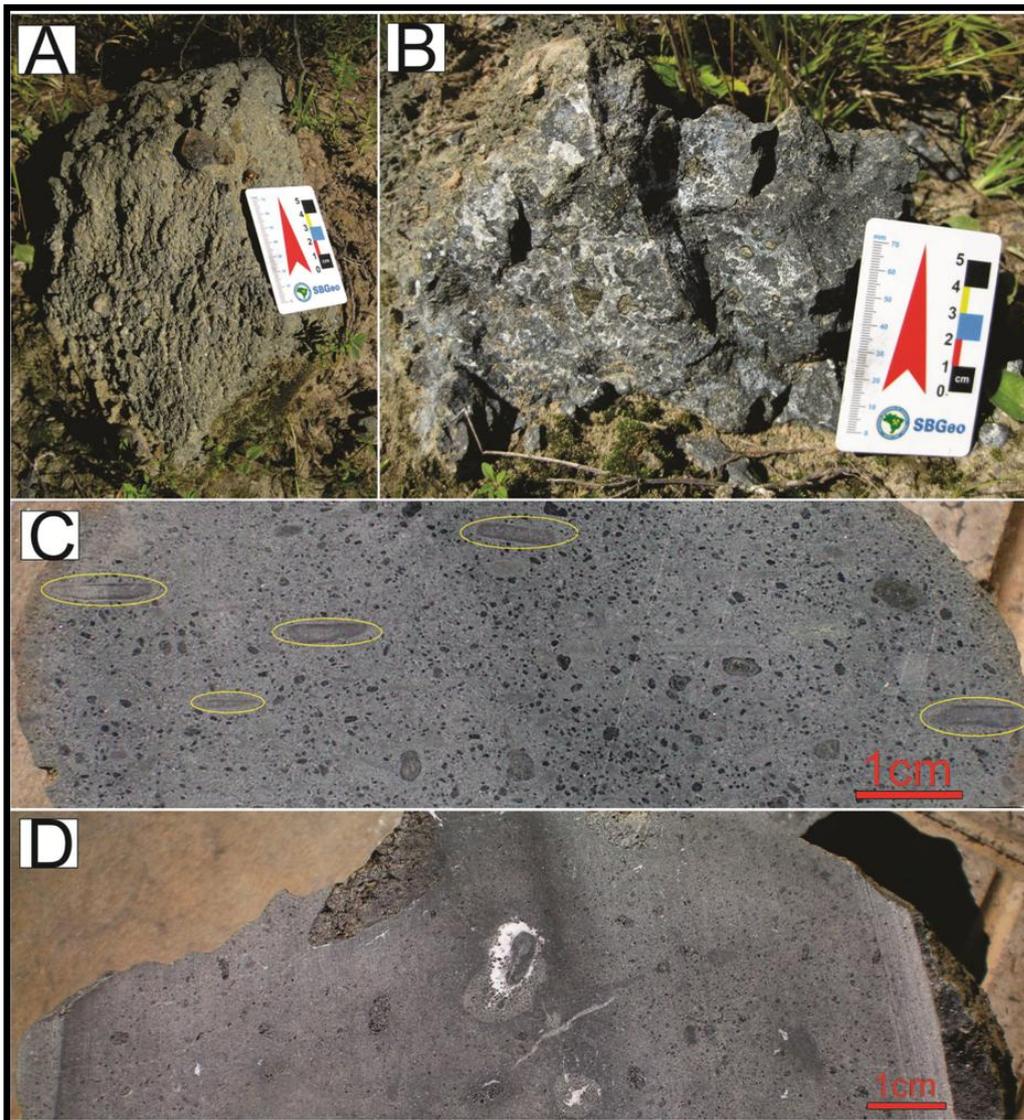


Figura 16: Fotos da rocha: (A) e (B) são imagens de campo; (C) e (D) são amostras já serradas com detalhe nos componentes elípticos orientados.

Ao microscópio as lâminas evidenciam a textura inequigranular com fenocristais subédricos e euédricos (0,1–2mm) de olivina, por vezes subarredondados, que nas amostras mais alteradas, mostram-se total ou parcialmente serpentinizadas (Fig. 17A). Em alguns destes cristais maiores é possível notar uma leve extinção ondulante e, normalmente, todos apresentam uma borda de reação corrosiva, com limites serrilhados e uma alteração fina contornando o grão. Algumas destas olivinas apresentam uma cor e figura de interferência

anômalas (Fig. 17B). Foram encontrados alguns megacristais (>1cm) de olivina, sempre bem arredondados e uma forte extinção ondulante. Por vezes estes megacristais apresentam algumas inclusões de minerais opacos e fraturas preenchidas por uma alteração fina, além da borda de reação (corrosiva) presente. Estes são considerados xenocristais devido sua composição química ser diferente dos fenocristais da rocha (Mitchell, 1986).

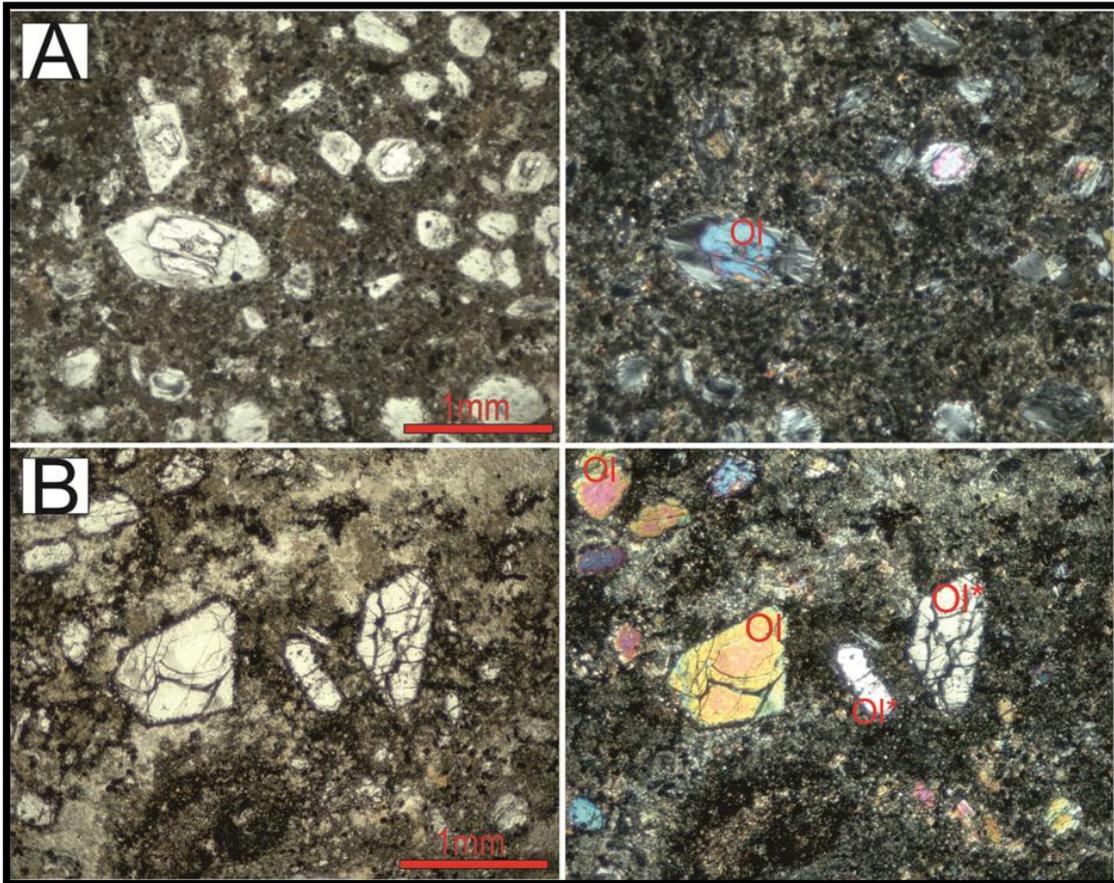


Figura 17: (A) textura inequigranular com cristais de olivina serpentinizados; (B) cristais euédricos de olivina normal (Ol) e anômala (Ol\*), em meio a matríz heterogênea. À esquerda: luz polarizada. À direita, luz polarizada com nicóis cruzados.

