

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**GEOLOGIA E PETROGRAFIA DO SISTEMA VULCANO-
PLUTÔNICO DA REGIÃO DE VILA TANCREDO, NE DE
SÃO FÉLIX DO XINGU (PA), PROVÍNCIA MINERAL DE
CARAJÁS**

Bruno Lagler

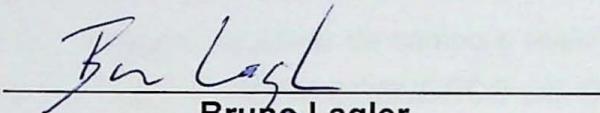
Orientador: Prof. Dr. Caetano Juliani
Co-orientador: Carlos Marcello Dias Fernandes

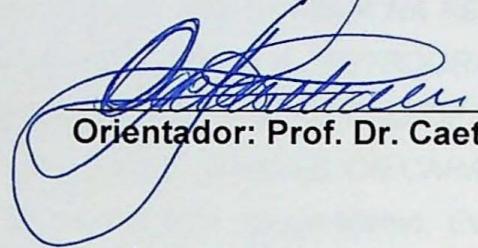
MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA
(TF/08/09)

SÃO PAULO
2008

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

GEOLOGIA E PETROGRAFIA DO SISTEMA VULCANO-PLUTÔNICO DA
REGIÃO DE VILA TANCREDO, NE DE SÃO FÉLIX DO XINGU (PA),
PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS


Bruno Lagler


Orientador: Prof. Dr. Caetano Juliani


Co-Orientador: Carlos Marcello Dias Fernandes



MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA

(TF/08-09)

DEDALUS - Acervo - IGC



30900025634

SÃO PAULO
2008

TF
L175
B. q

DR. J. W. BROWN,
BOSTON, MASS.

RECEIVED FROM THE LIBRARY OF THE AMERICAN ACADEMY
OF MEDICINE ON EXHIBITION IN THE LIBRARY OF THE BOSTON
MEDICAL & SURGICAL ASSOCIATION



BOSTON, MASS.

AGRADECIMENTOS

Primeiramente gostaria de agradecer profundamente ao Prof. Dr. Caetano Juliani e ao Doutorando Carlos Marcello Dias Fernandes, orientador e co-orientador deste trabalho respectivamente, pela orientação e apoio que me foi prestado ao longo do último ano, fundamentais tanto no meu amadurecimento acadêmico quanto pessoal. Eu sou extremamente grato pela oportunidade de ter trabalhado e conhecido a geologia de uma região tão espetacular como a Amazônia e isto não seria possível sem a confiança e o suporte que vocês prestaram a mim.

Gostaria de agradecer também às seguintes instituições e pessoas que contribuíram para o desenvolvimento deste trabalho: VALE, pelo financiamento da bolsa de trabalho de formatura; INV Mineração, pelo suporte durante as atividades de campo; aos seguintes projetos pelo apoio financeiro na etapa de campo e realização de análises litoquímicas: 1) *AVALIAÇÃO DO POTENCIAL METALOGENÉTICO DE OURO E COBRE DO VULCANO-PLUTONISMO DO GRUPO UATUMÃ NA REGIÃO DE SÃO FÉLIX DO XINGU / IRIRI (PA)* (CT-Mineral 555066/2006-1); 2) *PETROGRAFIA, ESTRATIGRAFIA E METALOGÊNESE DAS SEQÜÊNCIAS VULCÂNICAS PALEOPROTEROZÓICAS NA REGIÃO DE SÃO FÉLIX DO XINGU (PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS) E DO TAPAJÓS (PA)* (PROCAD/CAPES 0096/05-9) e 3) PRONEX (Magmatismo, Evolução Crustal e Metalogênese da Província Mineral de Carajás e Províncias Adjacentes - Projeto 103/98) do CG/UFPA. Já concluído; aos funcionários do Instituto de Geociências – USP, Angélica (Óptica), Flávio (DRX), Marcos (Microssonda), Zé Paulo (LTA), Samuca (por ajudar a cortar algumas amostras), Cláudio, Paulinho e Luís (Setor de Laminação), por todos os serviços executados perfeitamente.

Gostaria de agradecer aos docentes do IGUSP por todos os conhecimentos repassados, em especial aos professores Gergely, Renato Moraes, Miguel Basei, Oswaldo, Paulo Roberto, Paulo Boggiani, Ginaldo e Renato Almeida.

Aos meus companheiros da Sala B11, Thaís e Carlos Mario pelas incontáveis risadas, besteiras e em alguns poucos momentos, coisas sérias e geológicas discutidas. Um muito obrigado, pois sem vocês a realização deste trabalho teria sido muito mais monótona.

