

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE MINERALOGIA E PETROLOGIA



**GEOLOGIA E MINERALOGIA DOS DEPÓSITOS DE AMETISTA DA
REGIÃO ENTRE PROGRESSO E NOVA BRÉSCIA, RS.**

BRUNO SOUZA HOPPE

Orientador:

Prof. Dr. Pedro Luiz Juchem

Comissão Examinadora:

Prof. Dr. Leo Afraneo Hartmann

Prof. Dr. Vitor Paulo Pereira

Comissão dos Projetos Temáticos:

Prof. Dr. Marcus Vinícius Dorneles Remus

Prof. Dr. Maria Lídia Medeiros Vignol

Trabalho de Conclusão do Curso de Geologia apresentado na forma de monografia, junto à disciplina de Projeto Temático em Geologia III, como requisito parcial para a obtenção do grau de Geólogo.

Porto Alegre, dezembro de 2012.

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL

Reitor: Carlos Alexandre Netto

Vice-Reitor: Rui Vicente Oppermann

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

Diretor: André Sampaio Mexias

Vice-Diretor: Nelson Luiz Sambaqui Gruber

Hoppe, Bruno Souza

Geologia e mineralogia dos depósitos de ametista da região entre progresso e Nova Bréscia, RS. / Bruno Souza Hoppe. - Porto Alegre: IGEO/UFRGS, 2012.

[65 f.] il.

Monografia (Trabalho de Conclusão de Curso de Graduação). - Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Curso de Graduação em Geologia. Instituto de Geociências. Porto Alegre, RS - BR, 2012.

Orientador: Pedro Luiz Juchem

1. Ametista. 2. Vulcanismo Serra Geral. 3. Gemas. 4. Geologia. 5. Depósitos minerais I. Título.

Catlogação na Publicação
Biblioteca Instituto de Geociências - UFRGS
Alexandre Ribas Semeler CRB 10/1900

Agradecimentos

Agradeço primeiramente à minha família, meus pais (Cláudio Hoppe e Jeannine Ribeiro de Souza), minha irmã (Daniela Hoppe) e meus queridos avós, pelo apoio e o carinho durante minha vida acadêmica, além das oportunidades que me proporcionaram como uma formação escolar de excelência, uma boa educação, moradia e liberdade para minhas próprias escolhas.

Agradeço a meu avô Prof. José Castelano Lino de Souza, que faleceu ano passado, pelas aulas de português pré-vestibular que me deram uma pontuação muito boa em português e dissertação, essencial para minha aprovação no vestibular.

Agradeço aos meus amigos pelas boas risadas, boas conversas e principalmente pelas cervejadas e tragos faraônicos, destaco Diogo Luz, Rafael Becker, Diego Oliveira Santos, Gabriel Borges, Felipe Alonso entre outros.

Agradeço a minha noiva Rosana pelos bons momentos que tivemos ao longo desses quase quatro anos e aos momentos que ainda vamos ter por mais vários anos espero eu. Também agradeço aos meus sogros, pessoas muito legais, que me acolheram nesses últimos três anos.

Por fim agradeço a UFRGS uma instituição da qual me orgulho muito de fazer parte, assim como meus pais se formaram eu também estou me formando aqui. Meus professores que me ensinaram tudo que sei sobre geologia ao longo desses anos. Um agradecimento especial para a professora Tânia Brum e ao professor Pedro Juchem por esses mais de três anos de boa convivência e aprendizado no LABOGEM, assim como apoio e ajuda para a elaboração desta monografia. Finalizo agradecendo aos Professores Frank, Vitor, Chinês e Barão pela ajuda que me deram esclarecendo minhas dúvidas, fator muito importante para a elaboração desta monografia.

Resumo

Em várias localidades entre os municípios de Progresso e Nova Bréscia, no Rio Grande do Sul, existem depósitos de ametista nas rochas vulcânicas da Formação Serra Geral (Bacia do Paraná), que vem sendo explorados de forma esporádica nos últimos anos. A ametista ocorre preenchendo cavidades em uma rocha vitrofírica, de cor preta e brilho vítreo a resinoso, que foi identificada em dois níveis com diferentes altitudes ($\pm 280\text{m}$ e $\pm 490\text{m}$). Associado a essa rocha portadora do minério, ocorrem níveis de rochas afaníticas a afíricas de coloração acastanhada a cinza. Através de análises petrográficas e químicas, auxiliadas por difratometria de Raios-X e microscopia eletrônica de varredura, essas rochas foram identificadas como riodacitos, caracterizados como sendo do magma ácido tipo Palmas (ATP). Tanto as rochas mineralizadas como as demais, são sempre hipocristalinas, constituídas por microfenocristais de plagioclásio (andesina/labradorita), piroxênio (augita/pigeonita) e opacos (magnetita titanífera), com micrólitos de mesma composição, envolvidos por uma matriz vítrea.

A ametista ocorre em cavidades decimétricas, associada a quartzo incolor a esverdeado e calcedônia. Os cristais são em geral centimétricos e a cor varia de violeta claro a violeta escuro, podendo apresentar zonação e distribuição irregular de cor. Através de microscopia óptica e microscopia eletrônica de varredura, foram identificadas inclusões de goethita, como minúsculos cristais aciculares a fibrosos, em agregados radiados e por vezes esferulíticos. É comum esses cristais aparecerem depositados sobre antigas faces cristalinas da ametista, marcando fases de crescimento desse mineral. Ao microscópio petrográfico e microscópio gemológico de imersão, foram identificadas inclusões fluidas exclusivamente monofásicas na ametista e no quartzo incolor. A associação de minerais nos geodos e a presença de inclusões de goethita e de inclusões fluidas monofásicas, apontam para uma origem hidrotermal de baixa temperatura para esses depósitos, semelhante à descrita para outros depósitos de ametista no Rio Grande do Sul.

Abstract

In the region around the municipalities of Progresso and Nova Bréscia (Rio Grande do Sul State, Brazil), there are several amethyst deposits in volcanic rocks of Serra Geral Formation (Paraná Basin), which has been sporadically exploited in recent years. Amethyst occurs filling cavities in a glassy black rock, which occurs in two layers with different altitudes (± 280 m and ± 490 m). Aphanitic to aphyric brownish and gray rocks are associated with the mineralized glassy rocks. Petrographic, chemical, X-ray diffractometry and scanning electron microscopy were carried out to characterize both, mineralized and non mineralized rocks, which were identified as rhyodacites of Palmas magma type. These rocks are microcrystalline with micro-phenocrysts of plagioclase (andesine/labradorite), pyroxene (augite/pigeonite) and opaque crystals (titaniferous magnetite), with smaller crystals of the same composition, enclosed by a glassy groundmass.

Amethyst occurs in decimetric cavities, associated with colorless to greenish quartz and chalcedony. The crystals are of centimetric size with light to dark violet colors, which may exhibit color zonation and irregular color distribution. Inclusions of goethite as minute acicular to fibrous crystals in radiated and spherulitic aggregates were identified with optical and scanning electronic microscopy. These inclusions may be deposited over late mineral faces, marking growth phases of this mineral. Using a petrographic and immersion gemological microscope, it was possible to identify monophasic fluid inclusions in amethyst and colorless associated quartz. The minerals inside the geodes, the occurrence of goethite as crystalline inclusions and of monophasic fluid inclusions suggest that amethyst from this region has a low-temperature hydrothermal origin, as described for other amethyst deposits in Rio Grande do Sul.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 – Esboço geológico do RS, indicando a localização da Bacia do Paraná na América do Sul, os principais depósitos de ametista na Formação Serra Geral e a localização da área de estudo.

Figura 2 - Microscópio petrográfico da marca MEIJI modelo ML9720 (figura A) e Microscópio petrográfico de marca Leica (figura B).

Figura 3 - Difratorômetro de marca SIEMENS modelo D5000.

Figura 4 - Microscópio eletrônico de varredura marca JEOL, modelo JSM 5800.

Figura 5 - Balança da marca Marte com capacidade para 200 g e precisão de 0,001g.

Figura 6 - Refratômetro gemológico de contato marca TOPCON, do Laboratório de Gemologia do IGEO/UFRGS.

Figura 7 – Microscópio gemológico de imersão marca *Schneider*, do Laboratório de Gemologia do IGEO/UFRGS.

Figura 8 – Localização da Bacia do Paraná na América do Sul e seu compartimento geológico. *Paraná CFB – Continental Flood Basalts*. Extraída de Juchem *et. al.* (2008).

Figura 9 – Esboço litoestratigráfico da região de estudo, indicando os níveis de “vitrófiros” mineralizados e não mineralizados, bem como os “riolitos” associados.

Figura 10 – Fotomicrografias da rocha vítrea mineralizada.

Figura 11 – Fotomicrografias do “riolito”.

Figura 12 – Difractogramas de amostras do “vitrófiro” e do “riolito”.

Figura 13 – Difractogramas de Raios-X das amostras de rocha agrupados pelo padrão dos picos de reflexão dos minerais.

Figura 14 – Exemplos de imagens ao MEV de microfenocristais e micrólitos de plagioclásio e seus respectivos gráficos composicionais.

Figura 15 – Exemplos de imagens ao MEV de microfenocristais e micrólitos de piroxênio de vitrófiros e seus respectivos gráficos composicionais.

Figura 16 – Imagem obtida ao MEV de piroxênio, plagioclásio e opacos.

Figura 17 – Diagrama de Le Bas *et al.* (1986) classificando as rochas estudadas como riolitos.

Figura 18 – Diagrama de De La Roche *et al.* (1980) classificando todas as rochas estudadas como riolitos.

Figura 19 – Gráfico dos percentuais de TiO_2 versus P_2O_5 das rochas estudadas, mostrando que as amostras de círculos vermelhos correspondem ao subgrupo Caxias do Sul.

Figura 20 – Características dos garimpos de ametista. A – Vista geral de um garimpo desativado. B – Vista interna da galeria de exploração, C – Detalhe do geodo de ametista.

Figura 21 – pontas de cristais de ametista ($\pm 5,0$ cm de comprimento) com diferentes tonalidades de cor.

Figura 22 – Inclusões cristalinas na ametista vistas à lupa binocular.

Figura 23 - Imagem obtida ao MEV de um agregado radiado de cristais aciculares de goethita.

Figura 24 - Imagem obtida ao MEV das cavidades com agregados radiados de cristais aciculares de goethita, mostrado na figura 22C, parcialmente encobertos por um material terroso.

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Cartas topográficas utilizadas na etapa de campo.

Tabela 2 – Localização dos pontos estudados.

Tabela 3 – Divisão do litotipo Palmas em baixo-Ti e alto-Ti. Nomeclatura dos subgrupos segundo as porcentagens de TiO_2 e de P_2O_5 .

Tabela 4 – Medidas de índices de refração e de densidade da ametista e quartzo incolor associado.

Tabela 5 – Características mineralógicas da ametista da região de Progresso – Nova Bréscia, RS.

SUMÁRIO

Agradecimentos
Resumo
Abstract
Lista de Figuras
Lista de Tabelas

CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO.....	1
CAPÍTULO 2 – METODOLOGIA.....	3
2.1 – PESQUISA DE CAMPO.....	3
2.2 – ANÁLISES DE LABORATÓRIO.....	5
2.2.1 – Microscopia óptica.....	5
2.2.2 – Difratometria de Raios-X.....	6
2.2.3 – Microscopia eletrônica de varredura.....	8
2.2.4 – Química de rocha total.....	9
2.2.5 – Caracterização mineralógica e gemológica.....	10
2.2.6 – Tratamento dos dados.....	12
CAPÍTULO 3 – GEOLOGIA REGIONAL.....	13
CAPÍTULO 4 – RESULTADOS.....	22
4.1 - GEOLOGIA DA ÁREA.....	22
4.2 - CARACTERIZAÇÃO DAS ROCHAS.....	24
4.2.1 – Petrografia.....	24
4.2.2 – Difratometria de Raio-X.....	27
4.2.3 – Microscópio Eletrônico de Varredura.....	30
4.2.4 – Química total.....	33
4.3 – CARACTERÍSTICAS DO MINÉRIO.....	36
CAPÍTULO 5 – DISCUSSÕES.....	44
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	46

CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO

O Brasil é conhecido por abrigar uma das maiores e mais importantes Províncias Gemológicas do planeta, que se destaca pela quantidade, qualidade, variedade e dimensões dos minerais gemológicos produzidos e também pela extensão territorial das áreas de ocorrência, pois quase todos os estados produzem algum tipo de gema (Svisero & Franco, 1991).

Nessa grande Província Gemológica, a região sul do Brasil (Paraná - PR, Santa Catarina - SC e Rio Grande do Sul - RS), se destaca pela produção de ágata e ametista, cujos principais depósitos estão localizados no Rio Grande do Sul, considerados dentre os maiores do planeta. Esses minerais ocorrem preenchendo cavidades, parcial ou totalmente, nas rochas vulcânicas da Formação Serra Geral, que cobrem um espesso pacote de rochas sedimentares da Bacia do Paraná. Associados à ágata e ametista pode ocorrer, quartzo incolor, quartzo róseo, calcita, gipsita, barita e zeólitas (Juchem, 1999). Apesar dessa riqueza mineral, ainda em muitos casos a exploração da ametista ocorre sem nenhum tipo de estudo geológico e mineralógico prévio e sem nenhum acompanhamento técnico durante a extração do minério o que trás como consequência um baixo grau de aproveitamento econômico deste minério. Essa realidade vem se modificando aos poucos e um exemplo é o Distrito Mineiro de Ametista do Sul (região norte do RS), que tem sido bastante estudado nos últimos anos por diferentes pesquisadores. Esse Distrito Mineiro também vem sendo incluído em vários projetos ligados aos Arranjos Produtivos Locais (APL de gemas), com apoio do governo federal, e cujos resultados são aplicados nas atividades de manejo dos garimpos realizada pela Cooperativa dos Garimpeiros (COOGAMAI) dessa área.

A região entre Lajeado e Soledade (RS) é de importância histórica, pois foi onde começou a produção de ametista e ágata no RS no início do século XIX, com a vinda de imigrantes alemães. Posteriormente, com a descoberta das grandes jazidas de ágata do Distrito Mineiro de Salto do Jacuí e de ametista no Distrito

Mineiro de Ametista do Sul, a partir da metade do século XX, a exploração decaiu nessa região (Kellermann, 1990). Entretanto, até hoje em várias localidades entre esses dois municípios é registrada produção esporádica de ametista, extraída em pequenos garimpos, muitas vezes como uma complementação econômica de famílias de pequenos agricultores. Um exemplo são os garimpos de ametista na região os municípios de Progresso, Nova Bréscia e Fontoura Xavier (RS), que têm sido explorados de forma esporádica há vários anos. A escolha dessa área de estudo foi motivada por contatos feitos com um geólogo da empresa MINERAÇÃO, RS – LTDA, que é o responsável técnico por algumas das áreas mineradas. Nesses contatos, ficou claro a potencialidade econômica de vários garimpos de ametista que já foram explorados e que no momento estão desativados, devido ao baixo valor do dólar americano, moeda que regula o mercado nacional e internacional de gemas. Através de várias discussões feitas com esse técnico e de um trabalho de campo preliminar, ficou evidente também que até o momento não existe nenhum estudo geológico e mineralógico sistemático nesses depósitos.

Esta pesquisa foi focada em garimpos de ametista situados nos municípios de Progresso e Nova Bréscia e tem como objetivo caracterizar a geologia, incluindo petrografia e química das rochas encaixantes, bem como a mineralogia desses depósitos. Além de estudar o contexto geológico dos depósitos e caracterizar as propriedades físicas e ópticas da ametista, procurou-se também estabelecer guias e critérios de prospecção para esse minério. Este trabalho objetiva ampliar o conhecimento científico sobre os depósitos de ametista do RS, contribuindo para um melhor entendimento das condições de formação desse minério. Comparando as características geológicas e mineralógicas estudadas com as de outras áreas de extração de ametista no RS, busca-se estabelecer critérios de estudo e de prospecção para os depósitos de ametista que existem nesse estado.

CAPITULO 2 – METODOLOGIA

Antes de dar início aos trabalhos de pesquisa de campo e de laboratório, foi feita uma revisão bibliográfica sobre o vulcanismo Serra Geral, com ênfase nas rochas que ocorrem no RS. Essa revisão envolveu também um levantamento bibliográfico dos trabalhos de pesquisa realizados nos últimos anos nos depósitos de ametista da região sul do Brasil.

2.1 PESQUISA DE CAMPO

A área de estudo abrangeu cerca de 84,5 km², situa-se na região centro-leste do Estado do Rio Grande do Sul, e está inserida entre os municípios de Nova Bréscia e Progresso, que estão no domínio do vulcanismo Serra Geral (Fig. 1).

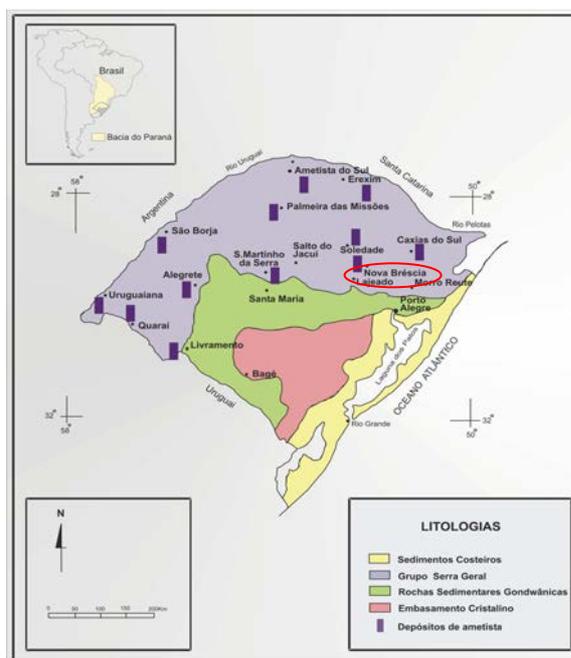


Figura 1 – Esboço geológico do RS, indicando a localização da Bacia do Paraná na América do Sul, os principais depósitos de ametista na Formação Serra Geral e a localização da área de estudo. Modificado de Juchem *et al.* (2008).

Nessa etapa de campo, foram utilizadas duas cartas topográficas da Diretoria de Serviço Geográfico do Ministério do Exército na escala 1:50.000 (Tabela 1), do Laboratório de Gemologia da UFRGS.

O trabalho de pesquisa de campo teve um total de quatro dias, tendo sido possível identificar sete locais de interesse onde foram registrados pontos de estudo (Tabela 2), dos quais quatro são áreas de garimpo que já foram explotadas. O principal objetivo desse trabalho de campo foi a descrição e o entendimento do modo de ocorrência dos geodos mineralizados a ametista, coleta de amostras da rocha mineralizada e das rochas associadas, além de amostragem do minério.

Tabela 1 – Cartas topográficas utilizadas na etapa de campo

Nome da Carta	Folha	Equidistância das curvas de nível
Nova Brescia	SH.22-V-D-I-1 MI 2951-1	20 metros
Progresso	SH.22-V-D-I-2 MI 2951-2	40 metros

No campo foram realizadas as seguintes atividades em cada local estudado:

- localização do ponto estudado nas cartas topográficas, com o auxílio de um receptor de sinais de satélite de (GPS - *Global Position System*), anotando-se as coordenadas UTM de latitude e longitude e também a altitude.

- identificação e descrição dos modos de ocorrência da ametista nos garimpos estudados.

- coleta de amostras da ametista e minerais associados, do nível mineralizado e da rocha associada.

- obtenção de fotografias digitais dos depósitos.

Foram realizados também dois perfis geológicos ao longo de estradas que cortam as regiões onde estão situados os garimpos, procurando-se entender o empilhamento dos diferentes derrames de lavas ácidas nessa região. Os afloramentos encontrados junto aos cortes da estrada foram descritos e amostrados.