A presença de componentes reabsorvidos (tardi-cristalinos) de 2-4mm é bastante comum, podendo ser antigos macrocristais (Fig. 18). Estes são definidos por não possuírem forma e nem um limite de grão bem definido, por vezes confundindo-se com a matríz ígnea (pseudo matríz), e por conterem minerais cristalizados em uma textura poiquilítica e também na borda dos mesmos. Como exemplo desses componentes, foram observados cristais aciculares ricos em Ca e

Al em meio a um carbonato magnesiano comumente associado com flogopita (interticial) lamelar e pleocróica verde/castanho, associada a apatita, além de perovskita, spinelio, ilmenita (Fig. 18D).

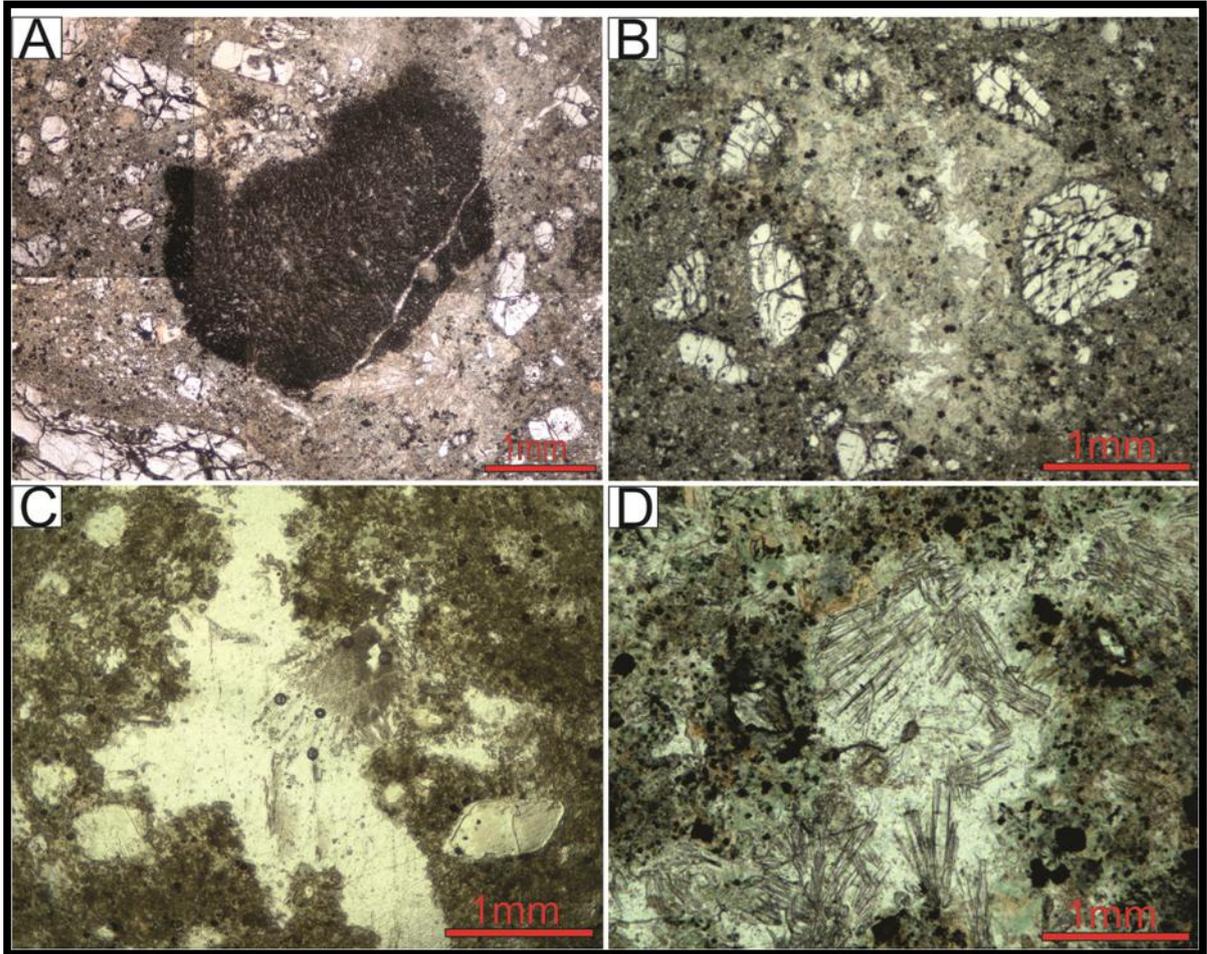


Figura 18: Fotos (em luz polarizada) de macrocristais reabsorvidos resultando em componentes cristalinos: (A) componente reabsorvido com material microcristalino escuro e na borda um crescimento de cristais aciculares; (B) macrocristal com limites de grão difusos

Em algumas amostras, menos alteradas, é comum encontrar pequenos cristais de flogopita (de até 0,5mm) bastante corroidas (Fig. 19A) e em quantidades menores, pequenos cristais de apatita prismática. É comum a presença de lápili (Fig. 20), um componente elíptico e/ou esférico preenchido por um material microlítico (<0,0625mm), com tamanhos milimétricos a centimétricos, encontrados alinhados ou mesmo dobrados e geralmente com uma bordas de reação, e uma aoréola de alteração fina que envolve todo o lápili. Ocasionalmente, pequenos cristais aparecem adentrando o lápili (Fig. 20E), sugerindo contemporaneidade entre esse

material e o líquido magmático. Estes componentes podem ser interpretados como uma “bolha”, concentrando elementos voláteis, cristalizado precocemente, e representando o líquido primário destes kimberlitos. Nas imagens em luz refletida é possível notar que a borda de reação mais escura é devido ao tamanho reduzido dos minerais e não por concentração de opacos.