A TODAS as pessoas da turma geo 2004, em especial a Gabriela Entalada, Rodrigo Mixaria (na verdade, turma geo 2003 haha) e Vivian, por motivos pessoais. Um abraço também pro pessoal da Astenosfera: Bota, Torresmo, Boquetero, Pânico, Rejeitto, Boi, Lester e Buxo, que me hospedaram diversas vezes ao longo desses últimos anos; ao pessoal do futebol: Sinhá e Bunda (pelos grupos que fizeram os melhores trabalhos da história, fácil), Elton, Xang, Ximpah (valeu pelas caronas!), GG (valeu por Cálculo II!) e Lulla; pra galera da Vet e outras festas: Hemorróida, Mongo e todos os outros que já foram citados. Um beijo para as meninas: Asnah (é “nóis” no mestrado!), Kenga (time de Geotectônica), Poch (time de X-Egg), Jú (time de Tibor), C3 (time de Uatumã), Popó,

Elisangela, Sakura e Mariana. Por fim, um abraço a aqueles que não se encaixam em nenhum desses grupos, em especial ao Chokito, Dengoso, Piriquita e Tiozão. Também gostaria de agradecer as pessoas que não são parte da minha turma, mas que estiveram presentes durante estes cinco anos. Isto vale para todas as pessoas, desde aquelas que eu deixei de conversar em 2004, como também aquelas que eu só vim a conhecer no final de 2008.

Por fim, agradeço a minha família, que fez tudo por mim e que eu só posso ser grato por ter sido abençoado por ter estas pessoas ao meu lado. Ao meu pai, que por mais que tenha enfrentado diversas coisas sempre colocou seus filhos a frente de tudo em sua vida, a minha mãe que eu amo incondicionalmente, a minha tia e madrinha que me tratou como seu filho e me deu todas as condições pra chegar até aqui, e aos meus irmãos. E em especial, eu agradeço a minha vó que faz tanta falta, a melhor pessoa que eu conheci na minha vida e que tanto se orgulhava de mim e sonhava com o dia em que eu me formasse. Oma, este trabalho é em sua homenagem e eu espero que você esteja feliz e olhando por mim, como você sempre fez.

Enfim, não é nada original dizer isso, mas eu não teria conseguido sem vocês.

RESUMO

A região de São Félix do Xingu representa uma área pouco conhecida geologicamente dentro da Província Mineral do Carajás, que não dispõe de trabalhos aprofundados em relação a mapeamento geológico e estratigrafia das unidades vulcânicas e subvulcânicas aflorantes no local. A importância dos estudos petrográficos destas unidades, além da compreensão das diferentes rochas vulcânicas na região, sua evolução magmática bem como seu papel na evolução do Cráton Amazônico, é que a identificação e caracterização de zonas afetadas por alterações hidrotermais nestas rochas são indicadoras de possíveis depósitos minerais, a exemplo das mineralizações de Au, Cu e Mo em rochas vulcânicas paleoproterozóicas da Província Aurífera do Tapajós.

As sequências vulcânicas estudadas apresentam idade paleoproterozóica e são pertencentes ao Grupo Uatumã, situadas no Cráton Amazônico no domínio geocronológico da Província Amazônia Central. São divididas entre uma unidade basal conhecida por Formação Sobreiro, caracterizada por rochas predominantemente andesíticas, de caráter cálcio-alcalino de alto potássio, metaluminosas e assinaturas compatíveis com granitóides de arco vulcânico; e Formação Santa Rosa, caracterizada por rochas riolíticas, de caráter alcalino, peraluminosas e assinaturas compatíveis com ambiente intraplaca.

Os estudos petrográficos, aliados aos dados litoquímicos, permitiram identificar as principais diferenças entre as duas unidades, tanto mineralógicas como texturais, que são características de vulcanismo bimodal na região. A análise petrográfica permite ainda junto a dados de MEV e DRX caracterizar a evolução magmática e textural dos vulcanitos, bem como as assembleias de alteração hidrotermal representadas principalmente por propilitização (epídoto + clorita + albite + carbonato) nas rochas da Formação Sobreiro e sericitização (sericita + quartzo ± pirita) nos vulcanitos da Formação Santa Rosa.

ABSTRACT

The São Félix do Xingu region located in the Mineral Province of Carajás, represents an area of few geological knowledge that does not have studies in depth in relation to the geological mapping and stratigraphy of the volcanic and sub-volcanic rocks outcropping in this area. The main importance of the petrographical studies of these geological sequences, besides the comprehension of the magmatic evolution and the contribution of these rocks in the evolution of the Amazonian Craton, it is the identification and characterization of zones affected by hydrothermal alteration, indicatives of possible mineral deposits, such as the mineralization of Au, Cu and Mo in paleoproterozoic volcanic rocks in the Tapajos Gold Province.

The volcanic sequences presented in this work were formed in the paleoproterozoic and belongs to the Uatumã Group, located in the Amazonian Craton in geochronological domain of the Amazonia Central Province. The Uatumã Group is divided in a basal unity, known as Sobreiro Formation, characterized by predominantly andesitic rocks, with high-K calc-alkaline geochemical signature, compatible to volcanic-arc granitoids; and in the Santa Rosa Formation, characterized by massive rhyolitic to rhyodacitic rocks, with porphyritic texture and sub-alkaline to alkaline geochemical signature, formed in intra-plate environment.