Tabela 2 – Localização dos pontos estudados

Ponto	Tipo de Afloramento	UTM (N)	(E)	Cota (m)
NB1	Garimpo	6779128	368902	280
NB2	Garimpo	6769278	370260	472
NB3	Garimpo	6771448	370167	495
NB4	Corte de estrada	6772036	374025	286
NB5	Corte de estrada	*	*	*
NB6	Garimpo	6774281	371636	290
NB7	Corte de estrada	*	*	*

* dados sigilosos

2.2 ANÁLISES DE LABORATÓRIO

Em laboratório, foram realizadas análises petrográficas macro e microscópicas das rochas encaixantes dos depósitos, incluindo o nível mineralizado e o não mineralizado, além das rochas coletadas nos perfis geológicos. Como todas as rochas apresentam uma quantidade significativa de vidro vulcânico e de micrólitos e cristálitos, para uma melhor caracterização das fases minerais presentes, realizou-se análises por Difractometria de Raios-X, pelo método do pó e análises químicas semi-quantitativas ao Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV). A petrografia foi complementada ainda por análise química de rocha total.

Na ametista e quartzo incolor/esverdeado associado, foi feita uma caracterização mineralógica e gemológica, determinando-se suas propriedades físicas como densidade e índice de refração, além de um estudo das suas inclusões sólidas e caracterização das inclusões fluídas. A identificação das inclusões sólidas foi feita utilizando-se lupa binocular, microscopia óptica e microscopia eletrônica de varredura (MEV). Para a caracterização das inclusões fluídas foi utilizado microscópio petrográfico e microscópio gemológico de imersão.

2.2.1 Microscopia óptica

As amostras de rochas foram serradas em locais previamente marcados com caneta hidrocor, visando o melhor aproveitamento possível da parte sã. Parte dessas amostras serradas foram encaminhadas para o Laboratório de Laminação do IGEO, para confecção de lâminas delgadas. A caracterização microscópica das amostras de rocha foi feita através de estudos nessas lâminas, analisadas em microscópio petrográfico da marca *MEIJI* modelo *ML9720*, usando-se aumentos variáveis de 2.5, 10 e 40 vezes, do Departamento de Mineralogia e Petrologia da UFRGS (Fig. 2 -A). Nessa etapa foram descritas as características ópticas dos

minerais para a sua caracterização e identificação, assim como a descrição das texturas e micro-estruturas presentes nas lâminas em estudo. Em conjunto com a caracterização petrográfica, foram tiradas fotos digitais das lâminas delgadas, utilizando-se um microscópio petrográfico de marca *Leica*, com o programa *Scion Image 1.62*, do Departamento de Mineralogia e Petrologia da UFRGS (Fig. 2 – B).

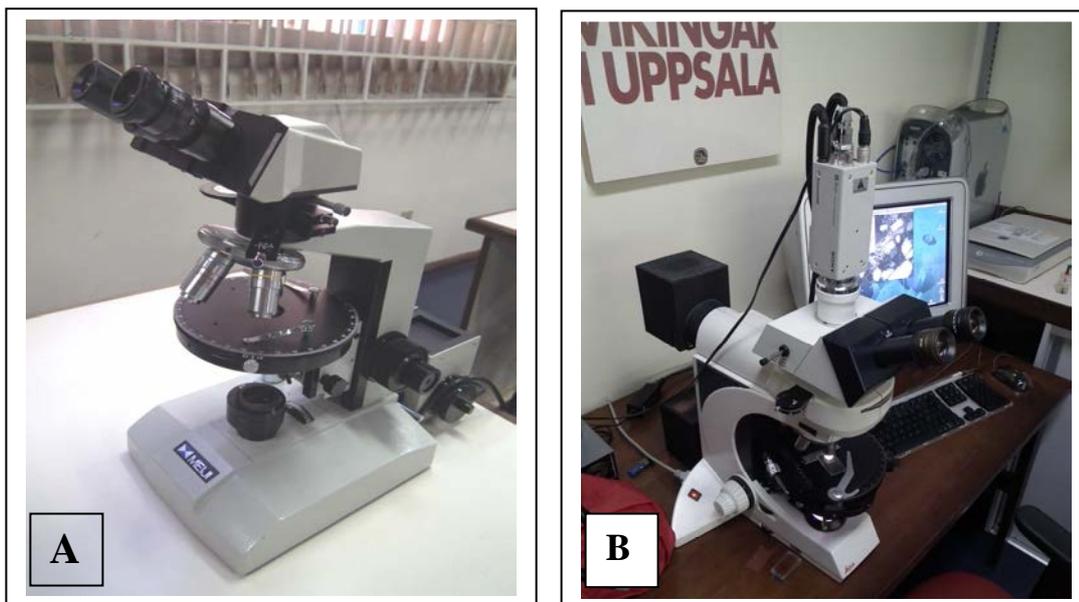


Figura 2 - Microscópio petrográfico da marca MEIJI modelo ML9720 (figura A) e Microscópio petrográfico de marca Leica (figura B), do Departamento de Mineralogia e Petrologia do Instituto de Geociências da UFRGS.

2.2.2 Difractometria de Raios-X

A difratometria de Raios X (DRX) é uma técnica muito utilizada para a identificação rotineira de minerais e o estudo de sua estrutura cristalina. A difração de Raios X pelos cristais é um processo em que esses raios são dispersos pelos elétrons dos átomos, sem haver mudança em seu comprimento de onda (dispersão de Bragg). Os Raios X são difratados pelos diversos planos atômicos do cristal, onde qualquer família de planos corresponde a uma face (hkl) pode ser considerada (Formoso, 1984). Se forem considerados dois ou mais planos de átomos, a condição para que haja difração em fase é determinada pela Lei de Bragg: $n\lambda = 2d\sin\theta$, onde n é um número inteiro, λ é o comprimento de onda do Raio X utilizado (aproximadamente monocromático), d é a distância interplanar e θ é o ângulo de Bragg, que corresponde ao ângulo entre o Raio X incidente e o plano atômico considerado.

O método utilizado consiste na incidência de um feixe de Raio X sobre uma pequena quantidade de amostra pulverizada; os raios difratados são mostrados em diagramas que registram os valores de 2θ e as intensidades relativas das reflexões. Diagramas com a resolução direta da equação de Bragg (em programas de computador) transformam o 2θ em valores de d , permitindo a identificação do mineral.

Na preparação do material a amostra é envolta em papel branco e depois quebrada com golpes de martelo até sua fragmentação, podendo este procedimento ser repetido mais de uma vez. Em seguida os fragmentos são colocados em uma placa de Petry e levados a uma lupa binocular de marca Olympus modelo SZ-ST para a seleção dos fragmentos. Nesta etapa, fragmentos com resíduos do papel, alterações, vesículas preenchidas, inclusões e minerais de alteração, são descartados com a finalidade de obter no final os fragmentos mais inalterados possíveis das amostras de rocha. Após a seleção destes fragmentos, eles são colocados em um almofariz de ágata e pulverizados manualmente com um pistilo também de ágata. Um ponto crítico neste processo é a limpeza (descontaminação) do almofariz e pistilo que é feita da seguinte maneira: pistilo e almofariz são lavados com água deionizada e posteriormente secados. Após secar, é colocado ácido nítrico concentrado a 50% e deixa-se um tempo agindo sobre o almofariz e o pistilo para dissolução de eventuais materiais contaminantes. Em seguida este ácido é despejado em local apropriado e o almofariz e pistilo são novamente lavados com água deionizada e secados. Este processo é repetido algumas vezes para garantir uma descontaminação completa.

As amostras de rocha foram analisadas em um difratômetro de marca SIEMENS modelo D5000 do Departamento de Geologia do IGEO/UFRGS (Fig. 3).



Figura 3 - Difratômetro de marca SIEMENS modelo D5000, do Departamento de Geologia do IGEO/UFRGS.

2.2.3 Microscopia eletrônica de varredura

Com esse microscópio podem ser feitas análises de fragmentos de minerais sem necessidade de polimento, permitindo obter-se informações sobre a textura e a topografia da amostra. Este método forma imagens a partir da incidência de um feixe de elétrons com comprimento de onda muito curto, gerando informações de alta resolução o que permite aumentos grandes, acima de cem mil vezes. As imagens são reproduzidas em tela de computador e podem ser fotografadas ou digitalizadas. O equipamento utilizado, possui um espectrômetro capaz de detectar os raios X produzidos pela amostra quando excitado com o feixe eletrônico permitindo uma análise química semi-quantitativa dos elementos presentes nessa amostra, auxiliando na identificação dos minerais.

As amostras do minério com inclusões passaram por um processo de quebra, utilizando-se martelos de diferentes tamanhos, para que as inclusões aflorassem. Foram feitos croquis e fotos digitais em lupa binocular para uma melhor localização das inclusões durante a sessão, e por fim as amostras foram metalizadas a carbono no próprio Centro de Microscopia Eletrônica da UFRGS.

As amostras de lâminas delgadas passaram por um processo de digitalização utilizando-se um scanner doméstico, para uma melhor visualização em meio digital ampliado, da textura e distribuição dos diferentes minerais. Além disso, foi marcado com caneta hidrocor os minerais selecionados para serem analisados, utilizando-se o mesmo microscópio em que foi feita a petrografia. As lâminas foram metalizadas a ouro no Centro de Microscopia Eletrônica (CME) da UFRGS.

Essa técnica foi efetuada em um equipamento de marca JEOL, modelo JSM 5800 no Centro de Microscopia Eletrônica da UFRGS (Fig. 4).



Figura 4 - Microscópio eletrônico de varredura marca JEOL, modelo JSM 5800, do Centro de Microscopia Eletrônica (CME) da UFRGS.

2.2.4 Química de rocha total

As análises químicas das rochas foram realizadas pelo laboratório *AcmeLabs*, no Canadá, no qual utilizaram o procedimento denominado por eles como 4A4B. Esse método utiliza as técnicas de ICP-MS (*Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometer*) para o procedimento 4B, quando são analisados os elementos traços das amostras; e a técnica ICP (*Inductively Coupled Plasma Emission Spectrometer*), para a etapa 4A, quando são analisados os elementos maiores e menores. Os resultados dos elementos maiores são fornecidos em porcentagem de óxido, enquanto que os elementos menores e traços são informados em partes por milhão (ppm).

O ICP-MS utiliza um tipo de espectrômetro de massa altamente sensível, sendo capaz de detectar concentrações abaixo de uma parte por trilhão. Esta técnica é baseada na utilização da indução de plasma acoplado como um método de produção de íons (ionização) com um espectrômetro de massa como um método de detecção e separação de íons. Com isso, esse espectrômetro de massa, é capaz de analisar os componentes das amostras ionizadas por meio da detecção e separação dos componentes através de suas razões de massa e carga (m/z).

A espectrometria por emissão de plasma (ICP) analisa uma dada solução por radiofrequência com aproximadamente 8000 °K (*radio frequency excited plasma*), produzindo um espectro. Cada elemento químico presente na solução produz um espectro característico, onde a intensidade das linhas espectrais é proporcional a quantidade de cada elemento presente. Esse método permite a determinação da grande maioria dos elementos químicos dos minerais formadores de rocha e de vários elementos menores e traços importantes, com uma precisão superior à da Fluorescência de Raios X.

As amostras de rochas foram serradas em locais previamente marcados com caneta hidrocor, visando o melhor aproveitamento possível da parte sã. Em uma outra etapa as amostras foram envoltas em papel branco, separadamente, e depois quebrada com golpes de martelo até sua fragmentação, procedimento esse repetido mais de uma vez. Em seguida os fragmentos foram colocados em uma placa de Petry e levados a uma lupa binocular de marca Olympus modelo SZ-ST para posterior seleção dos fragmentos, usando como critérios de desqualificação o grau de alteração, marcas da serra, resíduos do papel, minerais de alteração e cavidades ou fraturas preenchidas com minerais secundários.

Nos laboratórios do *AcmeLabs*, as amostras foram reduzidas a pó e após, foi separada uma quantia de 0,2 gramas (de cada amostra), que foram

misturadas com um fluxo de metaborato de lítio e tetraborato de lítio, e depois fundidas em um forno de indução. O material ainda fundido é digerido por ácido nítrico diluído. Esse procedimento de preparação da amostra é utilizado tanto para o método 4A, quanto para o 4B. Para a finalização do método 4A, a perda ao fogo foi determinada medindo-se a perda de peso após se calcinar a amostra a uma temperatura de 1000 °C. Para a finalização do método 4B foi separada 0,5 gramas de material e digerida em Água Régia (ácido nítrico + ácido clorídrico).

2.2.5 Caracterização mineralógica e gemológica

As amostras do minério – fragmentos de geodos com ametista e cristais individuais de ametista – foram descritas quanto à sua cor e características físicas e ópticas, utilizando equipamentos do Laboratório de Gemologia da UFRGS.

Densidade:

Densidade é a relação que existe entre a massa de uma substância e o volume que ela ocupa no espaço.

Amostras representativas do minério e do quartzo incolor associado, foram separadas e limpas para a retirada de impurezas. Numa etapa seguinte, essas amostras foram pesadas numa balança da marca Marte com capacidade para 200 g e precisão de 0,001g (Fig. 5). Posteriormente, esse equipamento foi transformado em uma balança hidrostática, com um dispositivo para fazer medições da massa das amostras imersas em água destilada. A densidade de cada amostra foi obtida com o uso da seguinte equação:

$$d = \frac{(\text{peso no ar})}{(\text{peso no ar}) - (\text{peso na água})} = \text{g/cm}^3$$



Figura 5 - Balança da marca Marte com capacidade para 200 g e precisão de 0,001g, pertencente ao Laboratório de Gemologia do IGEO/UFRGS.

Refratômetro gemológico de contato

Com o refratômetro é possível medir o valor numérico dos índices de refração, determinar se a gema é isotrópica ou anisotrópica, o seu caráter óptico (uniaxial ou biaxial) e também o sinal óptico (positivo ou negativo), além do valor numérico da birrefringência. Estas características, praticamente são únicas e diagnósticas para cada espécie mineral. Para a realização dessas análises foi utilizado um equipamento de marca TOPCON (Fig. 6), com filtro de luz amarela.

Para que cada amostra tenha o seu índice de refração medido, foi necessário a abertura de uma “janela”, o que significa criar uma superfície plana e polida. Para tanto é necessário fazer o lixamento e o polimento de uma parte da amostra com o auxílio de serra e politriz elétrica, até que se tenha uma superfície especular. Para o acabamento final, foi utilizada pasta de diamante com granulometria no intervalo de 0 a 0,5 micrômetros. Algumas faces das pontas de cristais de ametista apresentam um polimento natural, o que permitiu a leitura direta dos índices de refração, dispensando polimento.



Figura 6 - Refratômetro gemológico de contato marca TOPCON, do Laboratório de Gemologia do IGEO/UFRGS.

Microscópio gemológico de imersão

O microscópio gemológico é um equipamento especial com luz transmitida, onde a gema a ser analisada é imersa em um líquido com índice de refração semelhante ao do mineral, para impedir a reflexão da luz incidente e permitindo assim uma melhor visualização do interior da pedra. Com esse método é possível identificar imperfeições internas, zonação de crescimento e inclusões sólidas e fluidas. Para os exames de amostra de quartzo e ametista, utilizou-se como líquido de imersão o óleo de parafina, comercializado no Brasil com o nome de “Nujol”, já que seu índice de refração é muito próximo ao do quartzo. O

microscópio gemológico utilizado é binocular e da marca *Schneider*, com objetivas que permite uma ampliação de 3,5 a 50 vezes (Fig. 7).



Figura 7 – Microscópio gemológico de imersão marca *Schneider*, do Laboratório de Gemologia do IGEO/UFRGS.

2.2.6 Tratamento dos dados

Após as análises de laboratório iniciou-se a etapa de tratamento dos dados. Os dados de Difractometria de Raios X vieram em arquivos word, com difratogramas já identificando picos de minerais, e em arquivos com extensão .uxd com os dados numéricos das reflexões medidas. Os arquivos com esses dados foram padronizados no programa Excel e posteriormente utilizados no programa Origin 6.0, que gera difratogramas de melhor qualidade. Esses difratogramas foram salvos no formato Metafile, o que permitiu a sua utilização no programa CorelDraw 11, onde é possível manipular as figuras, como mudar legendas, cores etc..

As fotos de Microscopia óptica das lâminas delgadas foram salvas em formato .tiff Posteriormente esses arquivos foram abertos no programa Adobe Photoshop 7.0 e em conjunto com o programa Adobe Illustrator 10, foi utilizado o aplicativo Graphic Scales para colocar escalas nas imagens.

Os dados químicos da rocha total, foram recebidos em forma de tabelas no programa Excel. Esta tabela foi reestruturada no mesmo programa e depois utilizada no programa GCDKit, que cria gráficos químicos variados, a partir de dados do Excel.

CAPÍTULO 3 - GEOLOGIA REGIONAL

3.1 A BACIA DO PARANÁ

O espesso pacote de rochas sedimentares que constitui a Bacia do Paraná, data das eras Paleozóica e Mesozóica e está depositado sobre uma vasta região da Plataforma Sul-Americana (Fig. 8). Associado a essas rochas, ocorre o maior derrame de lavas basálticas do planeta - a Formação Serra Geral (Almeida, 1986; Milani, 1997).

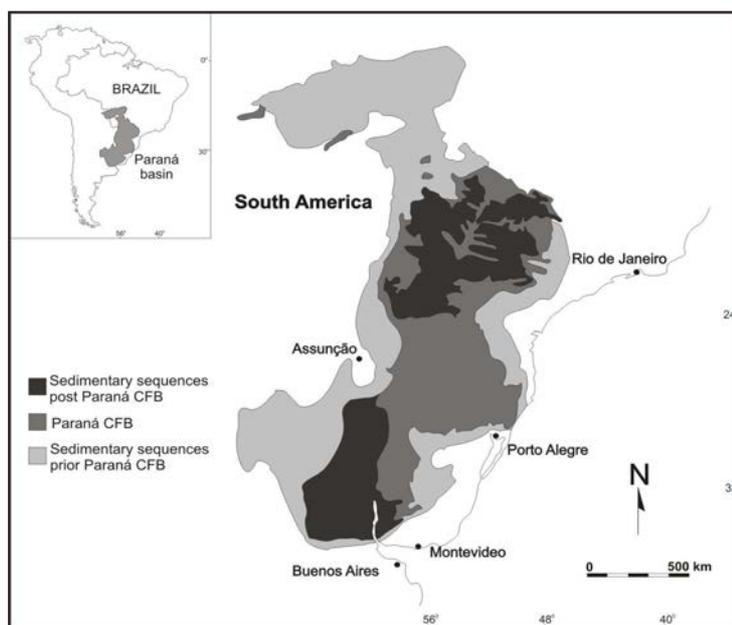


Figura 8 – Localização da Bacia do Paraná na América do Sul e seu compartimento geológico. *Paraná CFB – Continental Flood Basalts*. Extraída de Juchem *et. al.* (2008).

A Bacia do Paraná, localizada na região centro-leste da América do Sul esteve ligada à Bacia Etendeka no noroeste da Namíbia e ambas representavam uma mesma unidade geotectônica que foi separada com a ruptura do Gondwana

(Wildner, 2004). Juntas, as duas unidades abrangem uma área de aproximadamente 1.700.000 km², sendo que cerca de 1.100.000 km² estão em territórios brasileiro (nos estados de MT, MS, MG, GO, SP, PR, SC e RS) e o restante se espalha pela Argentina, Uruguai e Paraguai. A porção situada na Namíbia constitui cerca de 5% da unidade Paraná-Etendeka, sendo denominada como Bacia de Huab (Juchem, 1999; Wildner, 2004).

Fatores climáticos e tectônicos controlaram a evolução geológica da Bacia do Paraná. Na Era Paleozóica houve deposição de sedimentos controlada por variações do nível do mar, glaciação e movimentações tectônicas, originando três seqüências sedimentares de caráter transgressivo-regressivo. Já na era Mesozóica, houve a deposição de duas seqüências sedimentares continentais, uma de ambiente desértico e outra de natureza fluvial/eólica, intercaladas por um espesso pacote de rochas basálticas (Milani, 1997).

Conforme citado em Juchem (1999), o intenso vulcanismo fissural que cobre as unidades sedimentares, foi gerado pela separação da América do Sul e da África, com a abertura do Oceano Atlântico Sul, como consequência de processos tectônicos relacionados à ruptura do Gondwana. Um terço da porção brasileira da bacia é representado por um cinturão de rochas sedimentares e o restante é coberto por derrames de lava que podem atingir até 2.000 metros de espessura. Nas porções mais centrais da bacia, a espessura total das rochas pode atingir 8.000 metros.