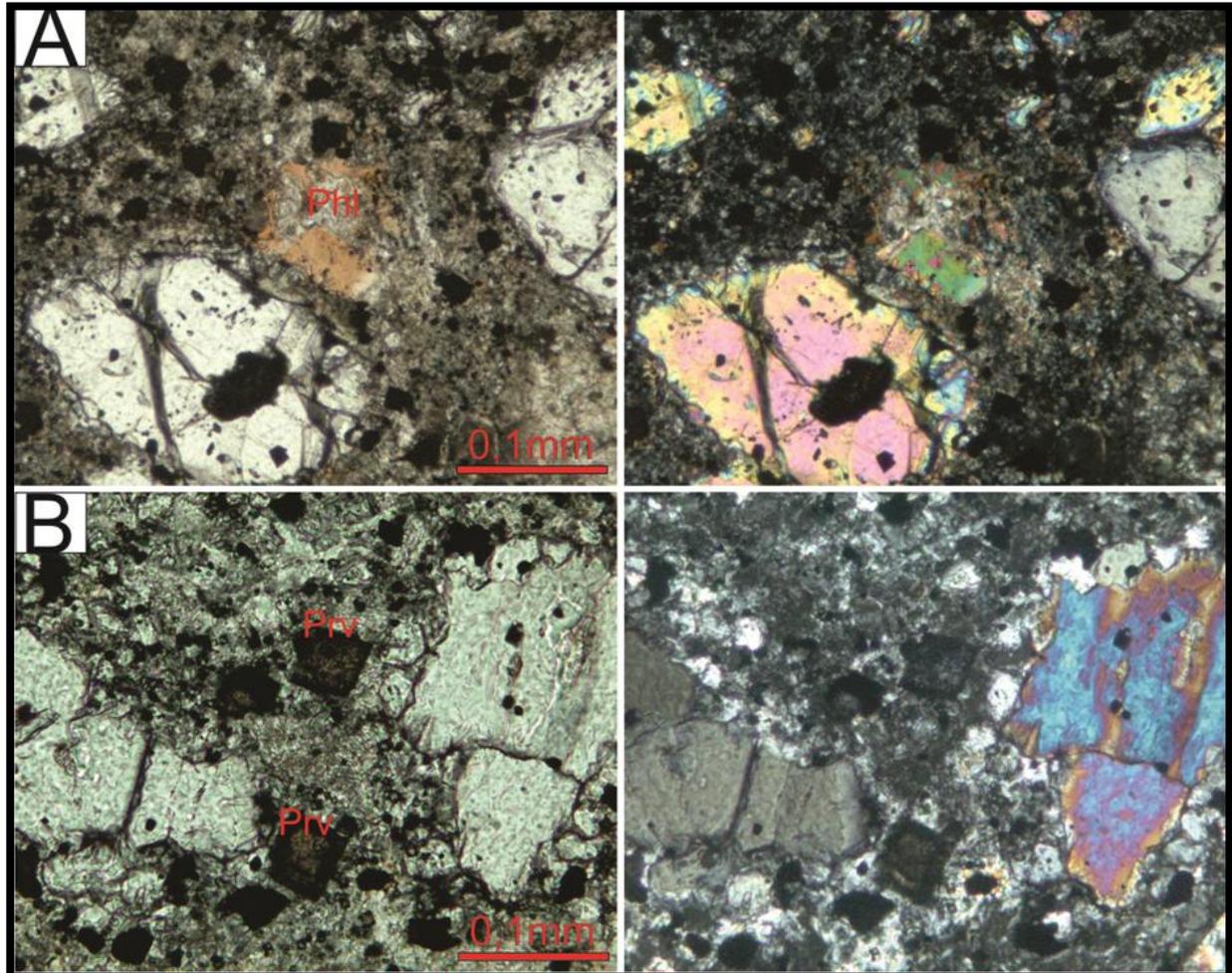


Figura 19: (A) cristal alterado de flogopita (Phl); (B) cristais de perovskita (Prv). À esquerda: luz polarizada. À direita, luz polarizada com nicóis cruzados.

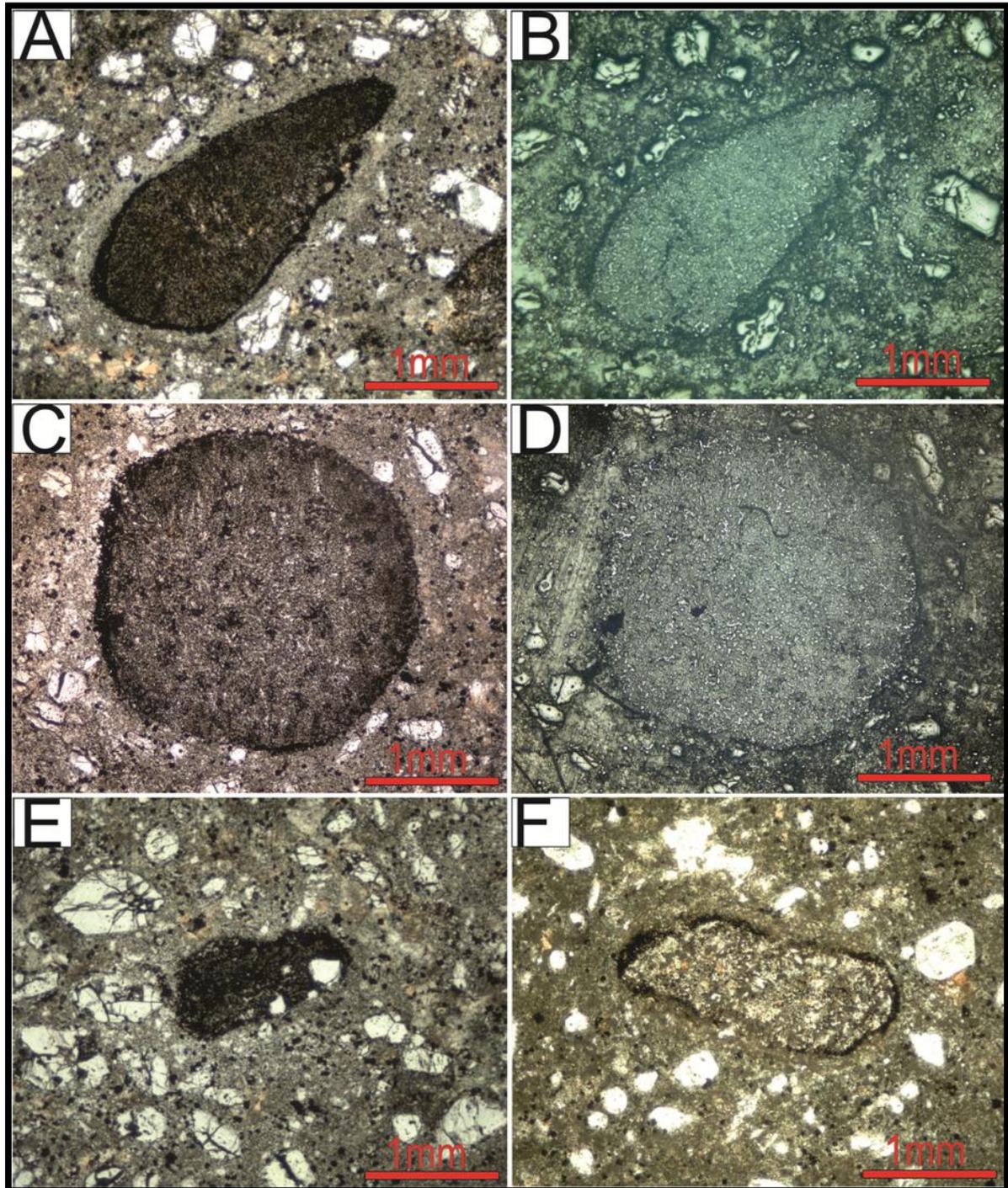
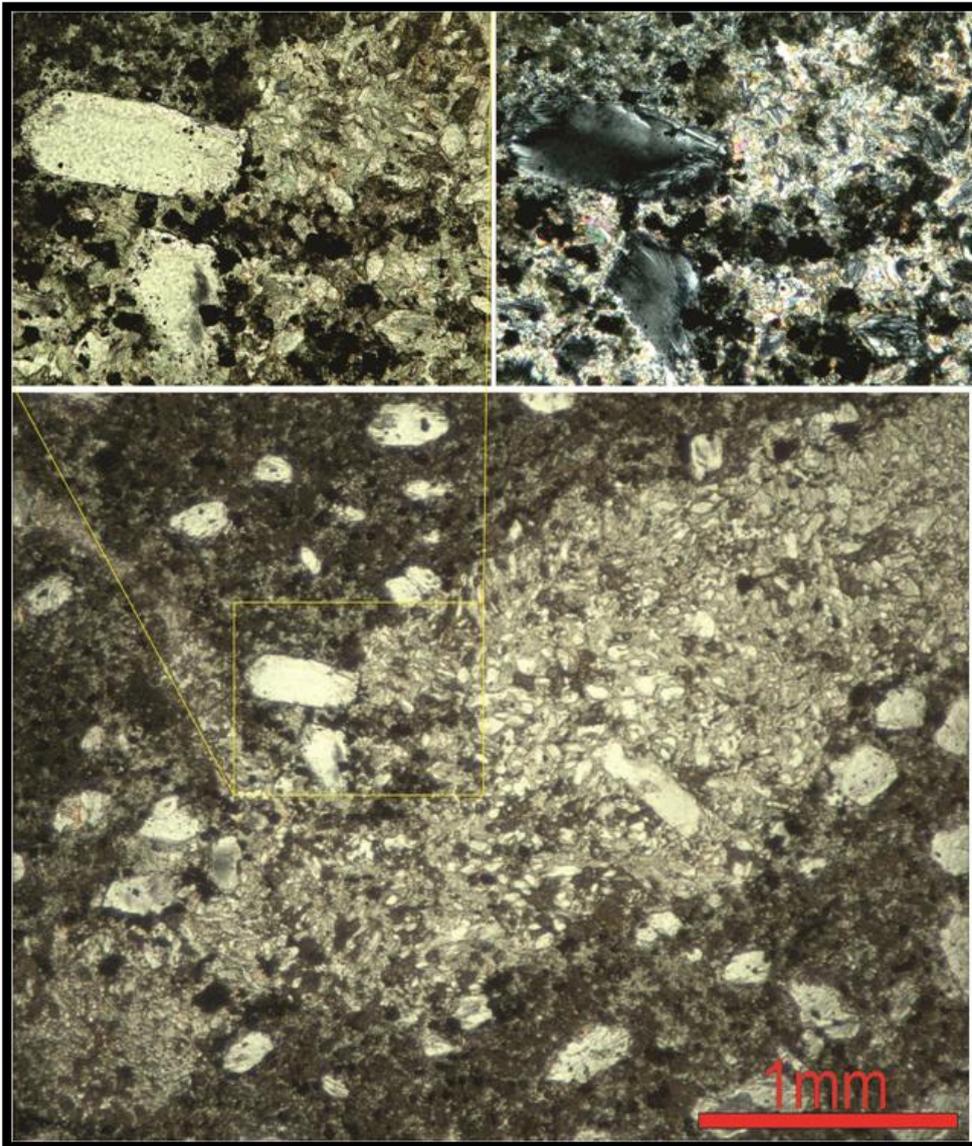