The petrographical studies, allied to the geochemical data allowed the identification of the main differences between these two formations, such as mineralogy and texture of the rocks that are characteristics of the bimodal volcanism present in the area. The petrographical analysis, with Scanning Electronic Microscopy and X-Ray Difratometry studies still allow to characterize the magmatic and textural evolution of the volcanic and sub-volcanic rocks, and the assemblage of hydrothermal alteration represented mainly by propilitization (epidote + chlorite + albite + carbonate) in the rocks of Sobreiro Formation and sericitization (sericite + quartz ± pyrite) in the rocks of Santa Rosa Formation.

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO	3
2 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	4
3 LOCALIZAÇÃO E ACESSO À ÁREA DE PESQUISA.....	5
4 OBJETIVOS	5
5 DESENVOLVIMENTO DO TRABALHO.....	5
6 TRABALHOS ANTERIORES.....	6
7 MÉTODOS DE TRABALHO.....	7
7.1 Pesquisa bibliográfica	7
7.2 Mapeamento e amostragem.....	8
7.3 Petrografia	8
7.4 Microscopia Eletrônica de Varredura.....	8
7.5 Difratometria de Raios X	9
7.6 Geoquímica.....	9
8 LEVANTAMENTO BIBLIOGRÁFICO	10
8.1 Considerações Sobre Vulcanismo.....	10
8.1.1 Depósitos Vulcânicos: Aspectos conceituais e classificação.....	10
8.2 Alterações e Processos Hidrotermais.....	13
8.2.1 Sistemas hidrotermais	15
8.2.2 Depósitos epitermais	16
9 ASPECTOS GEOLÓGICOS.....	19
10 PETROGRAFIA, ANÁLISE TEXTURAL E CLASSIFICAÇÃO MODAL.....	20
10.1 Formação Sobreiro.....	21
a) <i>Plagioclásio-clinopiroxênio-anfibólio andesito basalto fírico</i>	24
b) <i>Anfibólio andesito fírico</i>	24
c) <i>Feldspato potássico-plagioclásio dacito fírico</i>	25
d) <i>Andesitos e andesitos basaltos afíricos</i>	25
10.1.1 Seqüência de Cristalização.....	26

10.2. Formação Santa Rosa	29
a) <i>Quartzo-feldspato potássico-plagioclásio riolacito fírico</i>	30
b) <i>Plagioclásio-quartzo-feldspato potássico riolito fírico</i>	31
c) <i>Feldspato potássico-quartzo álcali-riolito fírico</i>	32
d) <i>Ignimbritos e tufos de cristal</i>	32
e) <i>Anfibólito pórfiro granítico</i>	33
10.2.1 Sequência de Cristalização.....	36
10.3. Rochas Plutônicas.....	37
10.3.1 Biotita sienogranito equigranular médio	37
10.3.1.1 Seqüência de cristalização	39
10.3.2 Olivina-clinopiroxênio gabro médio	40
10.3.2.1 Seqüência de cristalização	41
11 MICROSCOPIA ELETRÔNICA DE VARREDURA E DIFRATOMETRIA DE RAIOS-X..	42
11.1 Formação Sobreiro.....	42
11.2 Formação Santa Rosa	47
12 DADOS COMPLEMENTARES.....	50
12.1 Geoquímica.....	50
12.2 Química Mineral	57
12.3.1 Clinopiroxênio	58
12.3.2 Plagioclásio	58
13 CONCLUSÕES	60
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	62

1 INTRODUÇÃO

No final do Paleoproterozóico o Cráton Amazônico foi palco de intenso vulcanismo efusivo e explosivo, identificado como evento Uatumã (Pessoa *et al.*, 1977). Na região centro-sul do Estado do Pará, em área circunvizinha ao município de São Félix do Xingu, no âmbito da Província Mineral de Carajás, este magmatismo gerou derrames e intrusões em fissuras de traquibasalto, andesito-basalto, traquiandesito, andesito, dacito, traquito e riolito, bem como depósitos vulcanoclásticos, representados por tuhos de cristais, ignimbritos maficos, ignimbritos félscos e brechas polimíticas maciças. Esses conjuntos se encontram reunidos nas Formações Sobreiro e Santa Rosa do Grupo Uatumã (Fernandes *et al.*, 2006; Macambira & Vale, 1997; Fernandes *et al.*, 2008; Lagler *et al.*, 2008). O vulcanismo intermediário tem afinidade geoquímica de arco vulcânico e caráter cálcio-alcalino, e o ácido tem caráter anorogênico e assinatura geoquímica intraplaca (Macambira & Vale, 1997; Fernandes *et al.*, 2006).

Nas duas últimas décadas essas seqüências vulcânicas foram tema de investigações em escala regional, com diferentes enfoques (Macambira & Vale, 1997; Fernandes *et al.*, 2006). Entretanto, estudos de detalhe voltados para a caracterização petrográfica e mineralógica são ainda localizados, justificados, em parte, das dificuldades de acesso e da imensa cobertura vegetal e de solo, características peculiares da região Amazônica.