Segundo Milani (1997), o pacote sedimentar-magmático da Bacia do Paraná é constituído por seis grandes superseqüências, cada uma representando um intervalo temporal de algumas dezenas de milhões de anos, limitadas por discordâncias regionais de origem tectônica. As seis superseqüências são:

1. Superseqüência Rio Ivaí (RI) -Ordoviciano/Siluriano, 450 - 428 Ma

Corresponde a um ciclo transgressivo, com seus sedimentos se depositando sobre a primeira discordância, de idade ordoviciano média (Soares, 1991 *apud* Milani, 1994). É constituída por um arenito conglomerático e arcoseano na base, e quartzítico fino no topo, seguido por brechas diamictíticas e terminando por pelitos fossilíferos marinhos (Assine *et al.*, 1993, *apud* Milani, 1994).

2. Superseqüência Paraná (P) - Devoniano, 410-365 Ma

Depositada após um episódio regressivo ordovício-siluriano, é representada por arenitos caoliníticos de granulação grossa depositados em ambiente fluvial. Em direção ao topo da seqüência, encontram-se pelitos, depositados em ambiente costeiro e ainda folhelhos, folhelhos sílticos, siltitos e arenitos com marcas de ondulações e bioturbações, indicando condições marinhas de deposição.

3. Superseqüência Gondwana I (GI) -Carbonífero-Eotriássico, 310-245 Ma

De características transgressivas, possui seqüências basais formadas por pacotes diamictíticos intercalados com pacotes areníticos de maior espessura, e, no topo, folhelhos com intercalações arenosas ao sul, e diamictitos nas porções central e norte - Grupo Itararé e Formação Aquiduaana (Milani *et al.*, 1994). Uma reativação tectônica da área-fonte origina a deposição de sedimentos deltáicos - Grupo Guatá. A ocorrência de siltitos e siltitos arenosos bioturbados caracterizam uma nova transgressão, que segundo Schneider *et al.* (1974), foram depositados em plataforma marinha rasa - Formação Palermo. Em seguida são depositados folhelhos betuminosos, arenitos, margas, carbonatos e anidritas na Formação Irati, que em seu topo é rica em fósseis de répteis mesossaurídeos, seguidos de uma progressiva continentalização, representada pelas formações Teresina e Rio do Rastro. (Gama Jr., 1979, citado em Milani *et al.*, 1994).

4. Superseqüência Gondwana II (GII) - Neotriássico, 237-218 Ma

A ocorrência de movimentações provocadas por reativações tectônicas durante o Triássico médio promovem uma sedimentação restrita à parte sul da bacia, representada pela Formação Santa Maria. Esta é constituída por arenitos finos a médios, localmente conglomeráticos, intercalados com pacotes de siltitos e folhelhos. Apresenta uma abundante e diversificada fauna de répteis em comparação com as demais rochas dessa bacia.

5. Superseqüência Gondwana III (GIII) -Jurássico-Eocretáceo,150-128 Ma

O Grupo São Bento, que representa esta superseqüência, é constituído em sua base pela formação Botucatu, seguida pela Formação Serra Geral. A primeira representa um episódio de desertificação da Bacia do Paraná, cobrindo cerca de 1.300.000 km² e é considerada como um dos maiores depósitos de sedimentos continentais do mundo; é formada por arenitos quatzosos médios a grossos com

estratificação cruzada de grande porte, típica de depósitos de dunas. A segunda unidade começa a aparecer em direção ao topo desses depósitos eólicos, através da intercalação de derrames de lavas basálticas, marcando os primeiros estágios de manifestação magmática (Milani *et al.*, 1997), seguida de uma sucessão de derrames de lava, bem como intrusões entre as seqüências de sedimentos, formando uma rede de diques e *sills*.

6. Superseqüência Bauru (B) - Neocretáceo, 115-65 Ma

Reflete o gradual soerguimento da região costeira no sudeste do Brasil, provocado por pulsos tectônicos recorrentes (Zalán *et al.*, 1990 *apud* Juchem, 1999). As rochas representativas dessa superseqüência se depositaram na depressão gerada pelo peso das lavas, nas porções mais centrais da bacia (Milani *et al.*, 1997).

3.2 A PROVÍNCIA MAGMÁTICA DO PARANÁ (PMP)

Conforme citado anteriormente, a ruptura e separação do Gondwana durante o Cretáceo Inferior foi acompanhada por um expressivo evento vulcânico, o qual recobriu com lavas o noroeste da Namíbia e a porção centro-sul da América do Sul, onde hoje se localiza a Bacia do Paraná. Esse vulcanismo, descrito pela primeira vez por White (1908) como Formação Serra Geral, é atualmente citado na literatura como Província Magmática do Paraná (PMP) ou como *Paraná Continental Flood Basalts - Paraná CFB* (Fig. 8). Este evento foi responsável pela geração de uma das maiores províncias vulcânicas de basalto de platô do planeta recobrando 1.200.000 Km² da Bacia do Paraná (Milani, 1997; Juchem 1999; Wildner *et al.*, 2003).

Os derrames assentam-se sobre os arenitos eólicos da Formação Botucatu da bacia do Paraná, sendo essencialmente sub-horizontais, com inclinações médias de cerca de 5°, em direção ao centro da bacia. Os derrames basais apresentam às vezes inclinações mais altas, causadas por variações da topografia das rochas sedimentares que constituem a bacia.

As rochas vulcânicas da Formação Serra Geral são representadas principalmente por basaltos toleíticos e andesito-basaltos toleíticos, com dois piroxênios (augita e pigeonita), que constituem aproximadamente 90% do volume total de material extrusivo. De modo subordinado ocorrem andesitos toleíticos (cerca de 7%) e rochas ácidas, representadas por riocacitos e riolitos (cerca de

3%). As rochas ácidas cobrem uma área de cerca de 150.000Km², estando principalmente localizadas em regiões próximas à margem continental e concentradas nas partes mais superficiais das sequencias de derrames, ou seja, correspondem às últimas fases da atividade vulcânica na bacia (Piccirillo & Melfi, 1988). Segundo Bellieni *et al.* (1986), essas rochas podem ser divididas em dois grupos: Rochas ácidas tipo Palmas (ATP), compostas predominantemente por riolitos e que ocorrem principalmente no Rio Grande do Sul, prolongando-se também por Santa Catarina e Paraná; Rochas ácidas tipo Chapecó (ATC), constituídas predominantemente por riodacitos, ocorrendo principalmente no norte da Bacia do Paraná e em menor proporção em Santa Catarina e no Rio Grande do Sul.

Diferenças petrográficas e texturais marcantes são observadas nas rochas ácidas, as quais permitem o seu reconhecimento. As vulcânicas ácidas do tipo Chapecó são fortemente a fracamente porfíricas, contendo macrofenocristais de plagioclásio que podem constituir até 30% do volume da rocha, além de fenocristais e microfenocristais de plagioclásio, augita, pigeonita e titanomagnetita. Por outro lado as rochas ácidas do tipo Palmas, são levemente porfíricas a afíricas, apresentando geralmente fenocristais e microfenocristais de plagioclásio, pigeonita, ortopiroxênio e titanomagnetita, ocorrendo por vezes obsidiana (Piccirillo & Melfi, 1988).

As rochas ácidas do tipo Chapecó ocorrem na parte centro-norte da província formando 12 platôs, com áreas que variam de 32 a 1.776Km², que correspondem a cerca de 0.5% de volume de material vulcânico na Bacia do Paraná. Por outro lado as vulcânicas ácidas do tipo Palmas, que ocorrem no centro-sul da província, formam 11 platôs com áreas que variam de 241 a 28.228Km², constituindo um volume total de 14.256Km³ (equivalente a cerca de 1.8% do volume total de rochas da província).

3.2.1 Compartimentação Litogeoquímica da PMP

O magmatismo da Província do Paraná é dominado (90%) por basaltos toleíticos e andesi-basaltos, porém quantidades significantes de riolitos e riodacitos são encontradas. A falta de termos intermediários com 60-64 wt% de SiO₂ cria uma divisão natural na classificação das rochas vulcânicas da Bacia do Paraná, que pode ser generalizada como riolitos (>64 wt% SiO₂) ou basaltos (<60 wt% SiO₂). Classificações iniciais (Bellieni *et al.* 1984a; Montovani *et al.* 1985a) dividiram os

basaltos em dois grupos: o grupo baixo titânio (BTi), $<2 \text{ wt\% TiO}_2$, restrito ao sul da província e o grupo alto titânio (ATi), $>2 \text{ wt\% TiO}_2$, dominante no norte.

Os basaltos e andesito-basaltos toleíticos, podem ser agrupados em dois grandes grupos, que se distinguem pelos teores de titânio. O grupo contendo $\text{TiO}_2 > 2\%$ (ATi) é caracterizado também por apresentar concentrações relativamente altas de P_2O_5 e de elementos traços incompatíveis, tais como Sr, Zr, Hf, Ba, Ta, Y e terras raras leves, em relação às rochas básicas com $\text{TiO}_2 \leq 2\%$ (BTi). As rochas ácidas, de características petrográficas distintas, possuem marcantes diferenças geoquímicas (Bellieni *et al.*, 1986; Piccirillo *et al.*, 1987; 1988). As vulcânicas do tipo Chapecó, que se encontram associadas em campo aos litotipos ATi, possuem conteúdos relativamente elevados de TiO_2 , Na_2O , K_2O , P_2O_5 e de elementos traços incompatíveis (Sr, Ba, Zr, Hf, Ta e terras raras), em relação às ácidas do tipo Palmas, que são associadas em campo às rochas básicas BTi.

Os dois grupos de rochas básicas, e de respectivas ácidas associadas, ocorrem preferencialmente em áreas geográficas distintas, possibilitando dividir a PMP em duas regiões com diferentes características:

(1) A subprovíncia sul, situada em latitudes maiores do que 26° S , é caracterizado pela predominância de rochas básicas do tipo BTi (70% em volume), intermediárias (cerca de 17%) e ácidas do tipo Palmas (aproximadamente 13%).

(2) A subprovíncia norte, localizada em latitudes menores do que 26° S , é caracterizada por um grande volume (cerca de 99%) de rochas básicas ATi, ausência de rochas vulcânicas intermediárias e pequena proporção de ácidas Chapecó.

Baseando-se nas concentrações de Ti e elementos traços incompatíveis (Sr, Y e Zr), os magmas basálticos foram dividido em 6 grupos. Os basaltos ATi foram divididos em 3 tipos, denominados:

- Urubici (ATi-S: $\text{TiO}_2 > 3\%$; $\text{Sr} > 550 \text{ ppm}$; $\text{Ti/Y} > 500$)
- Pitanga (ATi-N: $\text{TiO}_2 > 3\%$; $\text{Sr} > 350 \text{ ppm}$; $\text{Ti/Y} > 350$)
- Paranapanema (ITi-N: $2 < \text{TiO}_2 \leq 3\%$; $200 < \text{Sr} < 450 \text{ ppm}$; $\text{Ti/Y} > 330$)

Os basaltos BTi foram divididos também em 3 tipos, denominados:

- Gramado (BTi-S: $\text{TiO}_2 \leq 2\%$; $140 < \text{Sr} < 400 \text{ ppm}$; $\text{Ti/Y} < 300$)
- Esmeralda (BTi-S: $\text{TiO}_2 \leq 2\%$; $120 < \text{Sr} < 250 \text{ ppm}$; $\text{Ti/Y} < 330$)
- Ribeira (BTi-N: $\text{TiO}_2 \leq 2\%$; $200 < \text{Sr} < 375 \text{ ppm}$; $\text{Ti/Y} > 300$)

As rochas ácidas também foram divididas em subgrupos com características distintas (Bellieni *et al.*, 1986; Piccirillo *et al.*, 1987; Marques, 1988; Piccirillo &

Melfi, 1988; Peate *et al.*, 1992; Garland *et al.*, 1995; Nardy, 1996). Nas ácidas do tipo Palmas, caracterizadas por possuírem baixas concentrações de titânio ($\text{TiO}_2 < 1.2\%$), fósforo ($\text{P}_2\text{O}_5 < 0.35\%$) e elementos incompatíveis (Sr < 250; Ba < 850; Zr < 400; La < 60; Nb < 35), foram identificados 3 magmas-tipo denominados de:

- Santa Maria ($\text{SiO}_2 > 69\%$; $\text{TiO}_2 < 0.85\%$; $\text{P}_2\text{O}_5 < 0.25\%$)
- Caxias do Sul ($\text{SiO}_2 = 67 - 70\%$; $0.85 < \text{TiO}_2 < 1.05\%$)
- Anita Garibaldi ($\text{SiO}_2 < 69\%$; $\text{TiO}_2 > 1.05\%$)

As rochas do tipo Chapecó foram divididas em 2 subgrupos, denominados:

- Guarapuava ($\text{TiO}_2 > 1.4\%$; $\text{P}_2\text{O}_5 > 0.4\%$; Rb < 120 ppm; Rb/Zr < 0.2)
- Ourinhos ($\text{SiO}_2 > 65\%$; $\text{TiO}_2 < 1.4\%$; $\text{P}_2\text{O}_5 < 0.4\%$; Rb > 120 ppm; Rb/Zr >

0.2)

Uma nomenclatura baseada em critérios múltiplos de identificação faciológica, incluindo além de dados geoquímicos e geocronológicos, características estruturais e texturais que permitam cartografar as diferentes unidades foi proposta por Wildner (2004), sendo o magmatismo Serra Geral dividido em dez fácies. Da evolução dessa pesquisa, incluindo estudos de estruturas tridimensionais, surgiu a proposta de denominar essas rochas vulcânicas de Grupo Serra Geral, que foi dividido em doze Formações relacionadas ao magmatismo máfico – Esmeralda, Campos Novos, Alegrete e Gramado (baixo Ti/Y), Paranapanema, Campo Erê, Cordilheira Alta e Capanema (Ti/Y intermediário), Novas Laranjeiras, Pitanga, Urubici e Ribeira (alto Ti/Y) – e quatro Formações relacionadas ao magmatismo félsico – Várzea do Cedro e Palmas (baixo Ti), Ourinhos e Chapecó (alto Ti-Zr) – (Wildner *et al.*, 2007).

3.2.2 Gênese das rochas vulcânicas ácidas

A gênese das vulcânicas ácidas tem sido um tema muito debatido na literatura, especialmente no que se refere aos litotipos Palmas. A pouca abundância de termos intermediários, aliada à baixa qualidade do ajuste dos elementos maiores e traços, na modelização petrogenética, parecem indicar que um processo de evolução por cristalização fracionada com assimilação crustal, é pouco viável para explicar a origem destas vulcânicas ácidas (Bellieni *et al.*, 1986; Piccirillo *et al.*, 1987; Piccirillo *et al.*, 1988). As rochas Palmas podem ter sido originadas por fusão (10 a 20%) de rochas básicas do tipo BTi-S, formadas pela solidificação de magmas aprisionados na interface crosta-manto (processo *underplating*), por

ocasião de atividade ígnea. Por outro lado Garland *et al.* (1995) propõe que as rochas ácidas Palmas são produtos de processos de diferenciação, por cristalização fracionada em sistema aberto, no qual houve significativa contaminação crustal. Já com relação as vulcânicas ácidas Chapecó, parece haver um consenso de que elas foram originadas por fusão (20 a 30%) de rochas básicas ATi, cujos magmas ficaram retidos na base da crosta.

3.2.3 O Magmatismo Intrusivo

Um grande número de intrusões é encontrado em toda a Bacia do Paraná, ocorrendo em forma de diques e soleiras. Os diques possuem um alinhamento preferencial na direção NW – SE e distribuem-se desde a região da costa Atlântica até as bordas dos derrames da Província Magmática do Paraná, cortando tanto o embasamento cristalino da bacia, como também suas rochas sedimentares. A maior concentração dessas intrusões ocorre nas partes leste e nordeste da PMP, onde estão descritas seções com valores entre 2 e 200 metros que são as mais frequentes. Os *sills* ocorrem mais raramente na parte sul da província e em locais onde também são observadas as sequências mais espessas de rochas vulcânicas (Bellieni *et al.*, 1984; Zalán *et al.*, 1986; Melfi *et al.*, 1988). Estas rochas são principalmente de caráter básico, com características geoquímicas muito similares às das rochas vulcânicas associadas. Os *sills* de diabásio da subprovíncia sul apresentam baixos conteúdos de titânio ($\text{TiO}_2 \leq 2\%$), enquanto aqueles que ocorrem na subprovíncia norte são caracterizados por apresentarem concentrações de TiO_2 relativamente altas ($\text{TiO}_2 > 2\%$). Os enxames de diques principais são os do Arco de Ponta Grossa, de Florianópolis e os da Serra do Mar.

3.2.4 Propostas das causas do magmatismo

A origem dos derrames toleíticos da Província Magmática do Paraná (PMP), incluindo os equivalentes Etedenka, é comumente relacionado à pluma Tristão da Cunha (TC) (e.g. Richards *et al.*, 1989; White e McKenzie, 1989; Milner e Le Roex, 1996; Gibson *et al.*, 1995; Courtillot *et al.*, 1999), entretanto evidências geoquímicas levaram Peate (1997) e Marques *et al.* (1999) a descartar o papel da pluma Tristão da Cunha como a fonte mantélica geradora da fusão, mas sim como fonte de calor.

O conceito de plumas do manto desde sua proposição inicial por Wilson (1963), tornou-se tão popular que basicamente todas grandes províncias ígneas

assume-se estarem associadas com plumas do manto, porém a fragilidade deste modelo já foi evidenciada por Anderson (1996, 1998), Smith e Lewis (1999) e Sheth (1999), junto com outros. No caso da (PMP) dados geológicos, geoquímicos e petrológicos (e.g. Piccirillo e Melfi, 1988; Peate e Hawkesworth, 1996; Comin-Chiaramonti *et al.*, 1997; Peate, 1997) demonstraram que as assinaturas de fonte mantélica das vulcânicas de Tristão da Cunha não são apreciáveis. Isto indica que o sistema “*plume head-hot-spot*”, formalmente proposto por Wilson (1963), não pode ser facilmente aceito como um modelo geodinâmico, afim de explicar a gênese do magmatismo da Província do Paraná, ainda mais se a gênese dos derrames toleíticos é considerada compatível com modelos envolvendo “*edge-driven convection*”, processos do manto superior (e.g. Anderson, 1994a,b; King e Anderson, 1998; Sheth, 1999; King e Ritsema, 2000; Tackley, 2000), como documentado na *Central Atlantic Magmatic Province* (e.g. McHone, 2000; De Mine *et al.*, 2002).

Um modelo alternativo à hipótese da pluma, foi apresentado por Ernesto *et al.*, (2002), no qual a fonte de calor necessário à geração do magmatismo encontra-se nas extensas anomalias térmicas do manto profundo, cuja existência tem sido comprovada por tomografia sísmica e anomalias do geóide. Esse modelo originou-se a partir de reconstruções paleomagnéticas que demonstram que a pluma de Tristão da Cunha estava localizada muito ao sul da PMP (cerca de 1.000 Km), por ocasião da fase principal do magmatismo extrusivo. Neste caso, considerando que a pluma nem mesmo contribuiu com calor para a fusão do manto litosférico, é necessário investigar qual processo geodinâmico seria capaz de gerar cerca de 1 milhão de Km³ de rochas basálticas, por fusão de manto litosférico subcontinental, conforme dados geoquímicos e isótopos.

CAPÍTULO 4 – RESULTADOS

Conforme já mencionado anteriormente, na área de estudos atualmente não existem garimpos em atividade. Os locais estudados e amostrados são de garimpos que já apresentaram uma produtividade expressiva e alguns deles estão em fase de novas explorações para reavaliar sua potencialidade econômica. A amostragem das rochas foi bastante representativa, embora a do minério não represente o real potencial desses depósitos, pois a ametista de melhor qualidade já foi extraída. Mesmo assim, em alguns desses garimpos inoperantes, foi possível coletar amostras de ametista de boa qualidade gemológica.