Figura 20: Imagens de diversos componentes interpretados como lápis: (A) componente elíptico em luz polarizada; (B) imagem anterior em luz refletida; (C) componente esférico em luz polarizada; (D) imagem anterior em luz refletida; (E) cristais de olivina dentro.

Xenólitos de rocha são pouco comuns, dentre as diversas lâminas examinadas foram encontradas apenas dois possíveis xenólitos de peridotito, ambos reabsorvidos e serpentinizados (Fig. 21). Estes xenólitos apresentam uma borda

indefinida com contato gradual, com diversos cristais subédricos e euédricos, provavelmente olivina, em uma matriz de birrefringência alta.



**Figura 21: Provável xenólito peridotítico com detalhe na borda.**

A matriz ígnea é microlítica ( $<0,0625\text{mm}$ ), e compõe boa parte da rocha e aparenta ser uniforme, porém, algumas heterogeneidades de cor são encontradas nas lâminas, como uma segregação magmática e/ou reabsorção avançada de algum mineral, como na figura 17(B). Esta matriz é rica em perovskita, que apresenta-se euédricas com cristais de até  $0,1\text{mm}$  de tamanho (Fig. 19B). São abundantes também espinélio e minerais opacos de menor tamanho. Esta matriz foi submetida à análise de DRX resultando em um difratograma com um espectro multielementar,

que foi interpretado procurando-se definir a paragênese mineral da fração fina (Fig. 22). Foi observado claramente os picos de dois minerais específicos: a flogopita, que foi encontrada como pequenos cristais e o crisotilo, mineral do grupo das serpentinas, mas que apresenta hábito acicular. Este último comumente encontrado como mineral de alteração (hidratação) dos diversos cristais de olivina, isto ocorre devido a interação dos fluídos magmáticos termais, ricos em voláteis, com os minerais previamente cristalizados e com a composição do magma. Ou mesmo por um intemperismo químico efetivo. Outros minerais foram identificados como a olivina, perovskita, magnesita e diopsídio. Com estes resultados, esta rocha já possui dados suficientes para ser denominada kimberlito ou orangeito (Mitchell, 1986).

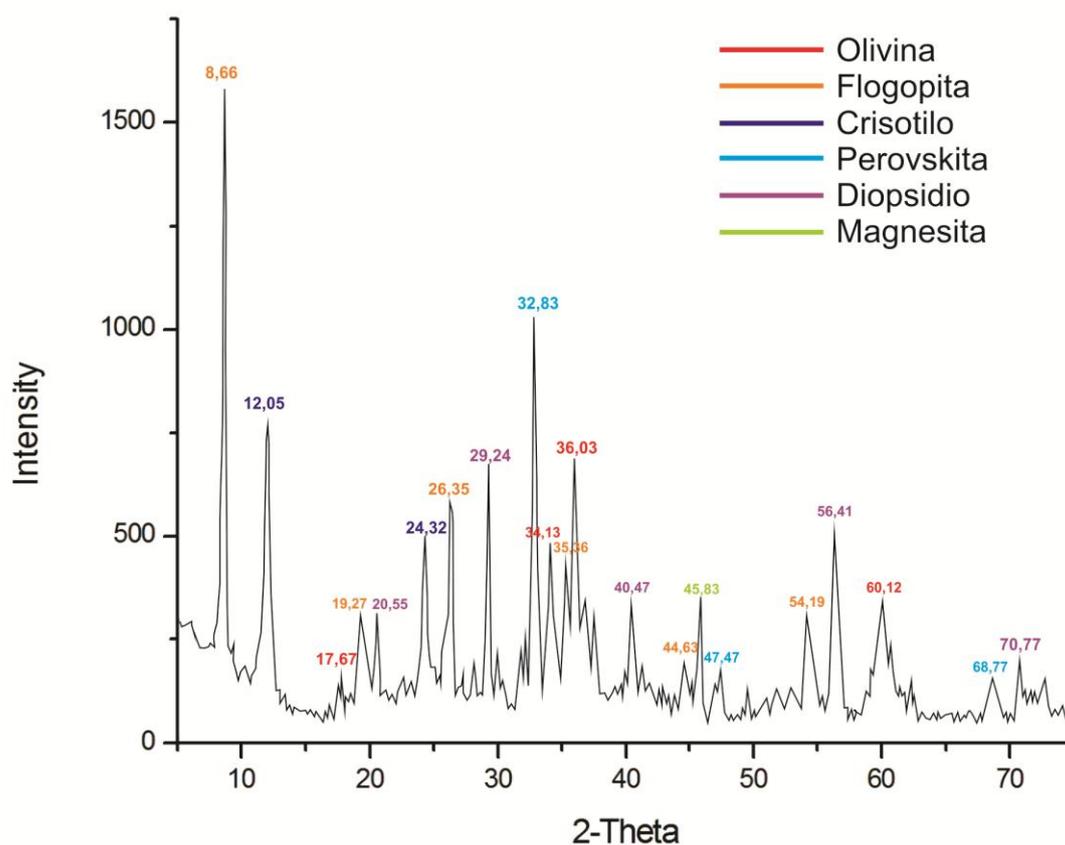


Figura 22: Difratograma multielementar com os picos característicos de cada mineral.

### 4.3 ANÁLISE MEV-EDS

Os resultados obtidos com as análises de duas lâminas no MEV foram importantes no reconhecimento microcristalino e na confirmação da paragênese da matriz ígnea, e também, no estudo dos xenólitos e dos diversos componentes reabsorvidos. As imagens geradas em elétrons retroespalhados (*BSE*) se mostraram eficientes, revelando diversos tons e formas em função da composição, facilitando a distinção das fases minerais para posteriormente ser feita uma análise química pontual semi-quantitativa, por meio do sistema EDS.