O trabalho proposto, portanto, visou à realização de estudos mais detalhados para a caracterização dos litotipos constituintes das Formações Sobreiro e Santa Rosa na região de São Félix do Xingu e Vila Tancredo (Figura 1), com base em petrografia, microscopia eletrônica de varredura, difratometria de raios X e microssonda eletrônica. Adicionalmente, pretendeu-se realizar um levantamento do eventual potencial metalogenético desta seqüência, tendo em vista que nas primeiras etapas de campo deste projeto, realizada pelo orientador, foram identificados pelo menos dez centros de alteração hidrotermal, considerados marcadores primordiais para a identificação de depósitos epitermais *low-* e *high-sulfidation* de metais preciosos e de base, a exemplo da ocorrência descrita na Província Aurífera do Tapajós (Juliani *et al.*, 2005; Nunes *et al.*, 2001), a qual encontra-se intimamente associada ao desenvolvimento de um conjunto de *ash-flow calderas* aninhadas (Juliani *et al.*, 2005; Lipman, 1984). Complementarmente, foram introduzidos nesses vulcanitos plútôns de granitos anorogênicos há aproximadamente 1860 Ma, alguns mineralizados em estanho, tungstênio e molibdênio, constituintes da Província Estanífera do Sul do Pará (Abreu & Ramos, 1974; Teixeira *et al.*, 2005), justificando ainda mais os estudos nessa porção do Cráton.

Esta pesquisa é vinculada ao Grupo de Pesquisa “*Interação fluido-rocha e alteração hidrotermal em processos petrogenéticos e metalogenéticos*”, liderado e coordenado pelo

Prof. Dr. Caetano Juliani do IGUSP.

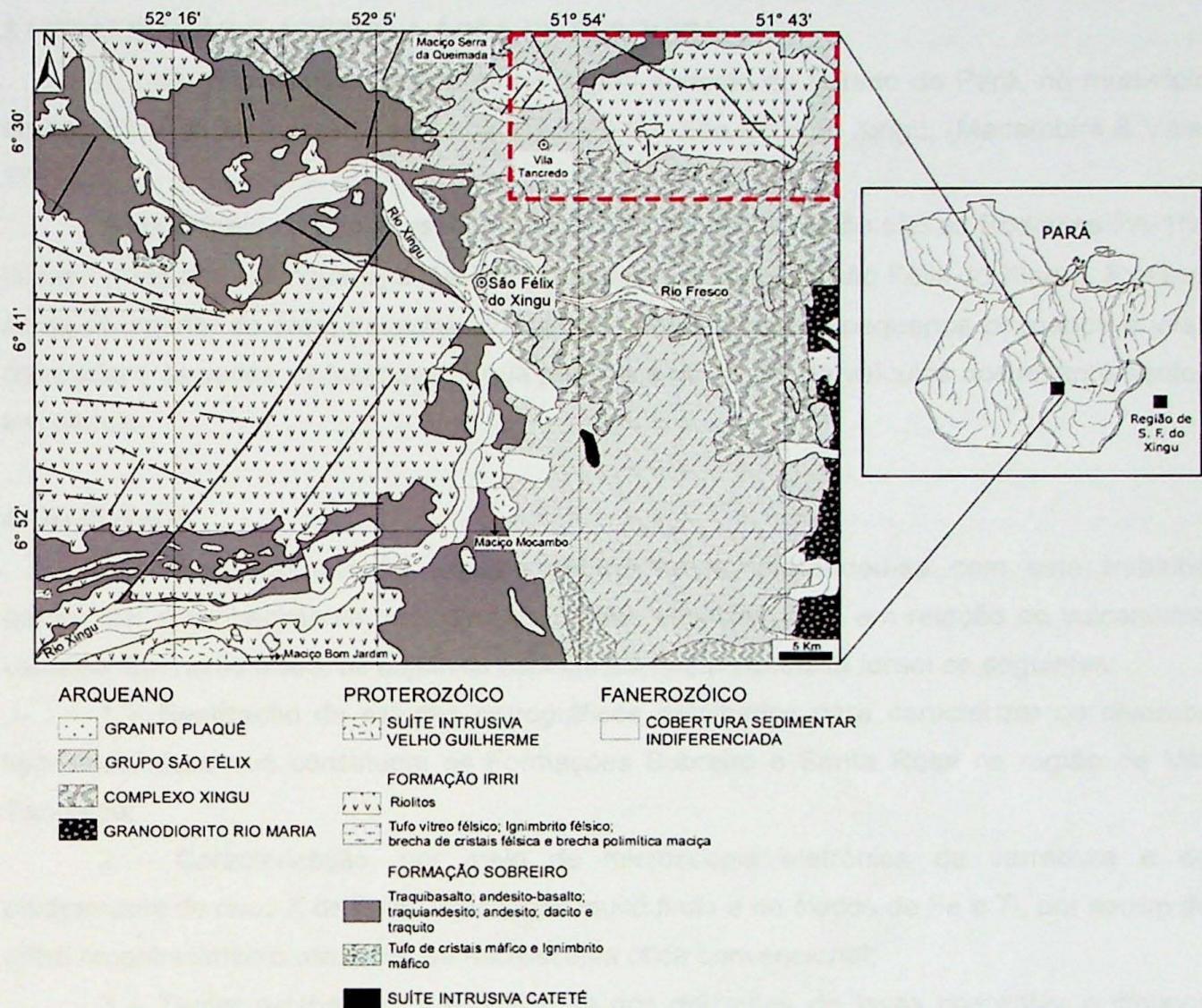


Figura 1. Mapa geológico da região de São Félix do Xingu (modificado de Fernandes *et al.*, 2006). O retângulo vermelho delimita a área deste estudo.