4.1 GEOLOGIA DA ÁREA

A área estudada exibe uma geomorfologia condicionada por feições estruturais, observando-se nos mapas cartográficos e em imagens digitais de satélite (Google Earth), que a drenagem, de uma maneira geral, é controlada por zonas de fraturas mais amplas o que fica evidente nos cursos d'água maiores, que são em geral reticulados e condicionados por zonas de fraturas e/ou falhas. Esse condicionamento faz com que essa região tenha um relevo bastante acidentado, com vales situados em cotas de 140m, enquanto que as áreas mais altas chegam a altitudes de 650 m. Isso faz com que o acesso a certas locais seja bastante difícil, incluindo algumas das áreas de antigos garimpos que já foram minerados. As encostas dos morros são em geral íngremes, mas cobertas com vegetação espessa, de médio a grande porte, o que torna escasso bons afloramentos de rocha. Mesmo nos perfis de estudo feitos ao longo do corte de duas estradas, os afloramentos são poucos e, quando ocorrem, as rochas em geral exibem um avançado estado de intemperismo ou, com freqüência, são blocos de rochas rolados, constituindo parte de depósitos de tálus.

A figura 9 é um perfil litoestratigráfico esquemático, que representa o empilhamento de rochas vulcânicas identificado nos trabalhos de campo. Nessa etapa constatou-se que os geodos mineralizados a ametista, tanto nos garimpos como em regiões ainda não exploradas, ocorrem sempre em um nível de rocha preta, de aspecto vítreo a resinoso. Durante os trabalhos de campo e posterior descrição macroscópica em laboratório, essa rocha foi denominada informalmente de “vitrófiro”, para diferenciá-la das demais rochas associadas. Essa rocha vitrofírica mineralizada foi identificada em dois níveis topográficos distintos (cotas ± 280 m e ± 490 m), com espessura média variando de 2 a 4 metros, apresentando várias vesículas arredondadas a ovóides, com 0.2 mm em média, preenchidas por calcedônia e quartzo. Observa-se frequentemente em amostras de mão, que em torno dessas cavidades menores podem ocorrer auréolas de alteração para minerais argilosos. Cavidades maiores, centimétricas a decimétricas, com formatos arredondados, ovóides ou irregulares podem estar mineralizadas com ametista. Em um dos perfis de estudo de campo realizados na área de estudo, foi identificado um nível de rocha vitrofírica muito semelhante aos níveis mineralizados, na cota aproximada de 310m. No afloramento descrito, ao longo de um corte de estrada, não foi encontrado nenhum indício de mineralização de ametista e não se tem notícia de garimpos que foram explotados nessa cota na região. Entre esses níveis de rocha vítrea, ocorrem rochas com textura afanítica a afírica e de cor marrom-acastanhado claro e que durante os trabalhos de campo e de laboratório, foram denominadas informalmente de “riolitos”. É comum essa rocha exibir vesículas milimétricas a centimétricas preenchidas por quartzo e por vezes calcita e zeólitas.

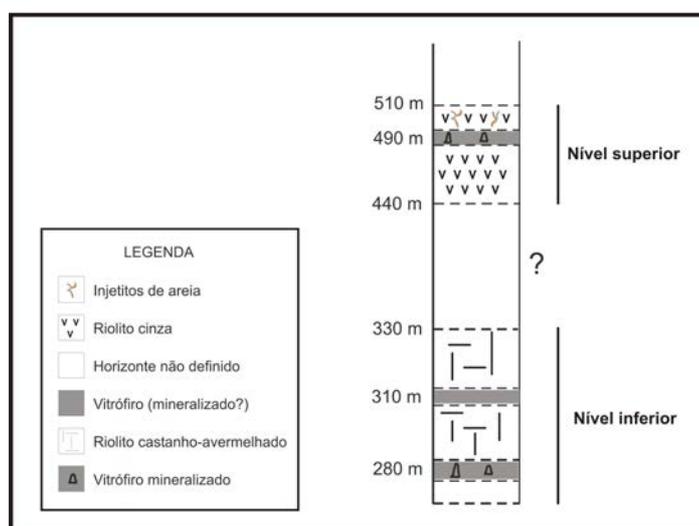


Figura 9 – Esboço litoestratigráfico da região de estudo, indicando os níveis de “vitrófiros” mineralizados e não mineralizados, bem como os “riolitos” associados.

Entre as cotas de 330m e 440 m (Fig. 9), a qualidade dos afloramentos, devido ao espesso manto de alteração, não permitiu identificar a litologia presente. O nível vitrofírico mineralizado mais superior (cota \pm 490 m) aparece intercalado por uma rocha também denominada no campo de “riolito” e que apresenta uma textura afanítica a afírica, porém a cor é cinza médio a cinza escuro. O “riolito” situado abaixo da camada vitrofírica exibe muitas vesículas milimétricas a centimétricas, preenchidas por quartzo e por vezes calcita, que se concentram mais na base dessa camada. Já a rocha que está acima desse nível de rocha vítrea mineralizada, é também de cor cinza médio a escuro, tem menos vesículas milimétricas a centimétricas preenchidas por quartzo e calcita e raramente opala. Em um garimpo inoperante, situado na cota desse nível vítreo, observou-se em blocos rolados do “riolito” superior, a presença de injetitos de arenito estratificado.

4.2 CARACTERIZAÇÃO DAS ROCHAS

Para a caracterização das rochas, foram utilizadas diferentes técnicas, visando a criação de um banco de dados relevantes para as interpretações da geologia dos depósitos de ametista. A petrografia microscópica do riolito e do vitrófiro, auxiliada por Difratomia de Raios-X e Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV) permitiu a identificação de micro-texturas e da sua composição mineralógica, ajudando na distinção entre esses litotipos.

4.2.1 Petrografia

Foram analisadas petrograficamente nove lâminas delgadas, nas quais cinco são da rocha macroscopicamente de aspecto vítreo, incluindo os dois níveis portadores de ametista, enquanto as outras quatro são das rochas associadas (riolito).

As rochas vítreas dos dois níveis mineralizados a ametista (Fig. 9), apresentam características mineralógicas e texturais bastante semelhantes. Essas rochas macroscopicamente vítreas, quando examinadas ao microscópio petrográfico apresentam uma textura hipocristalina, caracterizada pela presença de microfenocristais (5 a 10%) de plagioclásio e piroxênio subédricos a euédricos, em geral tabulares, majoritariamente menores que 1 mm, mas podendo atingir até 3 mm de comprimento (Fig. 10). Esses microfenocristais estão envolvidos por

micrólitos ripidiformes (20 a 25%) de piroxênio e plagioclásio, menores que 0,3 mm, além de minerais opacos subédricos (3 a 5%), majoritariamente menores que 0,1 mm; esses opacos, por vezes podem atingir as mesmas dimensões dos microfenocristais. Observa-se com freqüência nos microfenocristais, textura glomerporfírica (tanto dos plagioclásios como dos piroxênios e às vezes até de opacos) e cumuloporfírica (envolvendo principalmente plagioclásio e piroxênio e por vezes os demais microfenocristais).

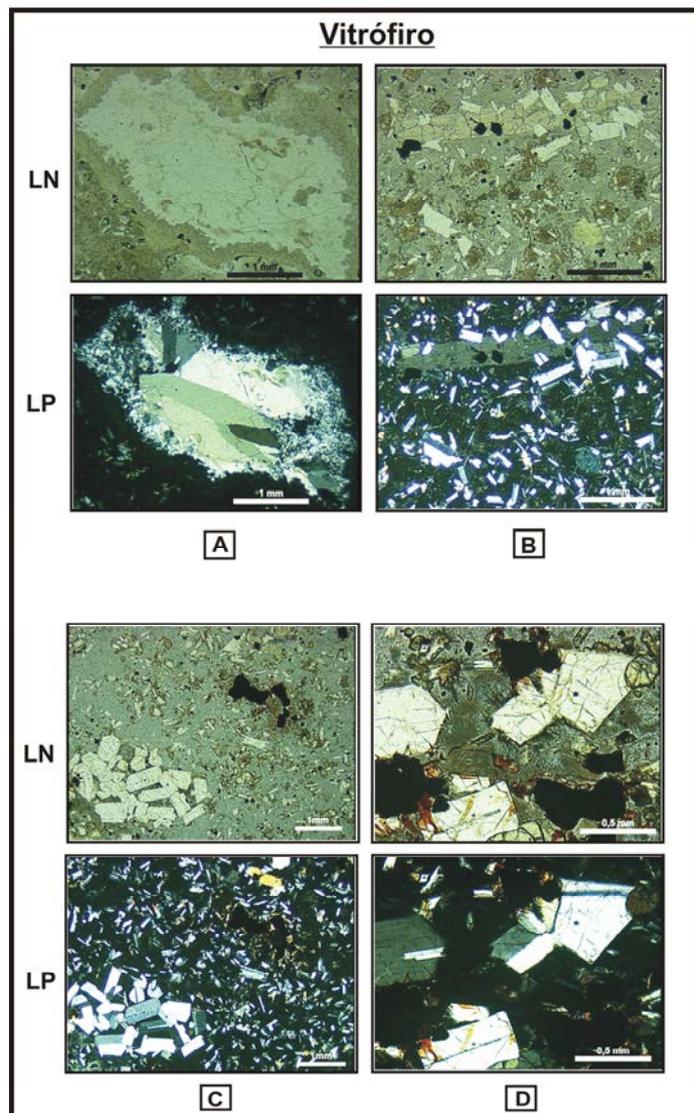


Figura 10 – Fotomicrografias da rocha vítrea mineralizada. A – vesícula milimétrica preenchida por calcedônia e quartzo. B – microfenocristal de piroxênio com inclusões de plagioclásio e opacos, envoltos por micrólitos de mesma composição e uma matriz vítrea e com núcleos de desvitrificação, melhor visíveis em LN. C - aspecto geral da rocha mostrando textura glomeroporfírica (plagioclásio), um microfenocristal de piroxênio, micrólitos de plagioclásio e a matriz vítrea. D – detalhe de uma textura cumuloporfírica (plagioclásio, piroxênio e opaco) e cristalitos em contato com os grãos de plagioclásio.

Todas essas fases minerais estão envolvidas por uma matriz vítrea (50% a 60%), onde são identificados cristálitos em geral aciculares, por vezes formando agregados radiados, além de vários nódulos de desvitrificação. Observa-se ainda a presença de amígdalas milimétricas a centimétricas, preenchidas por calcedônia e quartzo (2 a 3% da lâmina).

A rocha vítrea situada em uma cota intermediária entre os dois níveis mineralizados (Fig. 9), ao microscópio petrográfico exhibe de uma maneira geral características semelhantes às rochas vítreas portadoras de ametista. No entanto, chama a atenção que essa rocha de uma maneira geral tem uma granulação mais fina que as anteriormente descritas. Isto ocorre porque existe uma quantidade maior de micrólitos (30 a 40%) que exibem também dimensões menores (0,1 a 0,2 mm) do que aqueles identificados nos níveis portadores de ametista. Observa-se ainda um maior grau de alteração da rocha, evidenciado pela coloração castanho-avermelhado quando observada em luz natural.

As rochas intercaladas aos níveis vitrofíricos, exibem macroscopicamente uma textura afanítica a afírica, sem evidências macroscópicas da presença de vidro vulcânico. Observadas ao microscópio petrográfico, no entanto, são também rochas hipocristalinas, porém com um teor de matriz vítrea inferior (40 a 50%) quando comparadas às rochas macroscopicamente vítreas (Fig. 11). Essa massa vítrea, que contém nódulos de desvitrificação e cristálitos aciculares frequentemente em estruturas radiadas, envolve microfenocristais de plagioclásio e piroxênio subédricos a euédricos, tabulares (5 a 10%), com até 1 mm de comprimento e micrólitos ripidiformes compostos também de piroxênio e plagioclásio (20 a 30%) menores que 0.5 mm. Ocorrem também minerais opacos subédricos, majoritariamente menores que 0.1 mm (3 a 5% da lâmina). Observam-se amígdalas milimétricas a centimétricas (5 a 10% da lâmina) preenchidas por calcedônia e quartzo. Nos microfenocristais é comum a textura glomerporfírica (tanto dos plagioclásios como dos piroxênios e as vezes até nos opacos) e cumuloporfírica (envolvendo principalmente plagioclásio e piroxênio e por vezes os demais microfenocristais). Identifica-se ainda intensa cloritização do piroxênio, tanto nos microfenocristais como nos micrólitos dessa fase mineral, além de preenchimento de fraturas de plagioclásios por clorita, sendo essa também uma característica que diferencia essas rochas daquelas macroscopicamente vítreas.

A identificação óptica dos cristais de plagioclásio, nas rochas vítreas e nos riolitos associados, tanto dos microfenocristais como dos micrólitos, forneceram características compatíveis com andesina (An 30-50) e labradorita (An 50-70). Já

os piroxênios, nas rochas macroscopicamente vítreas e não vítreas, opticamente exibem características de augita (birrefringência alta e ângulos de extinção altos em torno de 45 graus).

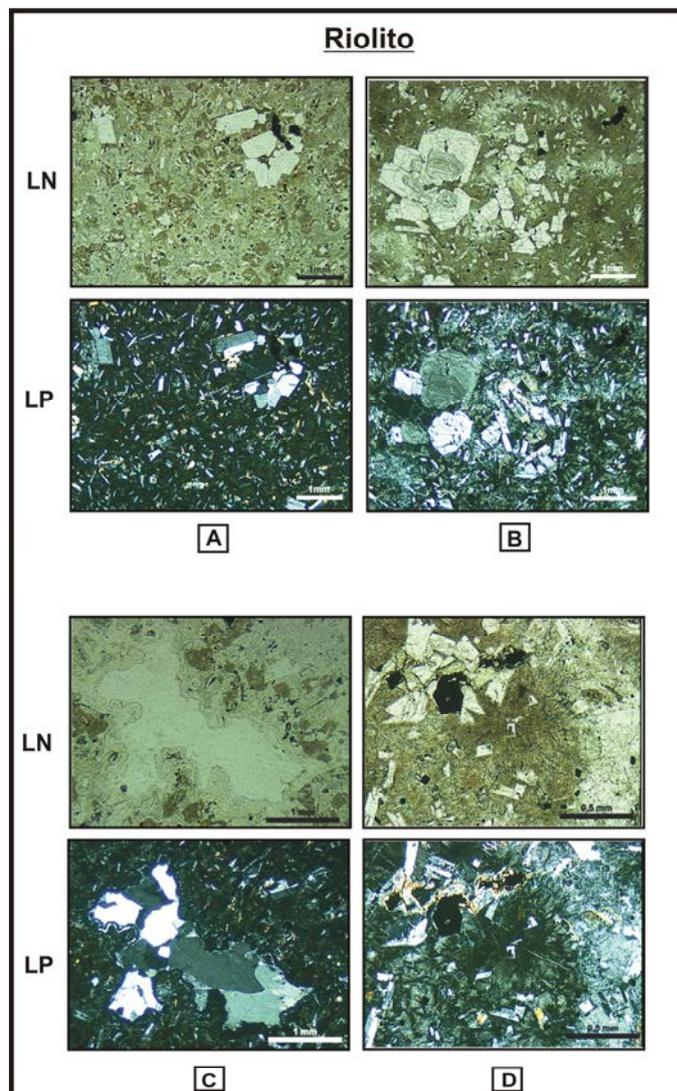


Figura 11 – Fotomicrografias do “riolito”. A – aspecto geral da rocha mostrando textura glomeroporfírica (plagioclásio) e matriz com diversos núcleos de desvitrificação. B – textura glomeroporfírica, dando destaque à zonação de um microfenocristal de plagioclásio. C - vesícula milimétrica preenchida por calcedônia e quartzo. D – detalhe de um núcleo de desvitrificação, com micrólitos aciculares em um agregado radiado.

4.2.2 Difractometria de Raio-X

Para a realização dessa técnica foram utilizadas oito amostras, sendo cinco amostras de vidro e três de riolito. Utilizou-se a Difractometria por Raios X como uma técnica complementar à petrografia, para auxiliar na identificação das fases minerais presentes nas rochas. Através da análise dos difratogramas, percebe-se

que picos proeminentes aparecem majoritariamente a partir do valor de $2\theta = 20$, correspondentes à reflexão dos minerais essenciais das rochas e que na região do difratograma com valores menores de $2\theta = 20$, aparecem curvas sem picos salientes, o que indica a presença de material vítreo (Anexo I). A mineralogia principal identificada é plagioclásio e piroxênio e em alguns casos óxidos de ferro. No entanto, essa técnica não permitiu diferenciar com certeza qual o plagioclásio e o piroxênio predominante. A figura 12 mostra um exemplo dos resultados obtidos, observando-se os picos característicos de plagioclásio e piroxênio e os valores de “d” calculados para cada um desses minerais.

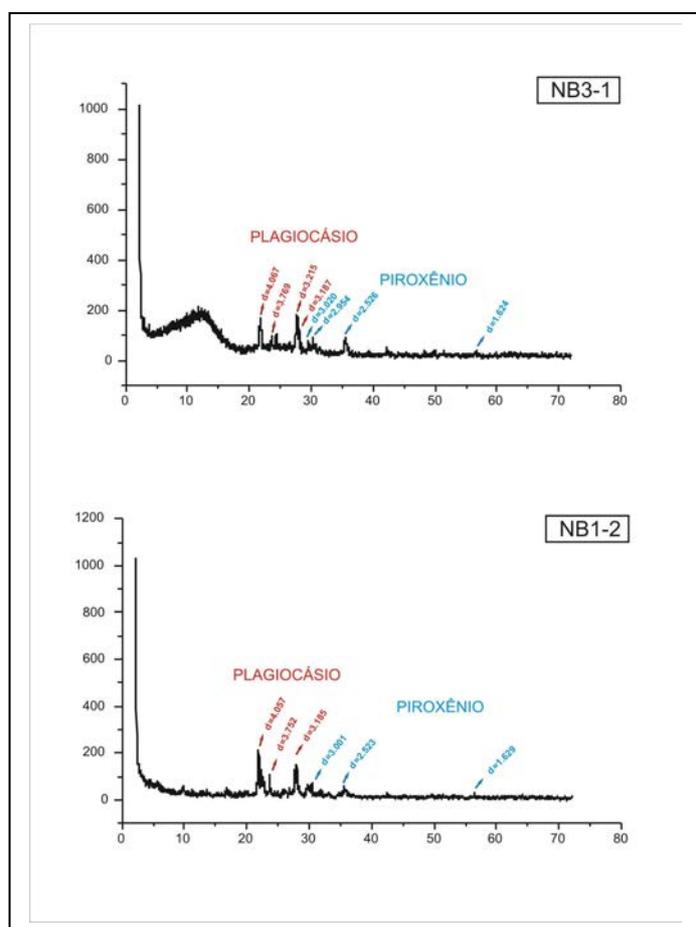


Figura 12 – Difratogramas de amostras do “vitrófiro” e do “riolito”. O primeiro difratograma é do vitrófiro mineralizado da cota superior ($\pm 490\text{m}$), enquanto o segundo pertence a um riolito. Observam-se os picos característicos de plagioclásio e piroxênio e os valores de “d” calculados para cada um desses minerais.

Observa-se que os valores de “d” para o plagioclásio são semelhantes, o que parece indicar uma mesma composição para ambas as rochas. No entanto, valores de “d”=4,0, são encontrados em fases mais sódicas (oligoclásio) e também em fases intermediárias (andesina), bem como em fases mais cálcicas (bitownita e

anortita). O mesmo acontece com os valores de “d”=3.7 e 3.18 (Anexo II), o que impede a determinação precisa da composição desse feldspato.

Já no piroxênio, o valor de “d”=3,0, pode ser atribuído à augita e pigeonita, porém o valor “d”=1,62 é típico de augita. Dessa forma, os resultados obtidos indicam uma predominância da estrutura da augita nessas rochas.

Um aspecto que chama a atenção, é que o padrão dos picos de reflexão dos minerais permitem separar os difratogramas em grupos (Fig. 13). Esse agrupamento é baseado nas similaridades dos difratogramas e não na semelhança da composição mineralógica que existe entre as rochas. A figura 13A mostra os difratogramas dos dois níveis de vitrófiros mineralizados, que apesar de estarem em cotas bem distintas, exibem uma semelhança bem marcante. A figura 13B corresponde a amostras de vitrófiros, no qual os dois difratogramas superiores são de rochas não mineralizadas, enquanto que o inferior é de uma rocha mineralizada já bastante alterada. A figura 13C mostra os difratogramas de “riolitos”, que exibem um grau de cristalinidade maior, devido à menor presença de matriz vítrea, já identificado nas análises petrográficas.