Os minerais comuns, normalmente encontrados na matriz entre os fenocristais, foram a flogopita em forma de pequenas lamelas em reação com as olivinas (Fig. 23), diopsídio sempre associado a uma massa cristalina de um outro mineral silicático de Ca e Al (wolastonita/feldspatóide?), apatita, comum mas bem dispersa na matriz, ilmenita e cromita. As análises dos minerais da matriz encontram-se na tabela 1. Foi feita uma investigação em dois lápilis para identificar o seu conteúdo microlítico (Fig. 20). Uma análise foi realizada no centro do lápili elíptico (Fig. 24) onde foi encontrado diversas perovskitas, ilmenitas, uma fase de reação entre kalsilita e flogopita e sulfeto. A outra análise foi o lápili esférico visto na figura 20 (C e D), onde novamente foram encontrados minerais como perovskita e ilmenita, além de sulfetos, e um mineral de Si, Ca e Al não identificado (wolastonita/feldspatóide?). As análises destes minerais encontram-se na tabela 2.

**Tabela 1: Composições químicas dos componentes analisados pelo MEV-EDS na matriz. \*Olivina anômala.**

	MgO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	K <sub>2</sub> O	CaO	TiO <sub>2</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	NiO	Rb <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	total
Fenocristal ol	33,43		49,72		0,17			16,09	0,59			100,00
Fenocristal ol*	33,48		50,38		0,96			14,69	0,49			100,00
Megacristal ol	33,34		49,00		0,16		0,01	16,75	0,74			100,00
Flogopita	14,78	18,60	41,73	11,90				12,99				100,00
Diopsídio	11,46		36,90		42,07			9,57				100,00
Apatita					59,31					2,98	37,71	100,00
Ilmenita	3,13					11,72		85,14				99,99
Cromita	10,64	13,22					48,49	27,65				100,00
?		10,46	42,53		47,00							99,99

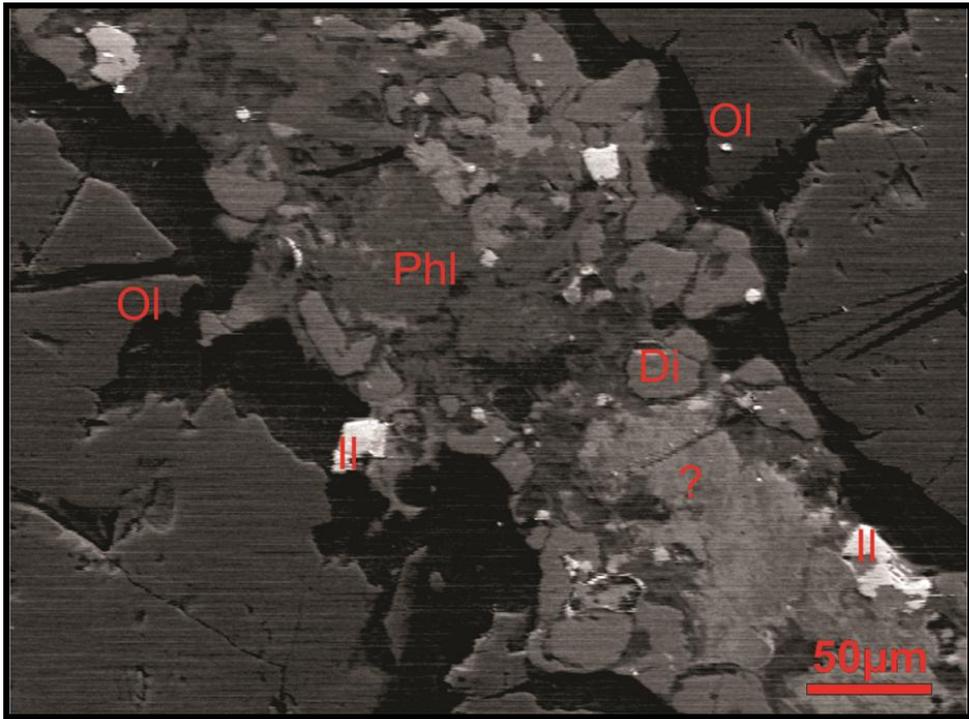


Figura 23: Imagem de BSE nos intertícios dos cristais. Olivina(Ol), Flogopita(Phl), Diopsídio(Di), Ilmenita(Il), Wolastonita/Feldspatóide(?).

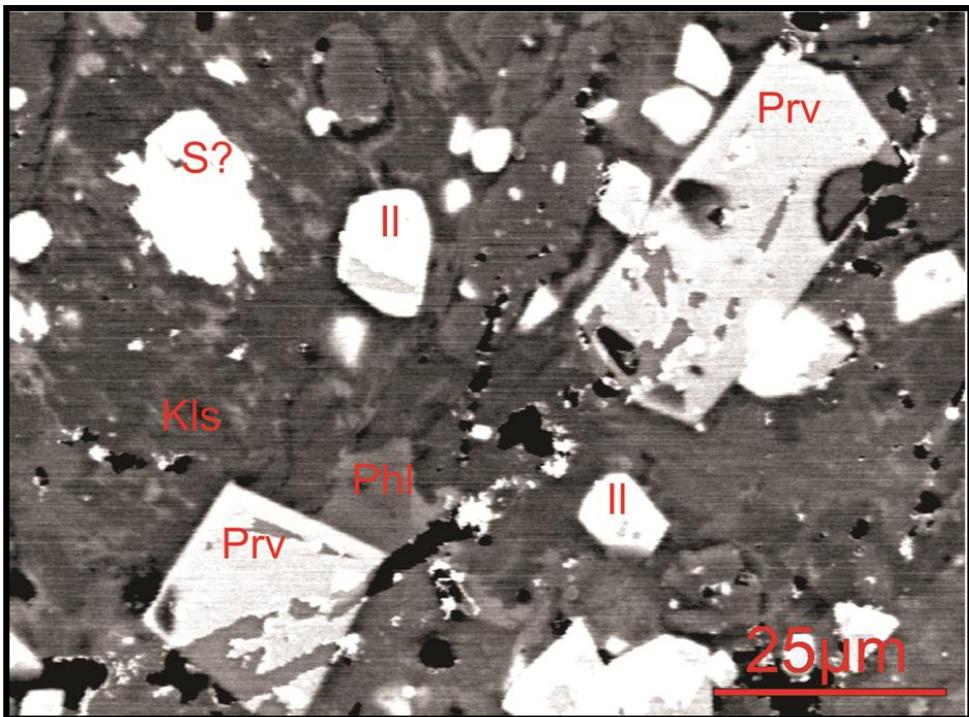


Figura 24: Imagem de BSE de dentro do lápili. Perovskita(Prv); Ilmenita(Il); Flogopita(Phl); Kalsilita(Kls); Sulfeto(S?).

Tabela 2: Composição química dos minerais encontrados no lápili.

	Na <sub>2</sub> O	MgO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	SO <sub>3</sub>	K <sub>2</sub> O	CaO	TiO <sub>2</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	total
Perovskita							39,38	60,62			100,00
Ilmenita		2,95				0,37		10,27	3,89	82,52	100,00
Flogopita		13,67	13,57	45,91		11,41		3,72		11,71	99,99
Kalsilita	4,65		29,43	41,89	5,11	12,05	6,87				100,00
??					44,22			55,78			100,00

Todos os minerais encontram-se com contatos interdigitados ou difusos. Apenas a perovskita ocorre bem formada com limites retos. O xenólito também foi analisado (Fig. 25), para melhor caracterizá-lo, mesmo estando relativamente alterado. A forsterita e a flogopita são os minerais mais comuns, seguido do mineral estranho (wolastonita/feldspatóide?) e esfalerita (ZnS). Dados químicos do xenólito na tabela 3.