2 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

As seqüências vulcânicas pertencentes ao Grupo Uatumã fazem parte da Província Mineral de Carajás, situada no Cráton Amazônico (Almeida *et al.*, 1981), no domínio geocronológico da Província Amazônia Central (Tassinari & Macambira, 1999) ou Carajás – Imataca (Santos *et al.*, 2000). Encontram-se associadas aos granitóides de 1880 Ma da Suíte Intrusiva Velho Guilherme (Teixeira *et al.*, 2002a).

Em parte da área de ocorrência desses vulcanitos atuaram diversos eventos termotectônicos desenvolvidos no Arqueano e no Proterozóico, os quais estão testemunhados por transformações mineralógicas e elementos estruturais impressos em unidades litoestratigráficas do embasamento arqueano pertencente ao Terreno Granito–Greenstone do

Sul do Pará e ao Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas (Araújo *et al.*, 1988).

3 LOCALIZAÇÃO E ACESSO À ÁREA DE PESQUISA

A área de pesquisa localiza-se na região sudeste do Estado do Pará, no município de São Félix do Xingu (parte da Folha SB-22-Y-B – São Félix do Xingu; (Macambira & Vale, 1997).

As principais vias de acesso terrestres que servem à região são as Rodovias PA-150 (Belém – Marabá – Xinguara) e PA-279 (Xinguara – Tucumã – São Félix do Xingu). Existem ainda no interior da área, estradas vicinais que conduzem aos pequenos povoados e vilas da região e às sedes de fazendas, o que permite a utilização de veículos nos levantamentos em campo.

4 OBJETIVOS

Com base no que foi exposto anteriormente, pretendeu-se com este trabalho aprofundar o conhecimento geológico da região, especialmente em relação ao vulcanismo Uatumã. Em razão disso, os objetivos específicos desta pesquisa foram os seguintes:

1 – Realização de estudos petrográficos detalhados para caracterizar os diversos tipos vulcânicos que constituem as Formações Sobreiro e Santa Rosa na região de Vila Tancredo;

2 – Caracterização, por meio de microscopia eletrônica de varredura e de difratometria de raios X de fases acessórias muito finas e de óxidos de Fe e Ti, por serem de difícil reconhecimento utilizando-se microscopia ótica convencional;

3 – Tentar estabelecer a estratigrafia dos derrames de lavas coerentes e litotipos vulcanoclásticos, bem como a identificação e caracterização de eventuais zonas ou halos de alteração hidrotermal, que servem como indicadores de potenciais depósitos minerais;

4 – Comparar os resultados deste estudo com aqueles obtidos por Fernandes *et al.* (2006) na região de Santa Rosa, oeste de São Félix do Xingu, propiciando a elaboração de uma litoestratigrafia mais realista para a área.

5 DESENVOLVIMENTO DO TRABALHO

O presente trabalho consiste da caracterização petrográfica das sequências vulcânicas e subvulcânicas associadas na região de São Félix do Xingu. Portanto, a base principal deste trabalho foi a descrição petrográfica dos diversos litotipos da região, coletados em etapas de campo anteriores pelo orientador e co-orientador deste trabalho. Esta etapa foi concluída no primeiro semestre do presente ano, o que possibilitou a realização dos outros métodos no segundo semestre.

Os trabalhos de Microscopia Eletrônica de Varredura foram realizados durante uma

semana no mês de maio, porém os dados só puderam ser tratados no mês de setembro, devido em parte ao trabalho de campo de um mês realizado pelo autor, orientador e co-orientador deste trabalho nos meses de junho e julho, como também por outras atividades de campo realizadas pelo autor, em virtude do calendário escolar.

As etapas de DRX foram realizadas no mês de outubro, para análise de minerais de alteração hidrotermal de difícil caracterização em microscópio óptico convencional e para complementar dados obtidos durante o MEV.

As amostras de geoquímicas foram selecionadas e preparadas no mês de agosto e enviadas para o *Activation Laboratories* (Ontario, Canadá) e os dados foram tratados durante os meses de setembro e outubro.

Por fim, este trabalho encontrou dificuldades a respeito da química mineral, pois o intuito inicial deste método era analisar anfibólios a fim de caracterizar as séries magmáticas dos vulcanitos e rochas associadas da região. Porém, em nenhuma amostra foi encontrado anfibólio fresco para tal análise, pois ou estavam hidrotermalizados ou oxidados. No final de outubro e começo de novembro esses estudos foram feitos para complementar os dados petrográficos, com a análise de micrólitos de feldspatos na matriz das rochas, de fenocristais de clinopiroxênio em andesitos.