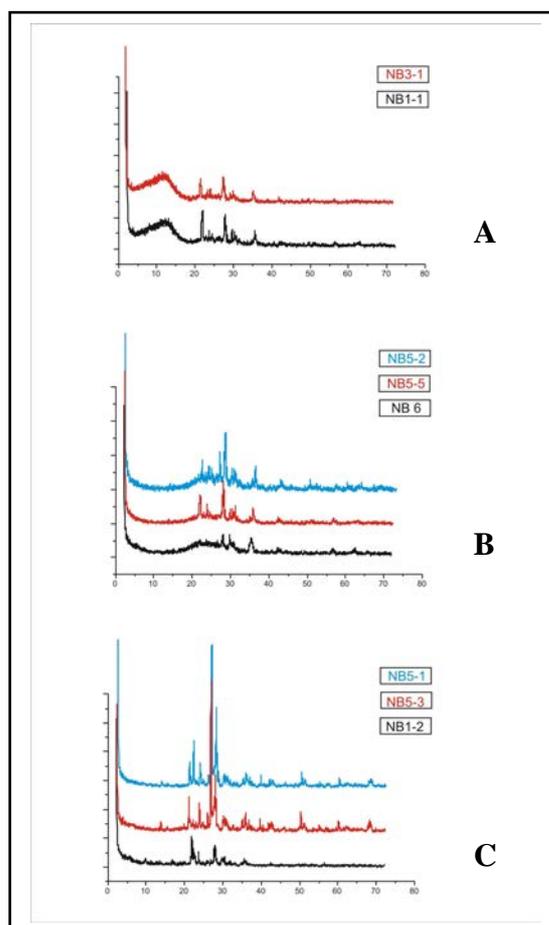


Figura 13 – Difratogramas de Raios-X das amostras de rocha agrupados pelo padrão dos picos de reflexão dos minerais.

4.2.3 Microscópio Eletrônico de Varredura

As análises ao Microscópio Eletrônico de Varredura foram feitas utilizando-se quatro lâminas delgadas, sendo três delas do vitrófiro e uma do riolito. Foram analisados os minerais essenciais da rocha, como o plagioclásio e o piroxênio, além de opacos, com o objetivo de se obter dados qualitativos e semi-quantitativos dos elementos químicos diagnósticos para a caracterização dessas fases minerais. Teve-se o cuidado de analisar tanto os microfenocristais como os micrólitos, a fim de se estabelecer uma relação composicional entre essas espécies minerais. Também foram feitas algumas análises na matriz vítrea, a fim de se obter dados sobre a sua composição química.

A figura 14 é um exemplo representativo das diversas análises efetuadas no plagioclásio, constatando-se que os microfenocristais e micrólitos, tanto do riolito quanto do vitrófiro, apresentam uma composição semelhante. Nessa figura, observa-se nos gráficos composicionais, que o plagioclásio é sempre enriquecido em cálcio, enquanto que os teores de sódio são sempre bastante inferiores. Esses resultados são compatíveis com aqueles obtidos por microscopia óptica, que indicaram a presença de andesina e labradorita.

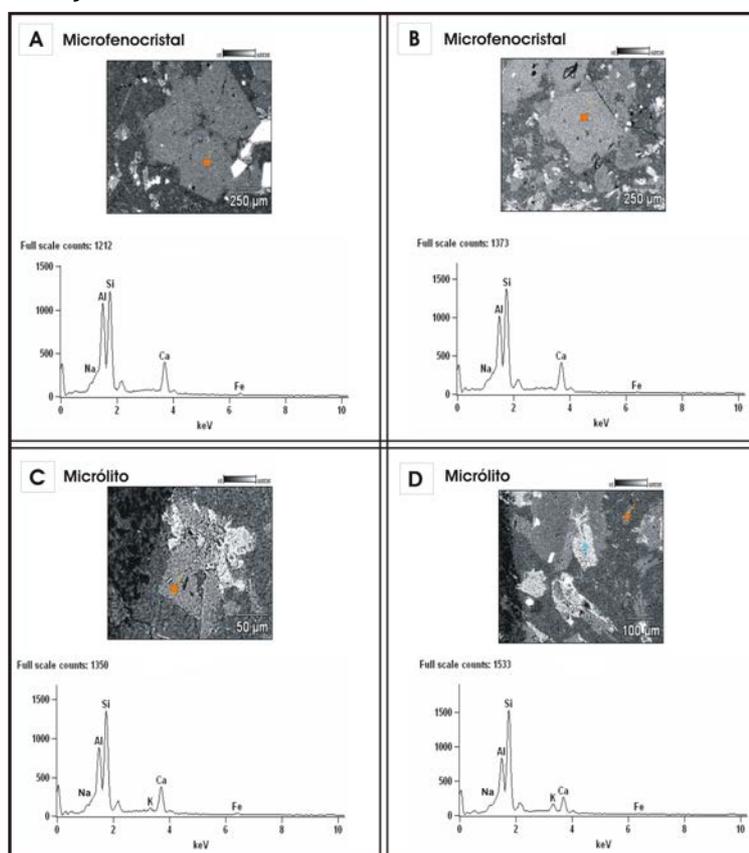


Figura 14 – Exemplos de imagens ao MEV de microfenocristais e micrólitos de plagioclásio e seus respectivos gráficos composicionais, indicando a predominância de Ca sobre Na.

A figura 15 mostra um exemplo dos resultados obtidos nas análises de piroxênio das rochas macroscopicamente vítreas. Observa-se que a maior parte dos microfenocristais têm uma quantidade de magnésio e de ferro maior do que a de cálcio (Fig. 15A e 15B), enquanto que os micrólitos apresentam proporções inversas (Ca > Mg e Fe). Isso indica que esses microfenocristais, mais enriquecidos em Mg e Fe, apresentam uma composição mais próxima de pigeonita, embora tenham sido identificados também alguns com teores de Ca maior que Mg e Fe (Fig. 15C). Já os micrólitos exibem dados químicos mais compatíveis com augita, pois são mais enriquecidos em Ca, o que está mais próximo dos dados obtidos com microscopia óptica.

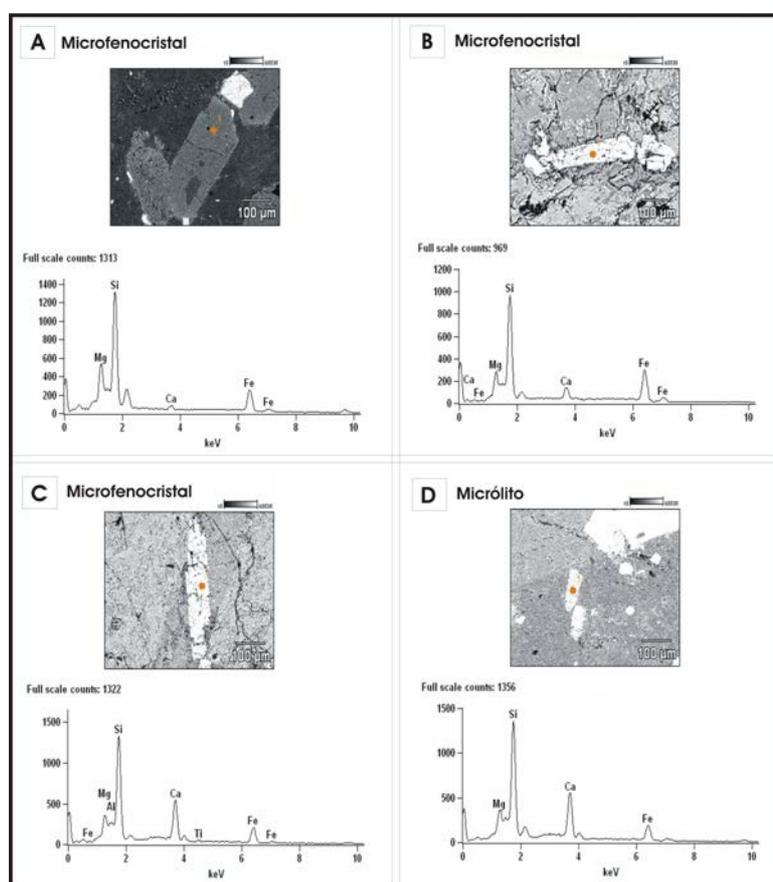


Figura 15 – Exemplos de imagens ao MEV de microfenocristais e micrólitos de piroxênio de vitrófiros e seus respectivos gráficos composicionais. Observa-se a predominância de Mg e Fe sobre Ca em microfenocristais (A e B) e o inverso, predominância de Ca sobre Mg e Fe (C e D) em um microfenocristal e em micrólitos.

A figura 16 é um exemplo representativo de análise efetuada em um mineral opaco, cujos resultados foram sempre semelhantes, tanto nas rochas vítreas como no “riolito”. Observa-se nos gráficos composicionais, um predomínio do Fe sobre o Ti, indicando que se trata de magnetita-titanífera. A mesma figura mostra ainda a análise química feita em um cristal de piroxênio e em um cristal de plagioclásio,

cujos resultados são semelhantes ao já discutidos acima, e mostra ainda o resultado de uma das análises feitas na matriz vítrea, que indica a predominância de Si e Al, com quantidades inferiores de K e Na.

As análises dos piroxênios do “riolito” não foram aqui consideradas, uma vez que os resultados não foram conclusivos, devido ao alto grau de alteração dos microfenocristais e dos micrólitos.

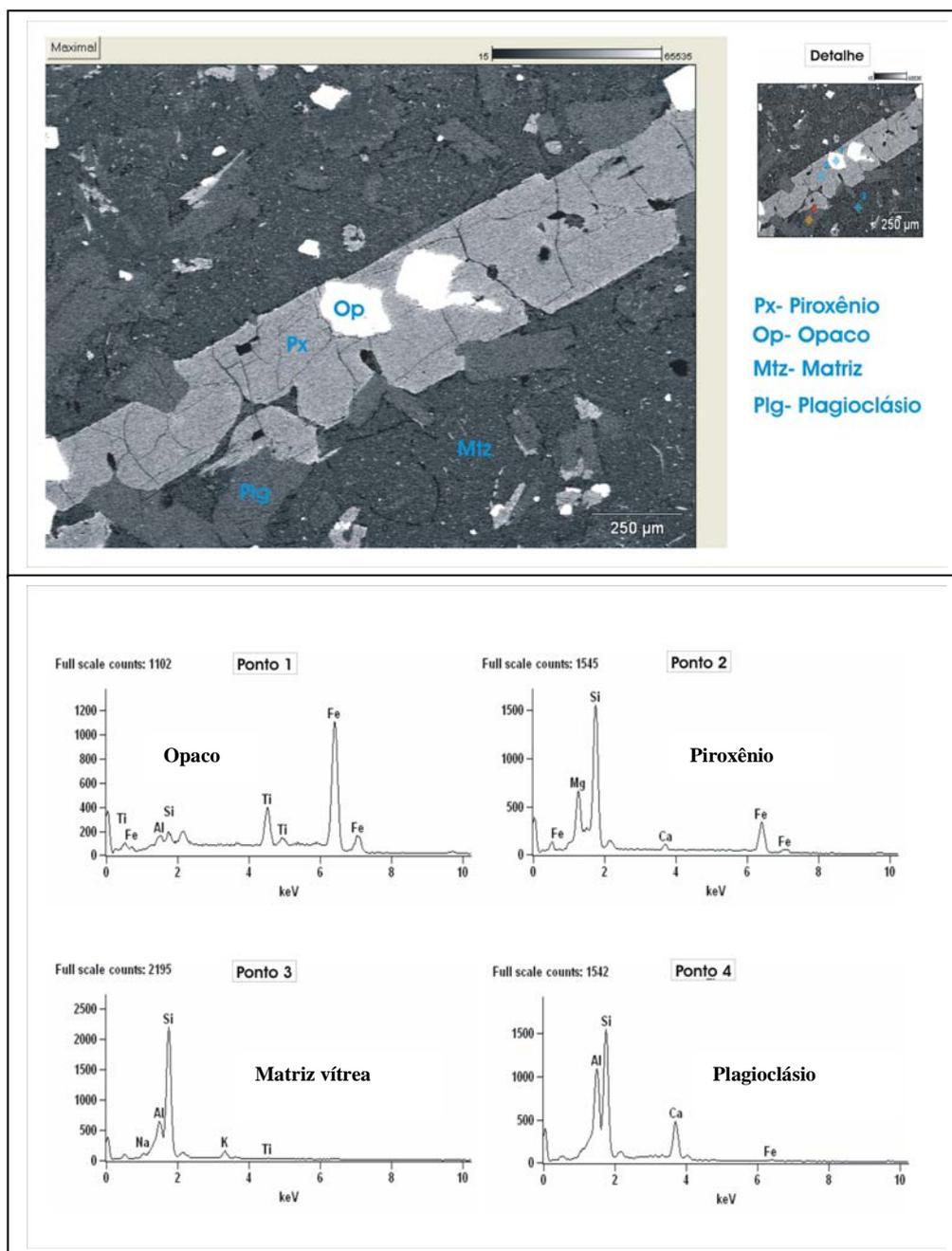


Figura 16 – Imagem obtida ao MEV de piroxênio, plagioclásio e opacos. A foto menor é um detalhe, mostrando os pontos nos quais foram feitas as análise químicas, cujos resultados são mostrados nos gráficos composicionais.

4.2.4 Química total

As análises químicas de rocha total foram realizadas no AcmeLabs, cujos padrões utilizados estão discriminados no Anexo III. Essas análises foram efetuadas em oito amostras de rocha, das quais cinco são do “vitrófiro” e três do “riolito”, cujos resultados podem ser vistos no Anexo IV. Garland *et al.* (1995), utilizando o diagrama de variação química de álcalis versus sílica de Le Bas *et al.* (1986), classificaram os riolitos da Província Magmática do Paraná como dacitos-riolitos (baixo-Ti do grupo Palmas) e traquidacitos (alto-Ti do grupo Chapecó). Segundo a classificação de Bellieni *et al.*, 1986, Piccirillo *et al.*, 1987, as rochas estudadas neste projeto são todas do tipo baixo Ti ($\text{TiO}_2 = 0,86$ a $0,95$ %). Os dados químicos plotados no diagrama de Le Bas *et al.* (1986) classificam essas rochas como riolitos, com apenas uma amostra plotada no campo dos dacitos, que corresponde à rocha que está associada ao nível mineralizado inferior (Fig. 17). Esses resultados concordam com aqueles apresentados por Garland *et al.* (1995) e Nardy *et al.* (2008), indicando que as rochas estudadas correspondem ao tipo Palmas.

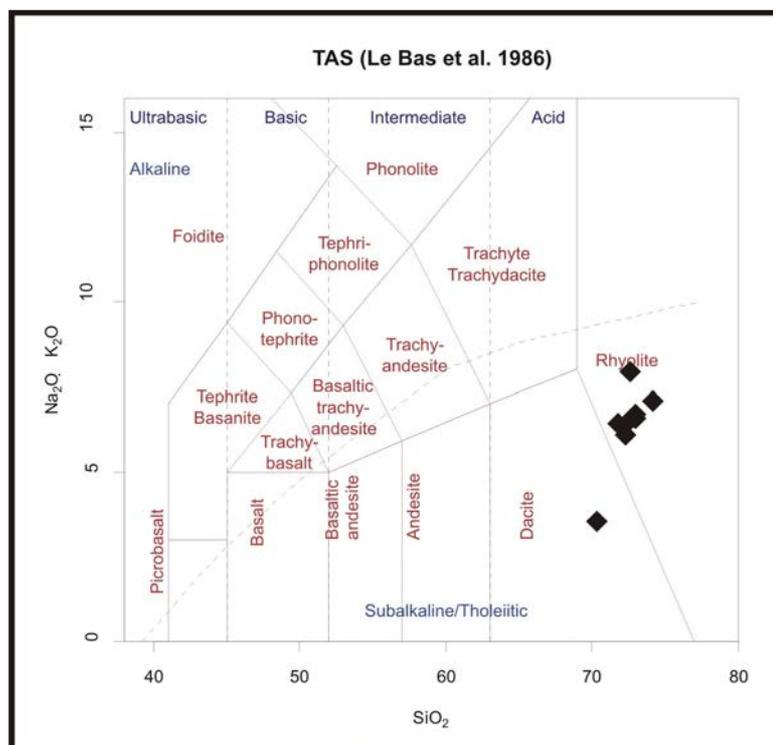


Figura 17 – Diagrama de Le Bas *et al.* (1986) classificando as rochas estudadas como riolitos, com apenas uma amostra plotada no campo dos dacitos.

O diagrama de De La Roche *et al.* (1980), utiliza para classificar as rochas vulcânicas, além de SiO_2 , Na_2O e K_2O , também o Al e Ti e elementos encontrados em minerais máficos, como Fe e Mg. Os dados químicos das rochas aqui estudadas, plotados nesse diagrama de variação química, também denominado de R1-R2, classificam todas as rochas, independentes de serem macroscopicamente vítreas ou não, como riodacitos (Fig. 18). Esse mesmo diagrama, utilizado nos estudos de Garland *et al.* (1995) e Nardy *et al.* (2008), classifica as rochas do tipo Palmas como riodacitos, mas também como riolitos.

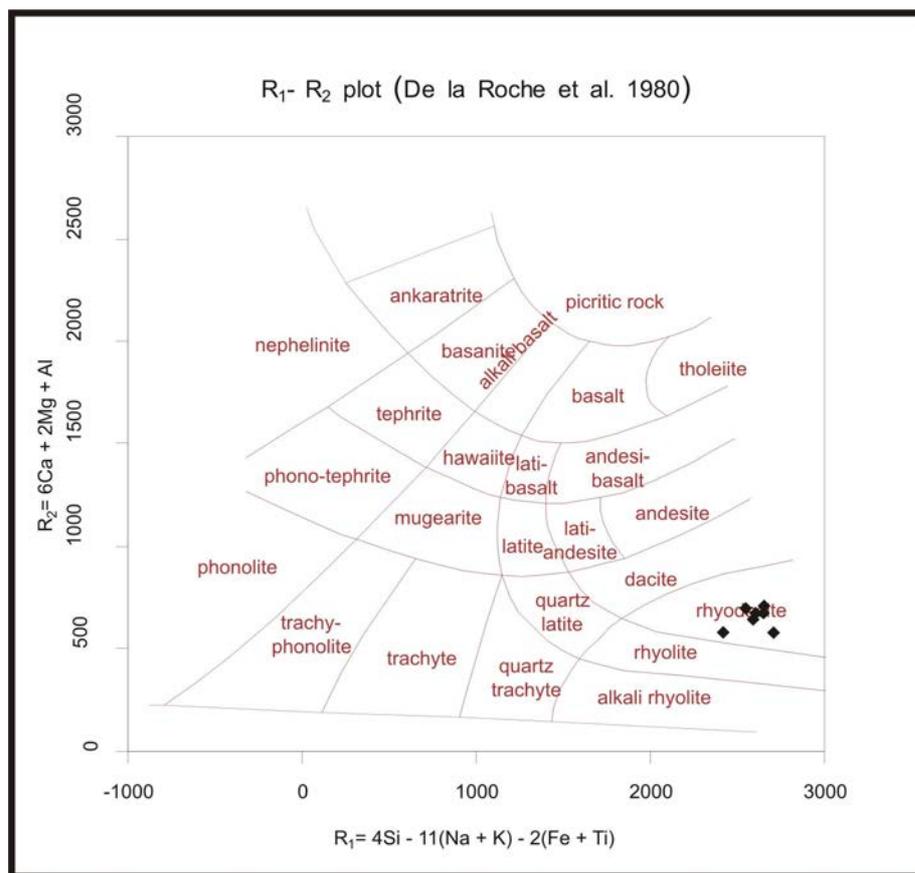


Figura 18 – Diagrama de De La Roche *et al.* (1980) classificando todas as rochas estudadas como riodacitos, independente de suas características macroscópicas.

Diversos autores como Bellieni *et al.* (1986), Peate *et al.*, 1992 e Garland *et al.*, 1995, dentre outros, mostraram que as rochas ácidas do tipo Palmas não são homogêneas e as dividiram em subgrupos. Segundo Nardy *et al.* (2008), as rochas do tipo Palmas podem ser divididas em dois grandes grupos: um grupo baixo Ti ($\text{TiO}_2 \leq 0,87\%$) e outro grupo alto Ti ($\text{TiO}_2 \geq 0,90\%$), que por sua vez foram subdivididos em função do teor de TiO_2 e P_2O_5 , como mostrado na tabela 3.