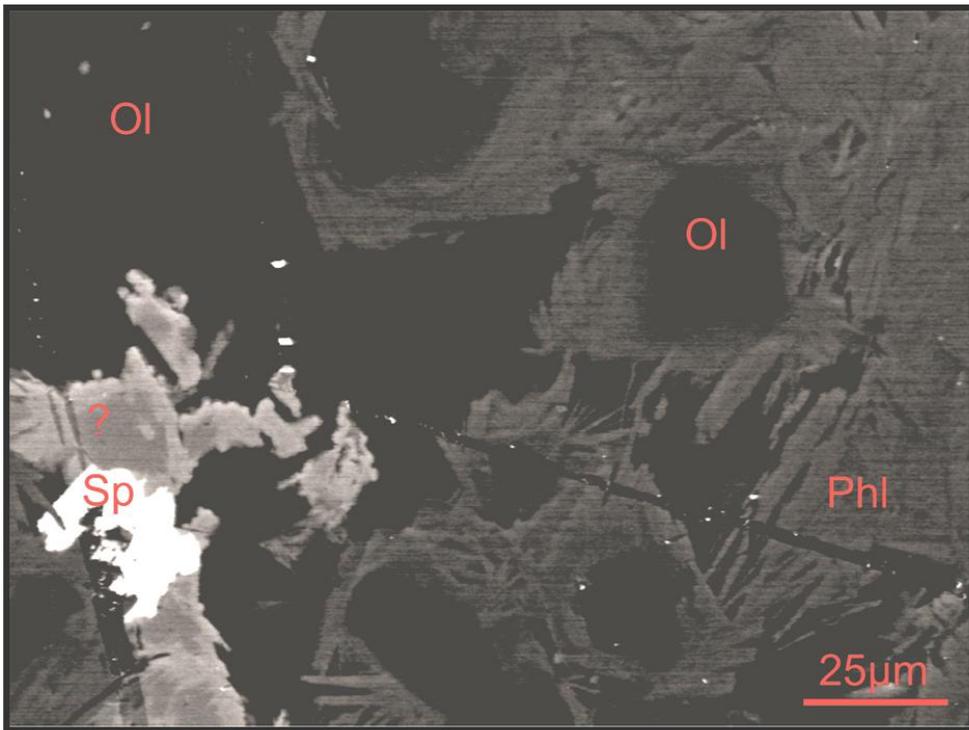


Figura 25: Imagem de BSE do xenólito. Flogopita(Phl); Olivina(Ol); Esfalerita(Sp); Wolastonita/Feldspatóide(?).

**Tabela 3: Composição química dos minerais do xenólito.**

	MgO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	SO <sub>3</sub>	K <sub>2</sub> O	CaO	TiO <sub>2</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	NiO	ZnO	total
Olivina	30,96	2,74	56,14			0,43		0,36	9,37			100,00
Flogopita	16,06	16,13	40,40		13,86			1,10	12,44			99,99
Esfalerita				50,59					4,30		45,11	100,00
???		12,28	23,14			47,34	9,18		8,05			99,99

#### 4.4 GEOQUÍMICA DE ELEMENTOS MAIORES

A composição química de elementos maiores da matriz ígnea é apresentada na tabela 4. Os dados mostram o teor baixo de sílica, entre 31 e 34%, e relativamente altos teores em potássio, cálcio e titânio com valores entre 1,9-2,4%, 12-13,4% e 2,3-2,6% respectivamente. A quantidade de ferro total foi obtida como Fe<sup>+3</sup> (Fe<sub>2</sub>O<sub>3T</sub>) e recalculada para Fe<sup>+2</sup> através da equação matemática usada para rochas básicas e ultrabásicas, assumindo que:

$$\text{FeOt/Fe}_2\text{O}_{3t} = 0,8989$$

tornando o valor de ferro total mais baixo. Com isso verificou-se que o número de magnésio [#Mg= (100\*(MgO/40,3)/(MgO/40,3)+(FeO/71,8))] tem valores mínimos de 78 e 79%, um valor que certamente deve ser mais alto. Tendo em vista que esta é uma rocha de origem profunda, o ferro disponível na sua formação estaria em seu estado reduzido, e posteriormente, em subsuperfície, este seria parcialmente oxidado. O valor de LO% (perda ao fogo) é relativamente alto, como esperado, com valores entre 8 e 10%, característico deste tipo litológico rico em voláteis.

Foi definido o índice de contaminação crustal (C.I.) para determinar o grau de contaminação crustal e alteração deutérica sofrido pelas amostras. Este cálculo foi desenvolvido por Clement (1982) e é considerado confiável pelos geocientistas. Este valor é resultado da medida proporcional entre os argilo-minerais e tectosilicatos em relação à olivina mais flogopita, ou seja:

$$\text{C.I.} = (\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Na}_2\text{O}) / (\text{MgO} + 2\text{K}_2\text{O})$$

Clement (1982) nota que amostras de kimberlitos aparentemente frescos e livres de contaminação e alteração, apresentam valores de C.I. entre 1 e 1,5. As amostras

usadas neste estudo mostram índices de contaminação relativamente baixos, com valores entre 1,5 e 1,6.

**Tabela 4: Composição química de rocha total (matríz ígnea).**

	CA-3-3A	CA-R-3B	CA-R-3H	CA-3-RG	CA-R-3I
SiO <sub>2</sub>	34,58	31,75	31,93	32,40	31,22
TiO <sub>2</sub>	2,58	2,29	2,24	2,40	2,37
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,71	6,82	6,63	6,94	6,60
Fe <sub>2</sub> O <sub>3T</sub>	12,52	11,06	11,14	11,39	11,24
FeO <sub>T</sub>	11,25	9,94	10,01	10,24	10,10
MnO	0,21	0,18	0,18	0,19	0,19
MgO	22,92	20,52	21,19	20,86	20,41
CaO	13,42	12,00	12,31	12,90	12,22
Na <sub>2</sub> O	0,08	0,06	0,12	0,07	0,04
K <sub>2</sub> O	2,40	1,99	2,05	2,01	2,17
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1,07	0,94	0,94	1,02	0,95
total	97,48	87,62	88,73	90,17	87,41
LOI%	0,05	9,76	10,44	8,81	9,80
Mg#	78,40	78,62	79,03	78,41	78,26
C.I.	1,53	1,58	1,53	1,58	1,53

Gráficos binários foram criados com o objetivo de comparar os kimberlitos estudados com os kimberlitos tipo I e tipo II descritos na literatura. Estes demonstram uma forte semelhança com os kimberlitos da África do Sul, principalmente o tipo II. Gráficos como MgO x SiO<sub>2</sub> e Si<sub>2</sub> x CaO comprovam a afinidade química entre eles, sendo que no gráfico MgO x CaO, mesmo as amostras caindo fora do campo KII, ainda sim, estas estão contidas no campo kimberlítico KI e muito próximas ao campo KII. No gráfico MgO x Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> parte das amostras que não caem no corretamente no campo kimberlítico, isso decorrente a uma provável contaminação crustal e alteração sofridas, e por isso tendem a elevar o teor de Al. No gráfico K<sub>2</sub>O x TiO<sub>2</sub> as amostras caíram no campo de transição, evidenciando uma possível diferenciação em relação as rochas sulafricanas.