Tabela 5.1 – Cronograma de atividades deste trabalho.

ANO	2008										
	MÊS	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Pesquisa Bibliográfica											
Etapa de Campo											
Laminação											
Descrição Petrográfica											
MEV											
DRX											
Geoquímica											
Microssonda Eletrônica											
Relatório de Progresso											
Monografia											

6 TRABALHOS ANTERIORES

Neste trabalho foi utilizada a estratigrafia e a geologia apresentadas no mapa geológico regional na escala 1:250.000 (Folha SB-22-Y-B – São Félix do Xingu), elaborado por Macambira & Vale (1997), parte do “Projeto Especial Mapas de Recursos Minerais do Solo e de Vegetação para a Área do Programa Grande Carajás/Sub-Programa Mapas Metalogenéticos e de Previsão de Recursos Minerais”, bem como aquela elaborada por Fernandes *et al.* (2006) na escala 1:100.000.

Estudos geológicos nessa região têm sido desenvolvidos há mais de duas décadas. Ao longo desse tempo, diversas propostas de cartas geológicas, arranjos lito-estratigráficos e modelos de evolução tectônico-estruturais têm sido idealizados (Silva *et al.*, 1974; Hirata *et al.*, 1982; Araújo *et al.*, 1988; DOCEGEO, 1988; Costa *et al.*, 1995; Macambira & Vale, 1997; Fernandes *et al.*, 2006).

Teixeira *et al.* (2002a) obtiveram em riolitos e andesitos do Grupo Uatumã, idade de referência Pb–Pb em rocha total de 1875 ± 79 Ma.

Teixeira *et al.* (2002b) caracterizaram um amplo vulcanismo de caráter efusivo e explosivo, com composições andesito-basáltica e traquiandesito basáltica, pertencentes à Formação Sobreiro, e riolítica e dacítica a riodacítica incluídas na Formação Santa Rosa, ambas pertencentes ao Grupo Uatumã. Estudos petrográficos revelaram que os fenocristais e a matriz presentes nestes litotipos exibem marcante alteração hidrotermal, representada por albita + epídoto + sericita + muscovita, sericita + muscovita + clorita + carbonato e epidoto + clorita + sericita + muscovita. As rochas da Formação Sobreiro apresentam caráter anorogênico, composições cálcio-alcalinas predominantemente aluminosas e são consideradas como originadas em ambiente cratônico continental. As rochas da Formação Santa Rosa são também anorogênicas, de natureza cálcio-alcalina de alto potássio e formadas em ambiente continental e intraplaca. Datações Pb–Pb preliminares em zircão resultaram em idades de 1865 ± 5 Ma para andesito basáltico da Formação Sobreiro e 1886 ± 3 Ma para riolito da Formação Santa Rosa, indicando, apesar da imprecisão analítica, uma aparente quase contemporaneidade na formação destas duas unidades vulcânicas.

Fernandes (2005) realizou datações Pb–Pb em zircão em dacito porfirítico da Formação Sobreiro e obteve para quatro cristais idade média de 1880 ± 6 Ma, interpretada como aquela de cristalização. Pórfiros graníticos associados à Formação Santa Rosa revelaram idade em torno de 1880 Ma (Cruz, 2004; Paiva Jr., 2004), a qual foi estendida a esta unidade.

7 MÉTODOS DE TRABALHO

7.1 Pesquisa bibliográfica

Foram realizados levantamentos bibliográficos sobre a geologia da região proposta para os estudos, bem como em relação aos diversos temas a serem abordados durante o desenvolvimento do trabalho, através de consultas ao acervo da biblioteca do IGUSP e aos sistemas de buscas de dados, fornecidos pelo Sistema Integrado de Bibliotecas da Universidade de São Paulo (SIBI/USP), incluindo as bases de dados DEDALUS, SciELO, ERL, ProBE e Web of Science e pelo Portal CAPES.

7.2 Mapeamento e amostragem

Uma etapa de campo de 30 (trinta) dias foi realizada em julho de 2006 (Figura 2) e outra em julho de 2007 pelo Prof. Dr. Caetano Juliani e o doutorando Carlos Marcello Dias Fernandes junto ao Programa de Pós-Graduação em Mineralogia e Petrologia do IGUSP, dentro do Projeto PRONEX (103-98/MCT/CNPq-Proc. 66.2103/98-0) do CG/UFPa, envolvendo o levantamento da base logística da área, descrição de afloramentos, tomadas de pontos por GPS (Sistema de Posicionamento Global), medida de estruturas primárias e tectônicas e coleta sistemática de amostras para estudos petrográficos, geoquímicos, geocronológicos, etc. No período de 18 de junho de 2008 a 23 de julho de 2008 uma etapa de campo com a participação do aluno foi realizada com os mesmos enfoques, além do reconhecimento da geologia, estratigrafia e geomorfologia regional nos arredores de São Félix do Xingu e afloramentos importantes encontrados na localidade de Vila Tancredo.