Tabela 3 – Divisão do litotipo Palmas em baixo-Ti e alto-Ti. Nomenclatura dos subgrupos segundo as porcentagens de TiO_2 e de P_2O_5 , segundo Nardy *et al.*(2008).

Subgrupos	Baixo Ti ($\text{TiO}_2 \leq 0,87\%$)	
	TiO_2	P_2O_5
Santa Maria	$\text{TiO}_2 \leq 0,87\%$	$\text{P}_2\text{O}_5 \leq 0,21\%$
Clevelândia	$\text{TiO}_2 \leq 0,87\%$	$0,21\% < \text{P}_2\text{O}_5 \leq 0,23\%$
Alto Ti ($\text{TiO}_2 \geq 0,90\%$)		
	TiO_2	P_2O_5
Caxias do Sul	$0,91\% < \text{TiO}_2 < 1,03\%$	$0,25\% < \text{P}_2\text{O}_5 < 0,28\%$
Anita Garibaldi	$1,06\% < \text{TiO}_2 < 1,25\%$	$0,32\% < \text{P}_2\text{O}_5 < 0,36\%$
Jacuí	$1,05\% < \text{TiO}_2 < 1,16\%$	$0,28\% < \text{P}_2\text{O}_5 < 0,31\%$

A figura 19 é um gráfico dos percentuais de TiO_2 versus P_2O_5 das rochas estudadas. Comparando-se esses resultados com a tabela 3, observa-se que três amostras correspondem ao subgrupo Caxias do Sul e as demais não se enquadram em qualquer um dos outros subgrupos. No mapa litogeoquímico das rochas ácidas da Formação Serra Geral, apresentado por Lucheti *et al.* (2005), a região que inclui a área estudada neste trabalho, aparece mapeada como subgrupo Santa Maria. No entanto, nenhuma das amostras de rocha aqui estudadas, apresentam características compatíveis com as vulcânicas desse subgrupo, como descritas na Tabela 3. Essa incompatibilidade de dados pode estar ocorrendo, porque no mapa acima citado, os contatos entre os subgrupos Santa Maria e Caxias do Sul estariam próximos da área aqui estudada, o que pode ter gerado rochas com características distintas das demais. Deve-se levar em conta ainda, que o mapa litogeoquímico apresentado por Lucheti *et al.* (2005) está em uma escala regional ($\pm 1:1.750.000$), assim como a amostragem de rochas apresentadas em vários dos trabalhos já aqui citados. Isto significa que os contatos mostrados entre os diferentes litotipos são aproximados e que a litogeoquímica nem sempre corresponde aos resultados encontrados em trabalhos de maior detalhe.

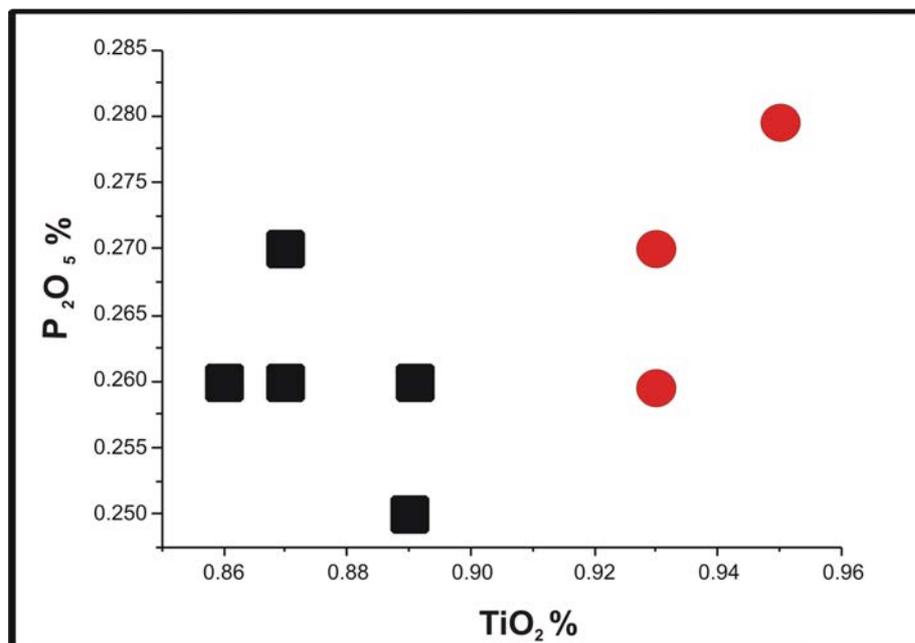


Figura 19 – Gráfico dos percentuais de TiO₂ versus P₂O₅ das rochas estudadas, mostrando que as três amostras (círculos vermelhos) correspondem ao subgrupo Caxias do Sul e as demais (quadrados pretos), não se enquadram em qualquer um dos outros subgrupos.

4.3 CARACTERÍSTICAS DO MINÉRIO

Os geodos mineralizados a ametista ocorrem sempre em dois níveis distintos da rocha vitrofírica, que segundo dados de campo estão situados nas cotas aproximadas de 280 metros e 490 metros (Fig. 20). A exploração é feita em galerias horizontais subterrâneas e também a céu aberto. As cavidades identificadas nessa rocha podem ser em forma de gota orientadas segundo o fluxo da lava, além de formatos ovóides, esféricos e irregulares, com dimensões que podem variar desde alguns milímetros até aproximadamente 1,0 m. A ametista só foi identificada nas cavidades maiores, como pode ser visto na figura 20. Nota-se frequentemente uma auréola de reação em torno das cavidades, provavelmente resultado de alteração da rocha encaixante para argilominerais.

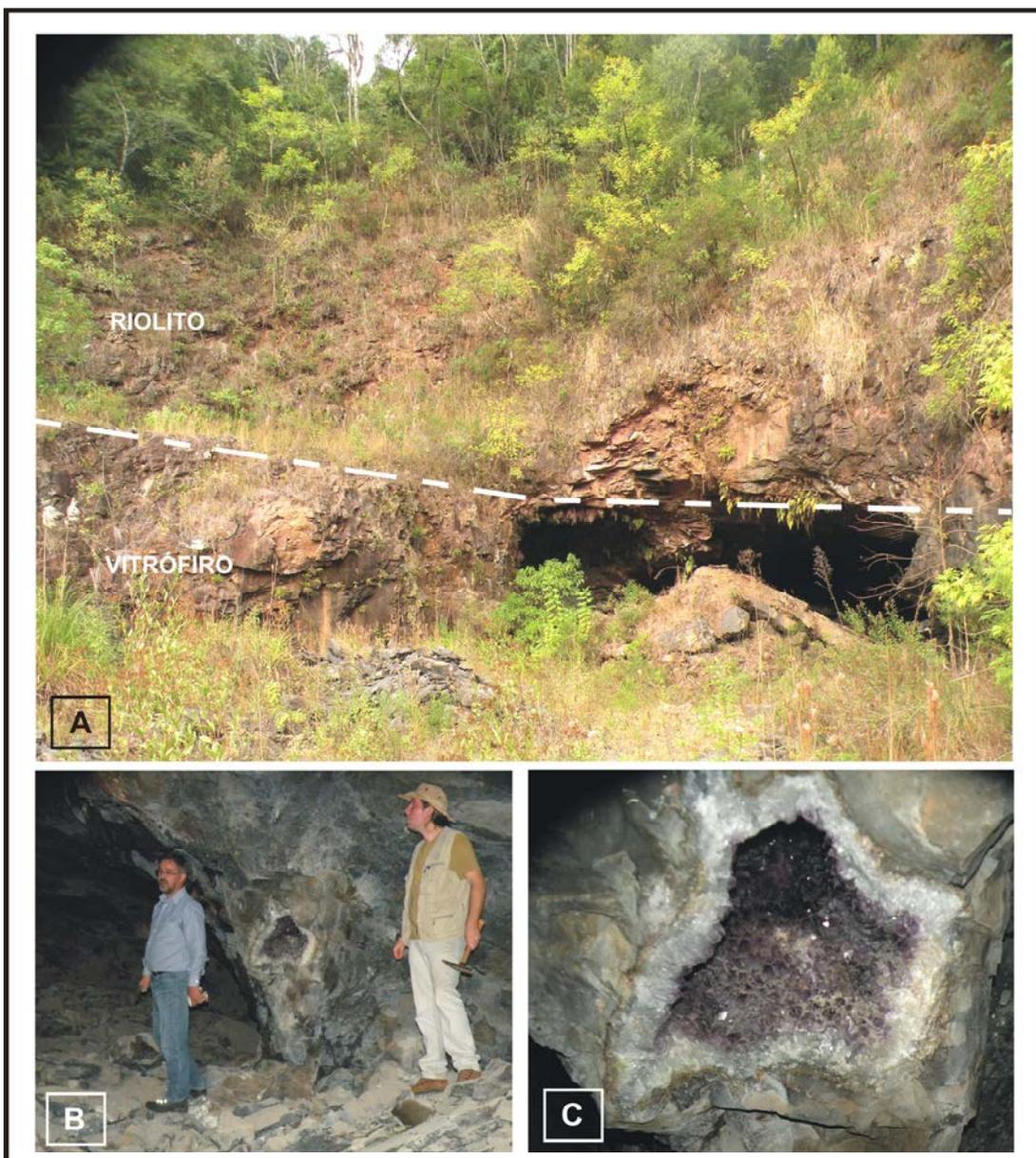


Figura 20 – Características dos garimpos de ametista. A – Vista geral de um garimpo desativado, com o contato do nível portador de ametista (vitrofiro), com a camada superior (riolito). B – Vista interna da galeria de exploração, com um geodo mineralizado na parede. C – Detalhe do geodo de ametista mostrado em B.

Os geodos exibem uma seqüência de cristalização semelhante à descrita em outros depósitos do RS: a parte mais externa é constituída por uma camada milimétrica a centimétrica de calcedônia, por vezes bandada (ágata), seguida de uma camada em geral centimétrica de quartzo incolor a leitoso, que grada progressivamente para ametista. As formas cristalinas identificadas na ametista são

um prisma hexagonal e dois romboedros combinados que constituem a ponta dos cristais, com um aspecto de pirâmide. Os cristais de ametista são euédricos a subédricos e crescem perpendicularmente às paredes dos geodos em agregados irregulares tendendo a radiais. Desse modo, no interior dos geodos são observadas principalmente as pontas dos cristais, constituídas pelos dois romboedros, enquanto que o prisma não é observado ou, quando aparece, está intercrescido com outros cristais e em geral pouco desenvolvidos. Esta característica confere à ametista dessa região um hábito piramidal e mais raro prismático curto. Não foi observada calcita nos geodos mineralizados a ametista, comum em outros depósitos do RS, como no Distrito Mineiro de Ametista do Sul. A tabela 4 mostra as medidas de densidade e de índice de refração feitas em vários cristais de ametista e quartzo incolor/esverdeado associado. A densidade varia de 2,63 a 2,68 e os índices de refração acusaram valores médios de $N_o=1,540-1,542$; $N_e=1,542-1,552$, resultando em uma birrefringência entre 0,002 e 0,010 e confirmando o caráter óptico Uniaxial positivo (U+).

A cor da ametista varia de violeta claro à violeta escuro, concentrando-se mais na parte apical dos cristais, que podem ser transparentes a translúcidos. Observou-se zonação de crescimento, marcada por variações na tonalidade da cor orientadas segundo as faces dos romboedros, indicando por vezes várias fases de crescimento dos cristais (Fig. 21A e 22D).

A ametista exibe inclusões cristalinas escuras que aparecem como minúsculos cristais aciculares a fibrosos, em agregados radiados e por vezes esferulíticos, quando adquirem forma de esferas (Fig. 22B). Essas inclusões, frequentemente visualizadas sem equipamento óptico, quando examinadas com lupa binocular ou microscópio óptico, exibem em geral uma cor castanha avermelhada a castanha dourada. É comum essas inclusões ocorrerem depositadas sobre antigas faces cristalinas, marcando fases de crescimento da ametista (Fig. 22A e D), em geral acompanhado por zonação de cor. O hábito, as cores, os agregados e modos de ocorrência identificadas nessa inclusão são semelhantes às inclusões de goethita - $Fe^{3+}O(OH)$ - descritas por Juchem (1999) e Fischer (2004) para a ametista do Distrito Mineiro de Ametista do Sul.

Tabela 4 – Medidas de índices de refração e de densidade da ametista e quartzo incolor associado, obtidos em amostras extraídas de geodos da região estudada.

Amostra	Minério	Índices de refração	Densidade
NB1-A1	Ametista	No=1.540 Ne=1.550 $\Delta=0.010$	2.6518
NB1-A2	Ametista	No=1.540 Ne=1.550 $\Delta=0.010$	2.6540
	Quartzo	No=1.540 Ne=1.550 $\Delta=0.010$	2.6258
NB1-A3	Ametista	No=1.542 Ne=1.551 $\Delta=0.009$	2.6538
	Quartzo	No=1.541 Ne=1.551 $\Delta=0.010$	2.6493
NB1-A4	Ametista	No=1.540 Ne=1.550 $\Delta=0.010$	2.6504
NB1-A5	Ametista	No=1.540 Ne=1.550 $\Delta=0.010$	2.6508
	Quartzo	No=1.541 Ne=1.551 $\Delta=0.010$	2.6542
NB1-B1	Ametista	No=1.540 Ne=1.550 $\Delta=0.010$	2.6645
	Quartzo		2.6842
NB1-C1	Quartzo		
NB1-C2	Qtz/ametista	No=1.542 Ne=1.552 $\Delta=0.010$	2.6578
	Quartzo		2.6645
NB1-D1	Quartzo	No=1.540 Ne=1.545 $\Delta=0.005$	
NB1-E1	Quartzo levemente esverdeado	No=1.540 Ne=1.550 $\Delta=0.010$	2.6536
NB3-A1	Ametista	No=1.540 Ne=1.542 $\Delta=0.002$	2.6370
	Ametista (bico)		2.6541
	Quartzo (base)	No=1.542 Ne=1.551 $\Delta=0.009$	2.6518
NB6-A1	Qtz/ametista		
NB6-B1	Ametista		2.6474
	Quartzo	No=1.542 Ne=1.552 $\Delta=0.010$	2.6493
NB6-C1	Ametista		2.6389
	Quartzo		2.6317
	Qtz/ametista		
NB6-E1	Quartzo levemente esverdeado	No=1.542 Ne=1.551 $\Delta=0.009$	2.6469

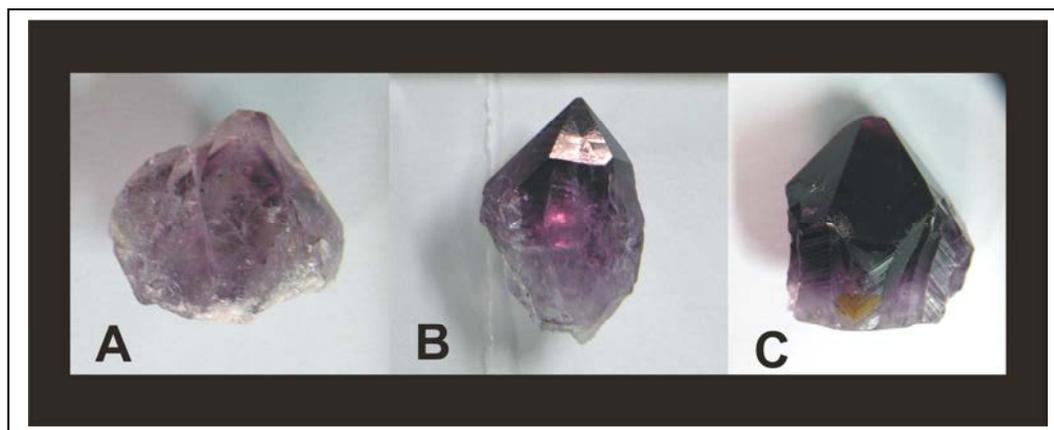


Figura 21 – pontas de cristais de ametista ($\pm 5,0$ cm de comprimento) com diferentes tonalidades de cor – clara (A), média (B) e forte (C). Observa-se em A, zonação de crescimento marcada por variações na tonalidade da cor orientadas segundo as faces cristalinas.

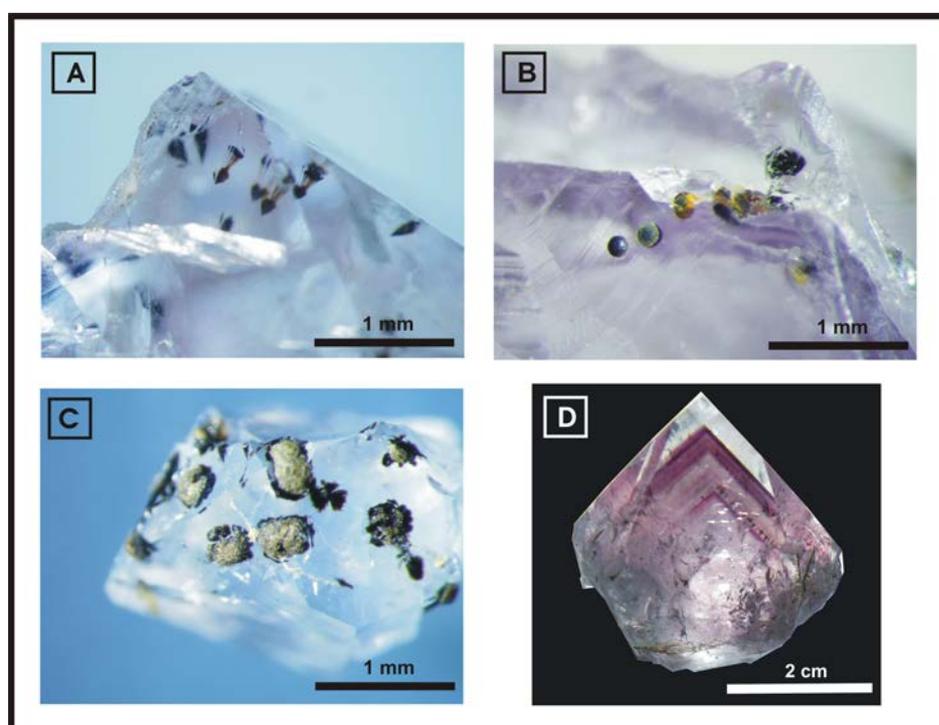


Figura 22 – Inclusões cristalinas na ametista vistas à lupa binocular. Agregados radiados de cristais aciculares de goethita crescidos sobre antigas faces da ametista (A e D), em agregados esferulíticos formando esferas que parecem compactas (B) e cavidades abertas nos agregados radiados preenchidas por argilo-minerais (material terroso mais claro sobre os cristais de goethita, mas escuros).

A referência a inclusões de cacoxenita - $\text{Fe}_4(\text{PO}_4)(\text{OH})_3 \cdot 12\text{H}_2\text{O}$ - na ametista de Artigas (Bossi & Caggiano, 1974) e o fato de algumas inclusões aciculares da ametista estudada exibirem características semelhantes ao rutilo - TiO_2 - levaram à identificar essas inclusões cristalinas ao MEV, com análises químicas por EDS. Foram analisadas amostras com diferentes cores e hábitos apresentados pelo

mineral incluído e em nenhuma das inclusões foi detectada a presença de titânio ou fósforo. As análises ao MEV (Figuras 23, 24 e 25) confirmaram o predomínio de Fe nas inclusões, que somado às características ópticas e aos modos de ocorrência, confirmou sua identificação como cristais de goethita.