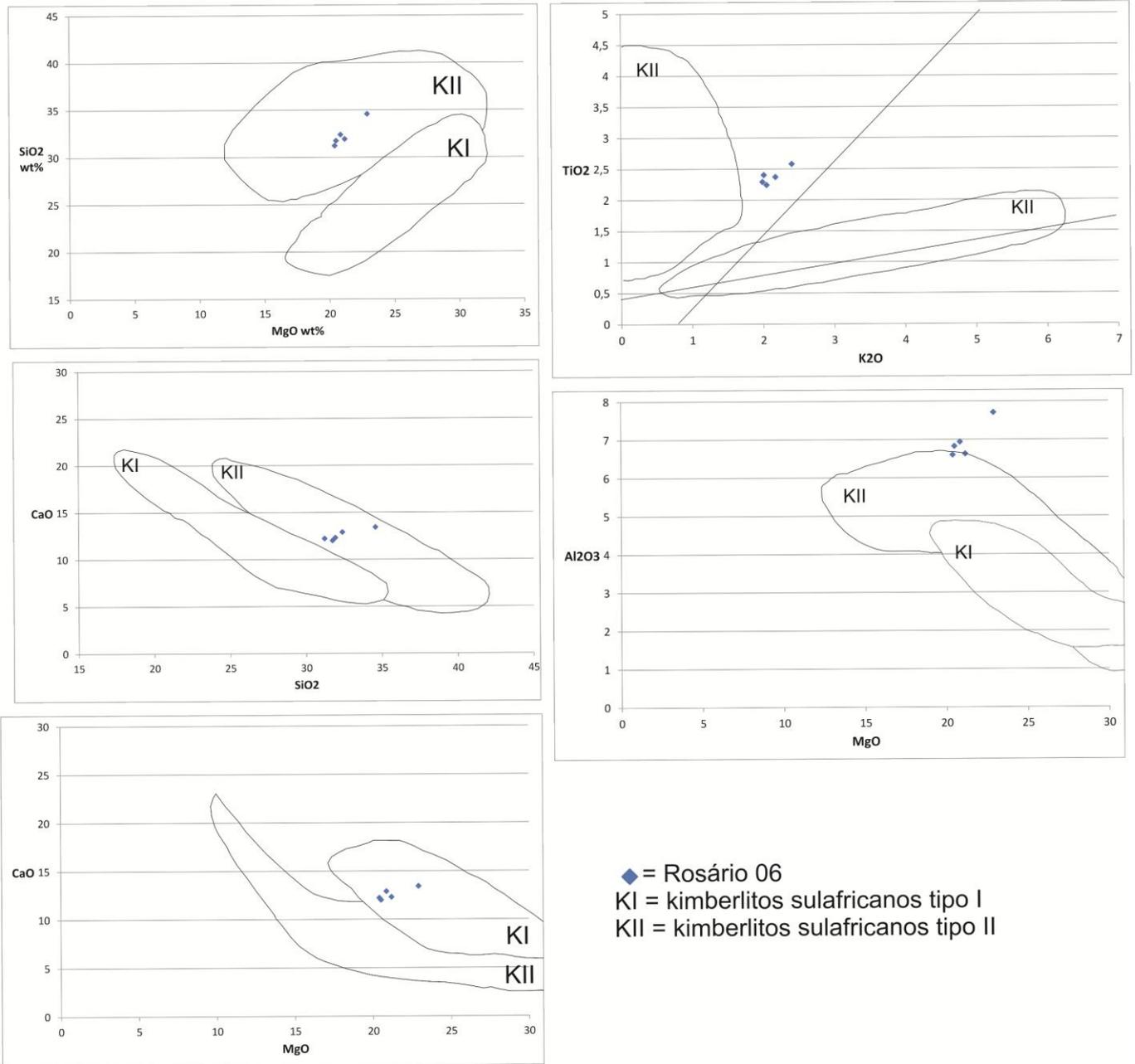


Figura 26: Gráficos binários de elementos maiores para o kimberlito ROSÁRIO 06. Campos kimberlíticos retirados de Becker and Le Roex (2007).

## 5 CONSIDERAÇÕES FINAIS

Kimberlitos e rochas alcalinas em geral são conhecidas por estarem associadas a magmatismos de grande porte, por exemplo, anomalias mantélicas profundas resultando em processos tectônicos de grande magnitude. As rochas kimberlíticas da PKRS podem ter relações mais estreitas com os basaltos da Bacia do Paraná, como visto nos gráficos composicionais, e deste modo contribuir com a compreensão da dinâmica e origem do magmatismo de uma das maiores Províncias Ígneas do planeta. Assumindo que os basaltos e andesitos da Bacia do Paraná datam de ~130Ma, isso demonstra uma certa contemporaneidade entre os eventos, o que heterogeneo é o manto desta região e possibilita demais estudos sobre os processos de formação e evolução crustal e da dinâmica mantélica desta região.

O Corpo Rosário 06 do cluster Rosário do Sul é uma rocha ígnea, inequigranular com megacristais (>1cm) em meio a uma matriz microlítica pouco alterada. A rocha se trata de um perovskita flogopita olivina kimberlito serpentizado com macrocristais reabsorvidos, xenocristais de olivina e xenólitos mantélicos, com a presença de lópili. É classificado como uma rocha hipabissal, provavelmente próximo da *root zone* (Mitchell, 1986), e pertence ao clã kimberlítico tipo II ou Orangeitos (Wooley *et al.*, 1996 e Mitchell, 1995), que define este grupo como rochas ricas em voláteis (dominantemente H<sub>2</sub>O) com macro e microcristais de flogopita além de uma matriz micácea. Quimicamente têm características muito próximas aos kimberlitos tipo II da África do Sul, porém, análises de química mineral devem ser realizados para melhor caracterização. A ascensão destas rochas certamente tem ligação com reativações de estruturas tectônicas profundas, e aparentemente de direção preferencial NW-SE e com o cruzamento destas com falhas e lineamentos N-NE. O kimberlito Rosário 06 tem ligações estreitas com magmatismo da Bacia do Paraná de acordo com as idades apresentadas, com um intervalo de poucos Ma entre a formação do kimberlito e o vulcanismo basáltico do Paraná. Estudos mais profundos devem ser feitos para construir modelos e comparações.

## REFERÊNCIAS

Bailey, D. K. 1993. Carbonate magmas. *Journal of the Geological Society*, London v.150, pp.637-651.

Bailey, D.K. 1993. Petrogenetic implications of the timing of alkaline, carbonatite and kimberlite igneous activity in Africa. *South African Journal of Geology*, v.96, pp. 67-74.

Becker, M., Le Roex, A.P. 2006 Geochemistry of South African On- and Offcraton, Group I and II Kimberlites: Petrogenesis and Source Region Evolution. *Journal of Petrology*, v.47, 4, pp. 673-703.

Becker, M., Le Roex, A.P., Class, C. 2007 Geochemistry and petrogenesis of South African transitional kimberlites located on and off the Kaapvaal Craton. *South African Journal of Geology*, v.?, ?, pp. 631-746.

Caldasso, A. L. & Sander, A. 1994. O Diatrema de Canguçu e Rochas Alcalinas Associadas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38. 1994, Balneário Camboriú. *Boletim de Resumos Expandidos*, Balneário Camboriú, SC. SBG, v.1, pp. 59-60.

Carniel, L.C. 2010 *Controle de mudanças estruturais em altas pressões e altas temperaturas de esmectita saturada com potássio: aplicação para zonas de subducção*. Porto Alegre, 53p. Monografia de conclusão de curso, curso de geologia, Instituto de Geociências, UFRGS.

Cas, R.A.F., Porritt, L., Pittari, A., Hayman, P.C. 2008 A new approach to kimberlite facies terminology using a revised general approach to the nomenclature of all volcanic rocks and deposits: Descriptive to genetic. *Journal of volcanology and geothermal research*, v.174, pp. 226-240.

Cas, R.A.F., Porritt, L., Pittari, A., Hayman, P.C. 2009 A practical guide to terminology for kimberlites facies: A systematic progression from descriptive to genetic, including a pocket guide. *Lithos*, v.112S, pp.183-190.

Conceição, R.V., Lenz, C., Provenzano, C.A.S., Sander, A., Silveira, F.V. 2011 U-Pb perovskite ages of kimberlites from the Rosário do Sul cluster: Southern Brazil In: Goldschmidt Conference, 2011, Prague. *Goldschmidt Conference Abstracts*, Mineralogical Magazine, p. 691.

Deer, W.A., Howie, R.A., Zussman, J. 1967 *An introduction to the rock-forming minerals*. New York, John Wiley and Sons Inc., 528p.