7.3 Petrografia

A partir de estudos petrográficos mesoscópicos, foram selecionadas amostras representativas das rochas vulcânicas para petrografia microscópica.

O estudo de lâminas delgadas envolveu descrições mineralógicas detalhadas e análises texturais (*cf.* Williams *et al.*, 1962; Smith, 1974; Mackenzie & Guilford, 1982; Fisher & Schminke, 1984; Smith & Brown, 1988; McPhie *et al.*, 1993). Objetivando-se: (a) o reconhecimento das fases minerais, suas relações de contato, formas e dimensões Williams *et al.* (1962), presença de inclusões, intercrescimentos (exsolução e substituição), estruturas (se deformadas ou não), bem como suas relações de equilíbrio com outras fases presentes; (b) caracterização de paragêneses magmáticas e hidrotermais; (c) estado de equilíbrio (se alteradas ou não); (d) ordem de cristalização, quando possível; (e) identificação de cristais, fragmentos de cristais e fragmentos líticos de origem vulcanoclástica.

7.4 Microscopia Eletrônica de Varredura

A caracterização das fases minerais acessórias foi complementada por de estudos em microscópio eletrônico de varredura (MEV) com EDS (*Energy Dispersive System*) acoplado. Esta etapa foi realizada no Laboratório de Microscopia Eletrônica do Instituto de Geociências da UNICAMP, equipado com a versão básica de um microscópio eletrônico de varredura, marca LEO 430i com EDS acoplado. Secções polidas das rochas vulcânicas estudadas serão preparadas e metalizadas com carbono.

O uso em conjunto do MEV com o EDS é de grande importância para a caracterização petrográfica e mineralógica. O primeiro proporciona imagens com aumento muito superiores aos microscópios óticos convencionais e o segundo permite a imediata identificação com análises qualitativas e semi-quantitativas de boa qualidade.

7.5 Difratometria de Raios X

Além da utilização do microscópio eletrônico de varredura, foi necessária a utilização da difratometria de raios-x para melhor caracterização das fases minerais acessórias. Em conjunto com os dados de MEV, foi possível caracterizar tanto fases de alteração hidrotermal e determinar paragêneses de diferentes estilos desse tipo de alteração, como também identificar minerais que possuem grande importância em relação aos processos aos quais alguns dos vulcanitos do Grupo Uatumã foram submetidos.

As análises foram realizadas no Laboratório de Difração de Raios X do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo.