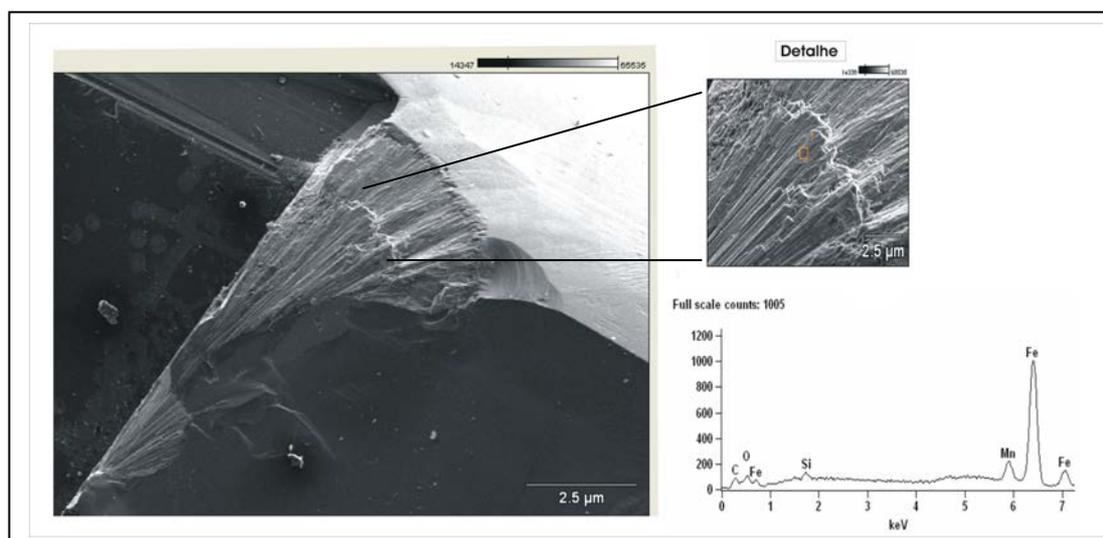


Figura 23 - Imagem obtida ao MEV de um agregado radiado de cristais aciculares de goethita (à esquerda), mostrando um detalhe dos cristais na parte superior à direita e um gráfico com os elementos químicos identificados, onde aparece o predomínio do Fe. O Mn pode estar presente na forma de minúsculos óxidos associados à goethita e que não foram identificados na imagem.

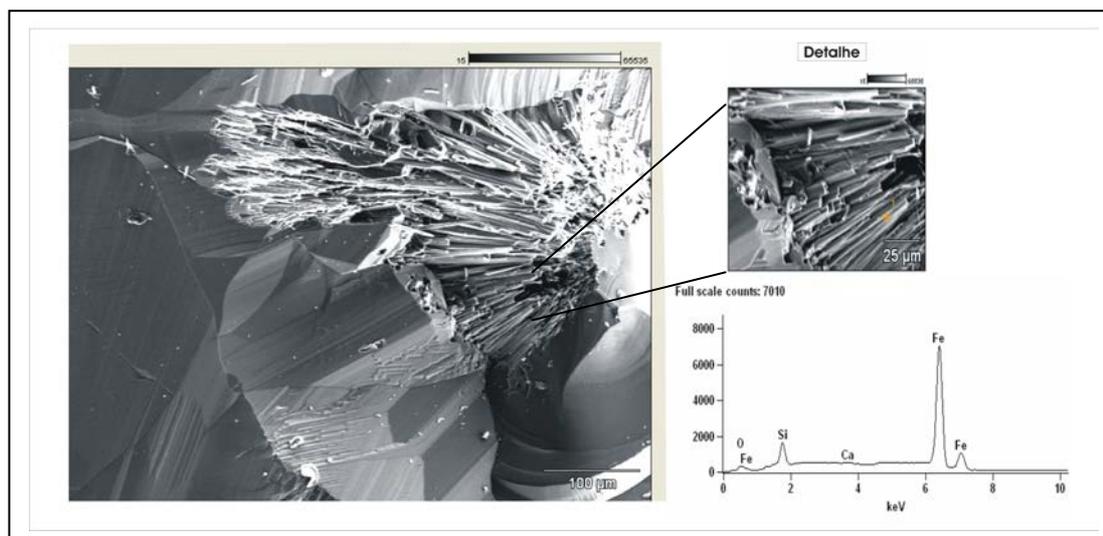


Figura 24 - Imagem obtida ao MEV de um agregado radiado de cristais aciculares de goethita (à esquerda), mostrando um detalhe dos cristais na parte superior à direita e um gráfico com os elementos químicos identificados, onde aparece o predomínio do Fe.

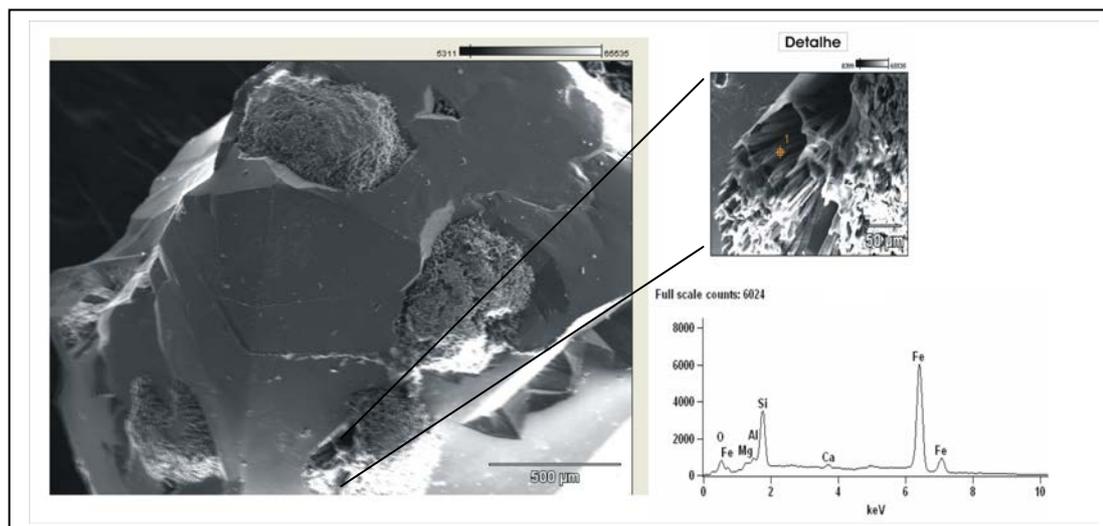


Figura 24 - Imagem obtida ao MEV das cavidades com agregados radiados de cristais aciculares de goethita (à esquerda), mostrado na figura 22C, parcialmente encobertos por um material terroso. Na parte superior à direita, é mostrado um detalhe dos cristais de goethita e na parte inferior um gráfico com os elementos químicos identificados nesses cristais, onde aparece o predomínio do Fe. Análises no material terroso, confirmaram tratar-se de um agregado de argilo-minerais.

Com auxílio de microscópio óptico e microscópio gemológico de imersão, foi feita uma caracterização das inclusões fluidas encontradas na ametista da região estudada. Observou-se que essas inclusões são exclusivamente monofásicas e ocorrem sem nenhuma orientação cristalográfica preferencial e em geral em concentrações médias a altas nos prismas, tornando-se escassas ou até ausentes nos romboedros. As inclusões identificadas são semelhantes àquelas descritas por Juchem (1999) e Fischer (2004) para o Distrito Mineiro de Ametista do Sul, que concluíram que a ametista daquela região cristalizou a partir de um fluido hidrotermal em temperaturas muito baixas, próximas à temperatura ambiente. Embora não tenham sido feitas análises microtermométricas para identificar a composição do fluido e as condições de formação das inclusões fluidas da ametista aqui estudada, o fato de serem exclusivamente monofásicas já indica temperaturas de cristalização baixas para o cristal hospedeiro, semelhante ao que foi encontrado na ametista do Distrito Mineiro de Ametista do Sul e também na ametista de Artigas, no Uruguai (Duarte, 2008).

A tabela 5 é uma síntese das características mineralógicas que foram determinadas na ametista da região de Progresso e Nova Bréscia, RS.

Tabela 5 – Características mineralógicas da ametista da região de Progresso – Nova Bréscia, RS.

CARACTERÍSTICAS	DESCRIÇÃO
Sistema cristalino	Trigonal
Classe de simetria	Trigonal trapezoédrica
Formas	Dois romboedros e um prisma hexagonal
Hábito	Piramidal a prismático
Grau de perfeição	Cristais euédricos e subédricos
Dureza	7,0 (Mohs)
Densidade	2,63 a 2,68
Fratura	Conchoidal e irregular
Cor	Violeta claro a escuro. Zonação e distribuição irregular de cor.
Transparência	Transparente a translúcida
Brilho	Vítreo nas faces naturais Vítreo a graxo em fratura fresca
Fluorescência	Inertes a UVL e UVC
Propriedades ópticas	No= 1,540-1,542; Ne= 1,542-1,552; Birrefringência = 0,002 – 0,010; U (+)
Inclusões	Agregados radiados a esferulíticos de cristais aciculares de goethita. Inclusões fluidas monofásicas primárias e pseudo-secundárias.

CAPÍTULO 5 - DISCUSSÕES

Os depósitos de ametista estudados neste trabalho ocorrem em níveis de rochas vitrofíricas classificadas como riodacitos, cujas características petrográficas e químicas as classificam como vulcânicas ácidas do tipo Palmas (ATP), conforme a classificação proposta por vários pesquisadores, como Bellieni *et al.* (1986), Piccirillo *et al.* (1987), Marques (1988), Piccirillo & Melfi (1988), Peate *et al.* (1992), Garland *et al.* (1995) e Nardy, 1996.

Os depósitos de ametista explorados no Rio Grande do Sul sempre foram referidos como depósitos de “geodos em basaltos”. Sirtoli *et al.* (2005), descreveu pela primeira vez um depósito de ametista em rochas ácidas, caracterizando as rochas do depósito de ametista da localidade de Santa Lúcia do Piaí, em Caxias do Sul, como riolitos e dacitos. Posteriormente, Fianco *et al.* (2006), descreveu o depósito de ametista da localidade de Morro Cristal, também em Caxias do Sul, caracterizando as rochas encaixantes como riolitos e dacitos. Nesses dois depósitos de Caxias do Sul foi identificado um nível mineralizado, mas situado em cotas diferentes em cada localidade: o de Santa Lúcia do Piaí ocorre em cotas entre 770 e 800 m, enquanto que o de Morro Cristal está situado a uma altitude de 670 m. As rochas nesses dois depósitos são bastante semelhantes às que ocorrem nos depósitos de Progresso-Nova Brésia, pois também são descritas como semi-vítreas e constituídas por microfenocristais de andesina/labradorita e augita ou pigeonita e classificadas nos diagramas químicos como riolitos/dacitos. Apesar dessa similaridade petrográfica e geoquímica, os depósitos de ametista da região de Progresso-Nova Brésia, aqui estudados, ocorrem em dois níveis mineralizados situados em cotas de ± 280 e ± 490 metros. A semelhança entre as rochas nesses três depósitos sugere uma mesma origem para o magma. No entanto, são necessários mais estudos detalhados nessas três regiões, para estabelecer as relações de contato entre os diferentes derrames, além de trabalhos focados na litogeoquímica desses e de outros depósitos nessas regiões, para o entendimento da eventual movimentação tectônica (basculamento) durante e pós-vulcanismo, ou

até mesmo na constatação de que diferentes derrames possam ter sido os responsáveis pelos diferentes níveis mineralizados que ocorrem no Rio Grande do Sul.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

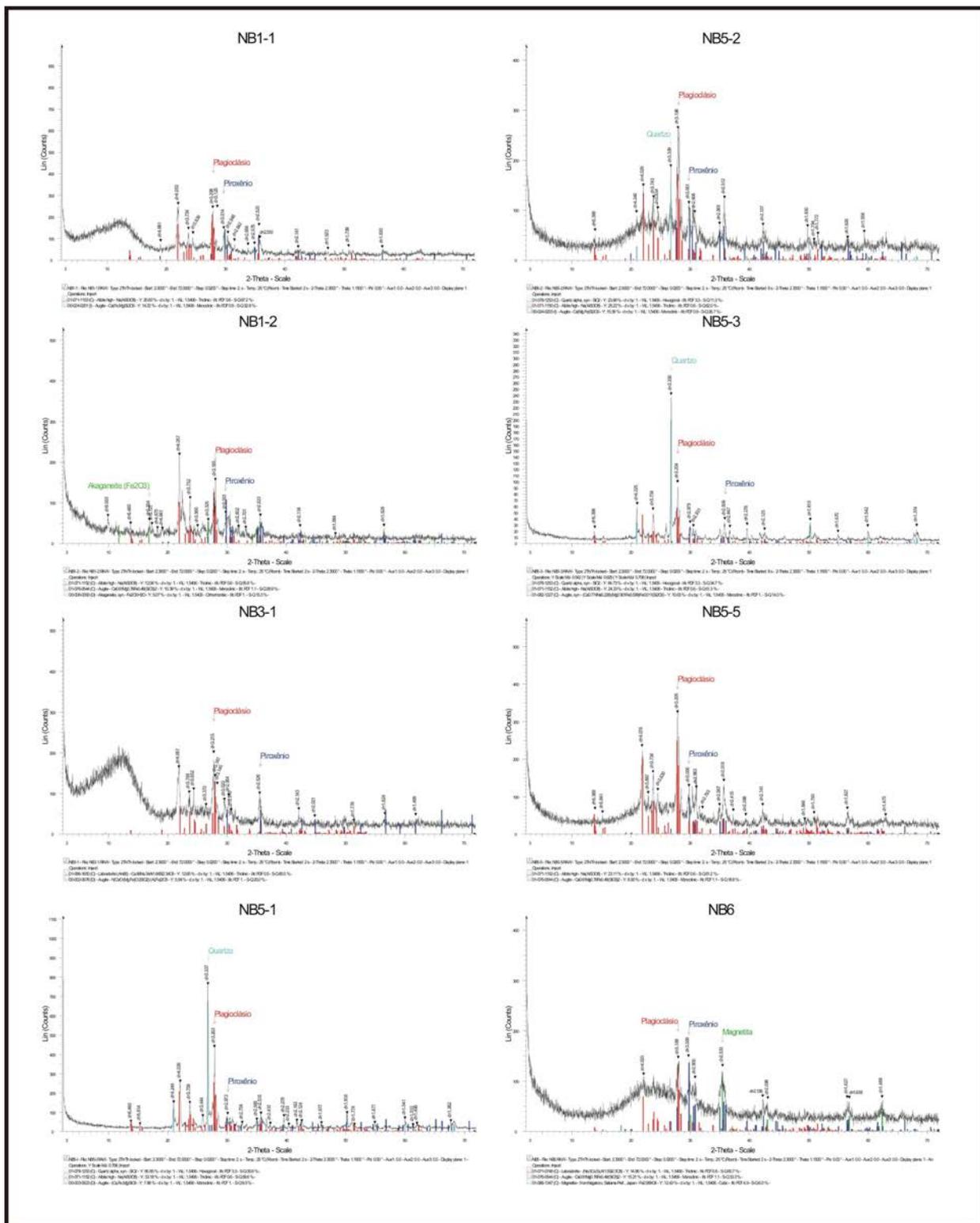
- ALMEIDA, F. F. M. (1986) Distribuição regional e relações tectônicas do magmatismo pós-paleozóico no Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*. São Paulo. v.16, n.4, p. 325-349.
- ANDERSON, D.L., 1994a. The sublitospheric mantle as the source of continental flood basalts: the case against the continental lithosphere and plume head reservoirs. *Earth Planet. Sci. Lett.* 123, 269-280.
- ANDERSON, D.L., 1994b. Superplumes or supercontinents? *Geology* 22, 39-42.
- ANDERSON, D.L., 1996. Enriched asthenosphere and depleted plumes. *Int. Geol. Rev.* 38, 1-21.
- ANDERSON, D.L., 1998. The scales of mantle convection. *Tectonophysics* 284, 1-17.
- BELLIENI, G.; COMIN-CHIAROMONTI, P.; MARQUES, L.S.; MELFI, A.J.; NARDY, A.J.R.; PICCIRILLO, E.M.; ROISENBERG, A. (1984) - High and Low TiO₂ flood basalts from the Paraná plateau (Brazil): petrology and geochemical aspects bearing on their mantle origin. *Neues Jahrbuch Miner. Abh*, n. 150, p. 273-306.
- BELLIENI, G.; COMIN-CHIAROMONTI, P.; MARQUES, L.S.; MELFI, A.J.; NARDY, A.J.R.; PAPATRECHAS, C.; PICCIRILLO, E.M.; ROISENBERG, A. & STOLFA, D. (1986) Petrogenetic aspects of acid and basaltic lavas from the Paraná plateau (Brazil): geological, mineralogical and petrochemical relationship. *Journal of Petrology*, n. 27, p. 915-944.
- COMIN-CHIARAMONTI, P., CUNDARI, A., PICCIRILLO, E.M., GOMES, C.B., CASTORINA, F., CENSI, P., DE MIN, A., MARZOLI, A., SPEZIALE, S., VELÁZQUEZ, V.F., 1997. Potassic and sodic igneous rocks from Eastern Paraguay: their origin from the lithospheric mantle and genetic relationships with associated Paraná flood tholeiites. *J. Petrol.* 38, 495-528.
- COURTILLOT, V., JAUPART, C., MANIGHETTI, P., TAPONIER, P., BESSE, J., 1999. On casual links between flood basalts and continental break up. *Earth Planet. Sci. Lett.* 166, 177-195.
- DE MIN, A., PICCIRILLO, E.M., MARZOLI, A., BELLINI, G., RENNE, P.R., ERNESTO, M., MARQUES, L.S., 2002. The Central Atlantic Magmatic Province in Brazil. Petrogenesis and geodynamic implications. In: Hames, W.E., Renne, P.R., Ruppel, C. (Eds.), *The Central Atlantic Magmatic Province*. Am. Geophys. Union Monogr. Ser., in press.
- ERNESTO, M., BELLINI, G., PICCIRILLO, E.M., MARQUES, L.S., DE MIN, A., PACCA, I.G., MARTINS, G., MACEDO, J.W.P., 2002. Paleomagnetic and geochemical constraints on the timing and duration of the CAMP activity in Northeastern Brazil. In: Hames, W.E., Renne, P.R., Ruppel, C. (Eds.), *The Central Atlantic Magmatic Province*. Am. Geophys. Union Monogr. Ser., in press.

- FIANCO, A.C.B., JUCHEM, P.L., KNIJNIK, D.B., MATÉ, V., BRUM, T.M.M. 2006. Características geológicas e mineralógicas dos depósitos de ametista de Morro Cristal, Caxias do Sul. XVIII Salão de Iniciação Científica – UFRGS, Porto Alegre. CD-ROM.
- FISCHER, A. C. (2004): Petrografia e geoquímica das fases silicosas dos geodos mineralizados à ametista (região do Alto Uruguai, RS, Brasil). Porto Alegre, 159 p. (Tese - Doutorado) Programa de Pós Graduação em Geociências. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- FORMOSO, M.L.L (1984) Difractometria de Raios X. In: FORMOSO, M.L.L.; TRESCASES, J.J.; DUTRA, C.V.; GOMES, C.B (1984) *Técnicas analíticas instrumentais aplicadas à geologia*. São Paulo, Editora Edgard Blücher Ltda. p 1- 44.
- GARLAND F., HAWKESWORTH C.J., MONTOVANI M.S.M. 1995. Description and petrogenesis of the Paraná rhyolites (*sic*), Southern Brazil. *J. Petrol.*, 36:1193-1227.
- GIBSON, S.A., THOMPSON, R.N., DICKIN, A.P., LEONARDOS, O.H., 1995. High-Ti and low-Ti mafic potassic magmas: key to plum-litosphere interactions and continental flood-basalt genesis. *Earth Planet. Sci. Lett.* 136, 149-165.
- JUCHEM, P. L. 1999 Mineralogia, geologia e gênese dos depósitos de ametista da região do Alto Uruguai, Rio Grande do Sul. São Paulo, 225 p. (Tese - Doutorado) Curso de Pós Graduação em Geociências, programa de mineralogia aplicada. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- KELLERMANN, C.F. (1990) Ágata em Salto do Jacuí: ocorrência e extração – aspectos ambientais e sócio econômicos. Salto do Jacuí, Geoplanejamento, 72p.
- KING, S.D., ANDERSON, D.L., 1998. Edge-driven convection. *Earth Planet. Sci. Lett.* 160, 289-296.
- KING, S.D., RITSEMA, J., 2000. African Hot spot volcanism: small-scale convection in the upper mantle beneath cratons. *Science* 290, 1137-1140.
- LUCHETTI, A.C.F., MACHADO, F.B., NARDY, A.J.R., SQUISATO, E., OLIVEIRA, M.A.F. Litoestratigrafia e litogeoquímica das rochas vulcânicas ácidas associadas ao vulcanismo Serra Geral. III Simpósio de Vulcanismo e Ambientes associados. CD-Rom pg1-6.
- MANTOVANI, M. S.M.; CORDANI, U.G.; ROISENBERG, A. (1985) Geoquímica isotópica em vulcânicas ácidas da Bacia do Paraná e implicações genéticas associadas. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 15, n.1, p. 61-65.
- MARQUES L.S. 1988. Caracterização geoquímica das rochas vulcânicas da Bacia do Paraná: implicações petrogenéticas. São Paulo, IGc-USP, Tese Dout., 175p.
- MARQUES, L.S., DUPRÉ, B. AND PICCIRILLO, E.M. 1999. Mantle source compositions of the Paraná Magmatic Province (southern Brazil): evidence from trace element and Sr-Nd-Pb isotope geochemistry. *Journal of Geodynamics*, 28, p.439-458.
- MCHONE, J.G., 2000. Non-plume magmatism and rifting during the opening of the central Atlantic Ocean. *Tectonophysics* 316, 287-296.