Edgar, A.D., Arima, M.; Baldwin, D.K.; Bell, D.R., Shee, S.R., Skinner, E.M.W., Walker, E.C. 1988. Highpressure-high-temperature melting experiments on a SiO<sub>2</sub>-

poor aphanitic kimberlites from the Wesselton Mine, Kimberley, South Africa. *American Mineralogist*, v.73, pp. 524-533.

Gervasoni, F. 2010 *Evolução do Manto Litosférico Continental abaixo do Maciço Norte Patagônico, Retro Arco Andino, Norte da Patagônia Argentina*. Porto Alegre, 101p. Monografia de conclusão de curso, curso de geologia, Instituto de Geociências, UFRGS.

Grégoire, M., Rabinowicz, M., Janse, A.I.A. 2006 Mantle mush compaction: a key to understand the mechanisms of concentration of kimberlite melts and initiation of swarms of kimberlite dykes. *Journal of Petrology*, 47, 631–646.

Hartmann, L.A., Chemale Jr, F., Philipp, R.P. 2007 Evolução Geotectônica do Rio Grande do Sul no Pré-Cambriano. In: Iannuzzi, R., Franz, J.C.(Eds). *50 anos de Geologia*. Porto Alegre, Comunicação e Identidade, pp. 97-123.

Heaman, L.M., Kjarsgaard, B.A. 2000 Timing of eastern North American kimberlite magmatism: continental extension of the Great Meteor Hotspot track? *Earth and Planetary Science Letters*, v.178, 3-4, pp. 253–268.

Jalowitzki, T.L.R. 2008 *O manto re-enriquecido na geração do magmatismo associado a xenólitos mantélicos na região de “extra back-arc” continental do norte da Patagônia Argentina: evidências petrológicas, geoquímicas e isótopos de Sr-Nd*. Porto Alegre, XXXp. Monografia de conclusão de curso, curso de geologia, Instituto de Geociências, UFRGS.

Kononova, V.A., Bogaticov, O.A., Kondrashov, I.A. 2011 Kimberlites and Lamproites: Criteria for Similarity and Differences. *Petrology*, v.19, 1, pp.34-54.

le Roex, A.P., Bell, D.R. and Davis, P. 2003 Petrogenesis of group I kimberlites from Kimberley, South Africa: evidence from bulk-rock geochemistry. *Journal of Petrology*, v.44, pp. 2261-2286.

Maciel, L.A.C., Pires, K.C.J., Quadros, T.F.P., Sander, A. 2010 Província Kimberlítica de Rosário do Sul, Oeste do Estado do Rio Grande do Sul, Brasil: Considerações sobre o Contexto Geológico. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38., 2010, Belém. *Anais do XXXVIII Congresso Brasileiro de Geologia*. Belém, SBG, v.?

McCandless, T.E. 1999. Kimberlite: mantle expressions of deep-seated subduction. *Proceedings of the 7th International Kimberlite Conference*, Cape Town, South Africa, pp. 545-549.

McKlinlay, F.T., Scott Smith, B.H., de Gasparis, S., Kong, J. 1998 Geology of the recently discovered hardy lake kimberlites, NWT. *Extended Abstracts 7<sup>o</sup> International Kimberlite Conference – Cape Town*, South Africa, pp. 564-566.

Milani, E.J. 2002 Geodinâmica Fanerozóica do Gondwana sul-ocidental e a Evolução Geológica da Bacia do Paraná. *In: Geologia do Rio Grande do Sul*. Eds. Michael Holz e Luiz Fernando de Ros, pp. 275-302.

Mitchell, R.H. 1986 *Kimberlites: mineralogy, geochemistry, and petrology*. Plenum Press, NY/London, 442p.

Mitchell, R.H. 1997 *Kimberlites, Orangeites, Lamproites, Melilites, and Minettes: A Petrographic Atlas*. Almaz Press Inc., Ontario, Canada, 243p.

Pasteris, J.D. 1984 *Kimberlites: complex mantle melts*. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, v12, pp. 133-153.

Phillip, R. P., Viero, A. P., Comin-Chiaramont, P., Gomes, C.B. 2005 Mesozoic Alkaline Rocks of Rio Grande do Sul. *In: Mesozoic to Cenozoic Alkaline Magmatism in the Brazilian Platform*. Ed. USP, São Paulo, Brasil, 2005, pp. 573-590.

Phillips, S.P. 1988. Deep rifts as sources for alkaline intraplate magmatism in eastern North America. *Nature*, 334, pp. 27–31.

Pires, K.C.J.P., Sander, A., Maciel, L.A.C., Danni, J.C.M, Wustrow, J.H.C. 2010 Província Kimberlítica de Rosário do Sul, oeste do Estado do Rio Grande do Sul, Brasil: considerações sobre a petrografia das rochas potássicas ultramáficas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38., 2010, Belém. *Anais do XXXVIII Congresso Brasileiro de Geologia*. Belém, SBG, v.1, pp. ?

Porcher, C.A., Lopes, R.C 2000 *Programa levantamentos geológicos básicos do Brasil Cachoeira do Sul, Folha SH.22-Y-A, escala 1:250.000*. Brasília, DF. CPRM. 1 CD-ROM.

Ribeiro, M. 1980 Geossuturas do Escudo do RS. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31. 1980, Anais do XXXI Congresso Brasileiro de Geologia*, Balneário Camboriú, SC. SBG, v.1, pp. 266-282.

Ringwood, A. E., Kesson, S. E., Hibberson, W., Ware, N. 1992 Origin of kimberlites and related magmas. *Earth and Planetary Science Letters*, v.113, pp. 521–538.

Ringwood, A.E. 1990 Slab-mantle interactions: 3 Petrogenesis of intraplate magmas and structure of the upper mantle. *Chemical Geology*, v.82, pp. 187-207.

Rock, N.M.S 1991 *Lamprophyres*. Glasgow, Blackie, 285p.

Rosa, M. L. C. C. *Caracterização geofísica do embasamento da Região Sul da Planície Costeira do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre, 93p. Monografia de conclusão de curso, curso de geologia, Instituto de Geociências, UFRGS.

Rosenstengel, L. M. *Levantamento geofísico do distrito mineiro da Ametista do Sul, Rio Grande do Sul, Brasil*. Porto Alegre, 93p. Monografia de conclusão de curso, curso de geologia, Instituto de Geociências, UFRGS.

Santos, E. L., Maciel, L. A. C., Reichel, J. L. 2005 Kimberlitos da Região de Rosário do Sul, RS. *Relatório Interno CPRM*, 31p.

Seigel, H.O. 1995 *A Guide to High Precision Land Gravimeter Surveys*. Scintrex. 122p.

Soares, A.P., Soares, P.C., Holz, M. 2008 Correlações Estratigráficas Conflitantes no Limite Permo-Triássico no Sul da Bacia do Paraná: O Contato Entre Duas Seqüências e Implicações na Configuração Espacial do Aquífero Guarani. *Revista Pesquisas em Geociências*, v.35, 2, pp. 115-133.

Tedesco, M.A. & Robaina, L.E.S. 1991 Caracterização geoquímica de piroxênios e granadas da brecha kimberlítica de São Vicente, RS. *In: 3º Congresso Brasileiro de Geoquímica/1º Congresso de Geoquímica dos Países de Língua Portuguesa, 1991, São Paulo. Anais*, v.1, pp. 707-710.

Wilson, L., Head III, J.W., 2007. An integrated model of kimberlite ascent and eruption. *Nature*, v.447, pp. 53–57.

Woolley, A.R., Bergman, S.C., Edgar, AD, Le Bas, M.J., Mitchell, R.H., Rock, N.M.S. & Scott Smith, B.H. 1996 Classification of Lamprophyres, Lamproites, Kimberlites, and the Kalsilitic, Melilitic, and Leucitic Rocks. *The Canadian Mineralogist*, v.34, pp. 175-186.