- MELFI, A.J.; PICCIRILLO, E.M.; NARDY, A.J.R. (1988) Geological and Magmatic Aspects of the Paraná Basin - an Introduction. In: PICCIRILLO, E.M. & MELFI, A. J. eds. *The Mesozoic Flood Volcanism of the Paraná Basin - petrogenetic and geophysical aspects*. São Paulo, USP/Instituto Astronômico e Geofísico. p. 47-72.
- MILANI, E.J.; FRANÇA, A.B.; SCHNEIDER, R.L. (1994) Bacia do Paraná. *Boletim de Geociências da PETROBRÁS*, v. 8, n.1, p. 69-82.
- MILANI, E.J. (1997) *Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana sul-ocidental*. Porto Alegre, 2 v. (Tese-Doutorado) Curso de Pós-graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- MILNER, S.C., LE ROEX, A.P., 1996. Isotope characteristics of the Okenyena igneous complex, northern Namibia: constraints on the composition of the early Tristan Plume and the origin of the EM1 mantle component. *Earth Planet. Sci. Lett.* 141, 277-291.
- NARDY A.J.R. 1996. *Geologia e Petrologia das rochas vulcânicas mesozóicas da região central da Bacia do Paraná*. Rio Claro, IGCE-UNESP, Tese Dout., 316 p.
- PEATE, D. W.; HAWKESWORTH, C.J.; MANTOVANI, M.S. M. (1992) Chemical stratigraphy of the Paraná lavas (South America): classification of magma types and their spatial distribution. *Bulletin of Volcanology*, n. 55, p. 119-139.
- PEATE, D., HAWKESWORTH, C.J., 1996. Lithosphere to asthenospheric transition in low-Ti flood basalt from Southern Paraná, Brazil. *Chem. Geol.* 127, 1-24.
- PEATE, D.W. 1997. The Paraná-Etendeka province, in *Large Igneous Provinces: Continental, Oceanic, and Planetary Flood Volcanism* edited by J.J. Mahoney, and M.F. Coffin, pp. 217-245, American Geophysical Union Monograph, Washington DC.
- PICCIRILLO, E.M.; RAPOSO, M.I.B; MELFI, A.J.; CORDANI, U.G.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; BELLINI, G.; KAWASHITA, K. (1987) Bimodal fissural volcanic suites from the Paraná Basin (Brazil): K-Ar Ages, Sr isotopes and geochemistry. *Geoch. Brasil*, n.1, p.53-69.
- PICCIRILLO, E.M.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; BELLINI, G.; CIVETTA, L.; MARQUES, L.S.; MELFI, A.J.; PETRINI, M.I.B.; RAPOSO, M.I.B; STOLFA, D. (1988) Petrogenetic aspects of continental flood basalt-rhyolite suites from the Paraná Basin (Brazil). In: PICCIRILLO, E.M.; MELFI, A. J. eds. *The Mesozoic Flood Volcanism of the Paraná Basin - petrogenetic and geophysical aspects*. São Paulo, USP/Inst. Astronômico e Geofísico. p. 179-205.
- RICHARDS, M.A., DUNCAN, R.A., COURTILOT, V.E., 1989. Flood basalts and hot spot tracks: plume heads and tails. *Science* 246, 103-107.
- SCHNEIDER R.L., MÜHLMANN H., TOMMASI E., MEDEIROS R.A., DAEMON R.F., NOGUEIRA A.A. 1974. Revisão Estratigráfica da Bacia do Paraná. *In: SBG, Congr. Bras. Geol.*, 28, Porto Alegre, 1974. *Anais...*, Porto Alegre, v. 1, p 41-65.
- SHETH, H.C., 1999. Flood basalts and large igneous provinces from deep mantle plumes: fact, fiction and fallacy. *Tectonophysics* 311, 1-29.

- SMITH, A.D., LEWIS, C., 1999. The planet beyond the plume hypothesis. *Earth Sci. Rev.* 48, 135-182.
- SVISERO, D.P.; FRANCO, R. R. 1991 A Província Gemológica Brasileira. In: *Principais Depósitos Minerais do Brasil*, Volume IV - Parte A - Gemas e Rochas Ornamentais. DNPM -1991. p. 9-16.
- TACKLEY, P.J., 2000. Mantle convection and plate tectonics. Toward an integrated physical and chemical theory. *Science* 288 (5473), 2002-2007.
- ZALÁN P.V. 1986. A tectônica transcorrente na exploração de petróleo: uma revisão. *Rev. Bras. Geoc.*, 16, 245-257.
- ZALÁN, P.V.; WOLFF, S.; CONCEIÇÃO, J.C.J.; MARQUES, A.; ASTOLFI, M.A.M.; VIEIRA, I.S.; APPI, V.T.; ZANOTTO, O.A. 1990. Bacia do Paraná. In: De RAJA GABAGLIA, G.P. e MILANI, E.J. (Coordenadores). *Origem e Evolução de Bacias Sedimentares*. PETROBRÁS, Brasil.
- WHITE, I.C. (1908) Relatório sobre as Coal Measures e rochas associadas ao Sul do Brasil. Relatório final da comissão dos estudos das Minas de Carvão de Pedra do Brasil. Imprensa Nacional. Rio de Janeiro, XXVIII, 617p.
- WHITE, R., MCKENZIE, D.J., 1989. Magmatism at rift zones: the generation of volcanic continental margins and flood basalts. *J. Geophys. Res.* 94 (B6), 7685-7729.
- WILDNER, W. (2004): Estratigrafia do magmatismo Serra Geral na Bacia do Paraná – Conceitos básicos e divisão faciológica. In: reunião aberta da Comissão Brasileira de Estratigrafia. Anais. UFRGS, P. Alegre. 66-78.
- WILDNER, W., HARTMANN, L.A., LOPES, R.C. Serra Geral Magmatism in the Paraná Basin – A new Stratigraphic proposal, chemical stratigraphy and geological structures. I Workshop – PROBLEMS IN WESTERN GONDWANA GEOLOGY. RGEOTEC. 8 p. 2007.
- WILSON, J.T., 1963. A possible origin of the Hawaiian Islands. *Can. J. Phys.* 41, 863-868.

ANEXO I



ANEXO II

Composição química e reflexões de Raios X dos minerais identificados nas rochas

MINERAL	Composição química	% óxidos	% elementos	RX
Magnetita	$\text{Fe}^{3+}_2\text{Fe}^{2+}\text{O}_4$	31.03 % FeO 68.97 % Fe_2O_3	72,36 % Fe 27,64 % O	2.53(1), 1.483(0.85), 1.614(0.85),
Ilmenita	$\text{Fe}^{2+}\text{TiO}_3$	47.35 % FeO 52.65 % TiO_2	31.63 % O 36.81 % Fe 31.56 % Ti	2.754(1), 2.544(0.7), 1.7261(0.55),
Augita	$\text{Ca}_{0.9}\text{Na}_{0.1}\text{Mg}_{0.9}\text{Fe}^{2+}_{0.2}\text{Al}_{0.4}\text{Ti}_{0.1}\text{Si}_{1.9}\text{O}_6$	48.30 % SiO_2 21.35 % CaO 15.35 % MgO 8.63 % Al_2O_3 6.08 3.38 % TiO_2 % FeO	40.62 % O 22.58 % Si 15.26 % Ca 9.26 % Mg 4.73 % Fe 4.57 % Al 2.03 % Ti 1.31 % Na_2O 0.97 % Na	1.43(1), 1.62(1), 2.99(1),
Pigeonita	$\text{Mg}_{1.35}\text{Fe}^{2+}_{0.55}\text{Ca}_{0.1}\text{Si}_2\text{O}_6$	54.70 % SiO_2 24.77 % MgO 17.99 % FeO 2.55 % Cão	43.69 % O 25.57 % Si 13.98 % Fe 14.93 % Mg 1.82 % Ca	2.9(1), 3.02(1), 3.21(0.8),
Clorita	$\text{Na}_{0.5}\text{Al}_4\text{Mg}_2\text{Si}_7\text{AlO}_{18}(\text{OH})_{12} \cdot 5(\text{H}_2\text{O})$	43.19 % SiO_2 26.18 % Al_2O_3 20.35 % H_2O 8.28 % MgO 1.59 % Na_2O	57.51 % O 20.19 % Si 13.85 % Al 4.99 % MG 2.28 % H 1.18 % Na	4.53(1), 15(0.7), 4.97(0.45),
Albita		67.39 % SiO_2 20.35 % Al_2O_3 11.19 % Na_2O 1.07 % Cão	48.66 % O 31.50 % Si 10.77 % Al 8.30 % Na 0.76 % Ca	3.176(1), 3.211(0.3), 3.752(0.3),
Olgoclásio	$\text{Na}_{0.8}\text{Ca}_{0.2}\text{Al}_{1.2}\text{Si}_{2.8}\text{O}_8$	63.38 % SiO_2 23.05 % Al_2O_3 9.34 % Na_2O 4.23 % Cão	48.22 % O 29.63 % Si 12.20 % Al 6.93 % Na 3.02 % Ca	3.2(1), 3.74(0.8), 4.02(0.8),
Andesina	$\text{Na}_{0.6}\text{Ca}_{0.4}\text{Al}_{1.4}\text{Si}_{2.6}\text{O}_8$	58.16 % SiO_2 26.57 % Al_2O_3 8.35 % CaO 6.92 % Na_2O	47.65 % O 27.18 % Si 14.06 % Al 5.97 % Ca 5.14 % Na	3.21(1), 3.18(0.9), 4.04(0.8),
Labradorita	$\text{Na}_{0.4}\text{Ca}_{0.6}\text{Al}_{1.6}\text{Si}_{2.4}\text{O}_8$	53.05 % SiO_2 30.01 % Al_2O_3 12.38 % Cão 4.56 % Na_2O	47.09 % O 24.80 % Si 15.88 % Al 8.85 % Ca 3.38 % Na	3.18(1), 3.21(0.7), 3.76(0.7),

Bitownita		48.07 % SiO ₂ 33.37 % Al ₂ O ₃ 16.31 % CaO 2.25 % Na ₂ O	46.54 % O 22.47 % Si 17.66 % Al 11.66 % Ca 1.67 % Na	3.2(1), 3.75(0.8), 4.03(0.8),
Anortita	Na _{0.05} Ca _{0.95} Al _{1.95} Si _{2.0} 5O ₈	44.40 % SiO ₂ 35.84 % Al ₂ O ₃ 19.20 % CaO 0.56 % Na ₂ O	46.14 % O 20.75 % Si 18.97 % Al 13.72 % Ca 0.41 % Na	3.2(1), 3.18(0.75), 4.04(0.6),

ANEXO III

Limites de detecção dos elementos químicos analisados pela AcmeLabs

Basic Suite	Group 4A Detection Limit	Group 4X01 Detection Limit	Upper Limit
SiO ₂	0.01 %	0.01 %	100 %
Al ₂ O ₃	0.01 %	0.01 %	100 %
Fe ₂ O ₃	0.04 %	0.01 %	100 %
CaO	0.01 %	0.01 %	100 %
MgO	0.01 %	0.01 %	100 %
Na ₂ O	0.01 %	0.01 %	100 %
K ₂ O	0.01 %	0.01 %	100 %
MnO	0.01 %	0.01 %	100 %
TiO ₂	0.01 %	0.01 %	100 %
P ₂ O ₅	0.01 %	0.01 %	100 %
Cr ₂ O ₃	0.002 %	0.001 %	100 %
Ba	5 ppm	0.01 %	5 %
LOI	0.1 %	0.1 %	100 %
C*	0.02 %	0.02 %	100 %
S*	0.02 %	0.02 %	100 %

* Group 4X02 has no C or S

Extended Package	Group 4X03 Detection Limit	Upper Limit
Cu	0.001 %	8 %
Ni	0.001 %	10 %
Pb	0.001 %	10 %
SO ₃	0.002 %	60 %
Sr	0.002 %	40 %
V ₂ O ₅	0.002 %	15 %
Zn	0.001 %	8 %
Zr	0.002 %	50 %

	Group 4A Det. Limit	Group 4B Det. Limit	Upper Limit
Au	-	0.5 ppb	100 ppm
Ag	-	0.1 ppm	100 ppm
As	-	1 ppm	10000 ppm
Ba	5 ppm	1 ppm	50000 ppm
Be	-	1 ppm	10000 ppm
Bi	-	0.1 ppm	2000 ppm
Cd	-	0.1 ppm	2000 ppm
Co	20 ppm*	0.2 ppm	10000 ppm
Cs	-	0.1 ppm	10000 ppm
Cu	5 ppm*	0.1 ppm	10000 ppm
Ga	-	0.5 ppm	10000 ppm
Hf	-	0.1 ppm	10000 ppm
Hg	-	0.1 ppm	100 ppm
Mo	-	0.1 ppm	2000 ppm
Nb	5 ppm	0.1 ppm	50000 ppm
Ni	20 ppm	0.1 ppm	10000 ppm
Pb	-	0.1 ppm	10000 ppm
Rb	-	0.1 ppm	10000 ppm
Sb	-	0.1 ppm	2000 ppm
Sc	1 ppm	-	10000 ppm
Se	-	0.5 ppm	100 ppm
Sn	-	1 ppm	10000 ppm
Sr	2 ppm	0.5 ppm	50000 ppm
Ta	-	0.1 ppm	50000 ppm
Th	-	0.2 ppm	10000 ppm
Tl	-	0.1 ppm	1000 ppm
U	-	0.1 ppm	10000 ppm
V	-	8 ppm	10000 ppm
W	-	0.5 ppm	10000 ppm
Y	3 ppm	0.1 ppm	50000 ppm
Zn	5 ppm*	1 ppm	10000 ppm
Zr	5 ppm	0.1 ppm	50000 ppm
La	-	0.1 ppm	50000 ppm
Ce	30 ppm*	0.1 ppm	50000 ppm
Pr	-	0.02 ppm	10000 ppm
Nd	-	0.3 ppm	10000 ppm
Sm	-	0.05 ppm	10000 ppm
Eu	-	0.02 ppm	10000 ppm
Gd	-	0.05 ppm	10000 ppm
Tb	-	0.01 ppm	10000 ppm
Dy	-	0.05 ppm	10000 ppm
Ho	-	0.02 ppm	10000 ppm
Er	-	0.03 ppm	10000 ppm
Tm	-	0.01 ppm	10000 ppm
Yb	-	0.05 ppm	10000 ppm
Lu	-	0.01 ppm	10000 ppm

Note: Highlighted elements by Aqua Regia/
ICP-MS analysis in 4B package.

ANEXO IV
Resultados das análises químicas das rochas.

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ (T)	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	LOI	Total	Hf	Ta	W	Tl
NB1-1	65.63	12.88	6.26	0.11	1.31	3.56	3.68	2.11	0.89	0.26	3.1	99.78	7.2	1.4	2.8	<0.1
NB1-2	59.39	13.53	6.36	0.10	1.99	5.18	1.63	1.36	0.95	0.28	8.9	99.72	6.6	1.3	0.7	0.3
NB3-1	66.16	12.75	6.26	0.10	1.25	3.18	3.05	3.02	0.87	0.27	2.9	99.79	6.4	1.5	2.1	0.1
NB5-1	68.46	12.42	6.18	0.08	0.96	2.72	2.54	3.99	0.87	0.26	1.3	99.80	7.3	1.6	3.1	0.2
NB5-2	65.31	12.66	6.43	0.11	1.44	3.43	2.73	3.01	0.89	0.25	3.6	99.80	6.1	1.5	8.3	0.3
NB5-3	66.56	12.80	6.21	0.09	1.31	2.53	2.40	4.88	0.86	0.26	1.9	99.81	6.3	1.3	2.3	0.2
NB5-5	65.40	13.05	6.55	0.11	1.40	3.48	2.95	2.70	0.93	0.27	3.0	99.79	7.3	1.4	2.6	0.1
NB6	63.68	12.66	6.53	0.13	1.59	3.30	2.88	2.52	0.93	0.26	5.3	99.79	6.2	1.5	1.8	0.3

	Pb	Bi	Th	U	Sc	Be	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	As	Rb	Sr
NB1-1	4.2	0.1	13.7	5.0	17	1	78	<0.002	11.1	<20	43.8	33	17.5	0.6	199.2	197.8
NB1-2	17.8	0.3	14.7	4.1	18	<1	77	0.003	14.6	28	28.4	39	17.7	1.0	55.5	398.7
NB3-1	2.7	<0.1	14.5	5.1	17	4	68	<0.002	10.1	20	28.7	37	17.9	0.5	199.1	184.3
NB5-1	3.3	0.2	14.5	5.0	16	<1	77	<0.002	9.9	<20	34.7	51	15.9	1.0	178.7	159.5
NB5-2	3.3	0.1	14.1	4.6	16	3	71	<0.002	9.5	<20	22.9	33	15.6	1.6	204.6	198.9
NB5-3	3.2	0.2	14.0	4.7	16	2	70	<0.002	10.1	<20	34.2	61	16.0	1.3	196.3	141.8
NB5-5	3.5	0.1	13.8	4.5	17	2	64	<0.002	11.0	<20	31.3	45	16.4	0.7	164.0	191.2
NB6	3.7	0.2	14.4	4.6	16	4	74	<0.002	11.9	<20	19.4	29	16.3	<0.5	149.9	159.3

	Y	Zr	Nb	Mo	Ag	Sn	Cs	Ba	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb
NB1-1	35.9	245.7	20.7	0.4	<0.1	7	10.9	614	44.6	92.1	10.26	38.2	8.17	1.53	7.47	1.18
NB1-2	35.5	254.3	20.6	0.1	<0.1	5	6.3	801	41.8	87.4	9.83	42.1	7.84	1.53	7.06	1.14
NB3-1	40.0	245.8	20.9	0.2	<0.1	6	11.9	653	48.0	90.6	11.04	43.1	8.68	1.50	8.01	1.23
NB5-1	48.9	228.8	19.8	0.7	<0.1	5	10.1	658	58.0	112.3	14.31	55.4	11.18	2.25	10.16	1.56
NB5-2	49.8	209.4	17.7	0.4	<0.1	4	9.6	652	54.7	95.7	12.42	49.5	9.73	1.84	9.56	1.44
NB5-3	42.8	214.8	18.5	0.6	<0.1	6	8.5	626	55.0	91.8	13.97	56.7	10.74	2.12	9.60	1.45
NB5-5	41.7	218.3	19.2	0.3	<0.1	5	9.2	842	50.3	93.4	11.63	46.4	9.02	1.80	8.35	1.32
NB6	71.4	225.8	19.3	0.2	<0.1	5	9.8	567	62.2	98.8	14.70	64.0	12.79	2.73	14.15	2.17

	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
NB1-1	7.20	1.35	3.65	0.53	3.28	0.54
NB1-2	6.93	1.34	3.59	0.58	3.33	0.56
NB3-1	6.80	1.41	4.10	0.58	4.21	0.51
NB5-1	9.11	1.60	4.68	0.70	4.32	0.62
NB5-2	8.29	1.63	4.54	0.65	4.40	0.61
NB5-3	8.36	1.58	4.16	0.62	3.90	0.58
NB5-5	7.57	1.41	4.32	0.58	3.59	0.57
NB6	13.06	2.55	6.90	1.02	6.35	0.94