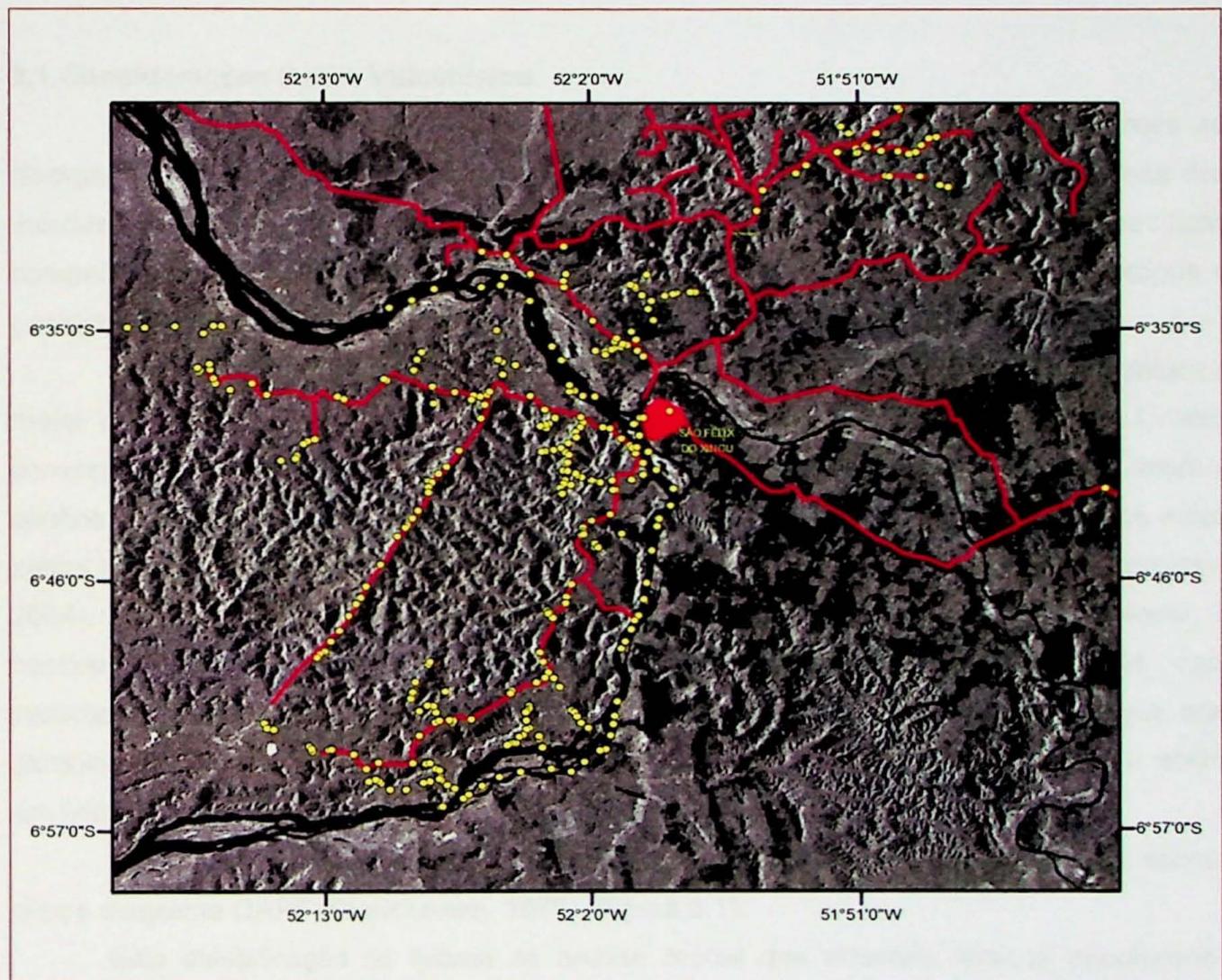


Figura 2. Imagem do radar JERS mostrando os pontos de amostragem levantados no trabalho de campo realizado em Julho de 2006 nas circunvizinhanças de São Félix do Xingu.

7.6 Geoquímica

Com base nos estudos petrográficos, foram selecionadas 13 (treze) amostras de rochas para análises químicas, incluindo elementos maiores (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O e P_2O_5), traço (Ba, Rb, Sr, Zr, Nb, Y, Ti, Ta, U, K, P, e Ni) e

terrás raras (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Yb e Lu). Os elementos maiores foram analisados por ICP-ES e os traços, incluindo terrás raras, por ICP-MS. Todas as análises foram realizadas no laboratório *Activation Laboratories Ltd* (Ontario, Canadá). O FeO foi analisado por titração no mesmo laboratório.

8 LEVANTAMENTO BIBLIOGRÁFICO

Este capítulo trata de uma breve revisão sobre as rochas vulcânicas e alterações hidrotermais, tema central deste trabalho e também uma síntese sobre a geologia regional da área.

8.1 Considerações Sobre Vulcanismo

A maior parte dos vulcões na Terra são formados em limites convergentes ou divergentes de placas, ou no interior de placas continentais e oceânicas. Os magmas dos vulcões em cada um destes ambientes tectônicos são caracterizadas por específicas composições químicas, compreendendo elementos maiores, traços, razões de isótopos e composição das fases minerais (Schminke, 2004).

Limites divergentes de placas são zonas axiais de oceanos, as quais apresentam a maior produção de magmas na Terra e o maior número de vulcões submarinos. Limites convergentes de placas são zonas nas quais a litosfera oceânica subducta sob litosfera continental ou oceânica. A maioria dos vulcões ativos subaéreos são formados sobre estas zonas de subducção, representando 80% das erupções vulcânicas registradas (Schminke, 2004). Vulcões intraplaca são subdivididos em oceânicos, como os vulcões do Havaí; e continentais. Ainda existem exemplos de vulcões que apresentam magmas com características que indicam mais de uma fonte, como é o caso dos vulcões da Islândia, que demonstram características compostionais de vulcões intraplacas, porém crescem sobre um limite divergente de placas.

Rochas vulcânicas podem ser classificadas quanto a sua mineralogia, de acordo com o diagrama QAPF (Streckeisen, 1976) (Figura 8.1).

Esta classificação se baseia na análise modal dos minerais félsicos encontrados nestas rochas. Ainda baseado na composição modal, mas aliados a critérios químicos como a porcentagem de sílica e álcalis, pode-se classificar as rochas vulcânicas como máficas, como as rochas basálticas; intermediárias, como as rochas andesíticas e félsicas, como as rochas riolíticas.

8.1.1 Depósitos Vulcânicos: Aspectos conceituais e classificação

Os produtos vulcânicos gerados em um evento eruptivo podem ser classificados dentro de duas principais categorias: *lavas coerentes* e de *partículas vulcanoclásticas*.

Lavas coerentes são fluxos de magma extravasados na superfície terrestre durante uma atividade vulcânica efusiva, de caráter essencialmente não-explosivo, devido ao baixo conteúdo de voláteis. As principais texturas formadas neste tipo de depósito são porfirítica, afanítica e totalmente vítreia (McPhie *et al.* 1993).

Segundo Gillespie & Styles (1999), lavas coerentes são subdivididas em duas categorias principais: *fluxos de lava* e *domos de lava*. Estas duas categorias representam diferenças na composição química e nas propriedades físicas do magma, principalmente a viscosidade. Magmas de baixa viscosidade e composições básicas a intermediárias (basaltos e andesitos) formam, usualmente, fluxos de lava, ao passo que magmas de alta viscosidade e composições félsicas (dacitos e riolitos) tendem a formar domos de lava ou fluxos com pequena capacidade de movimento.

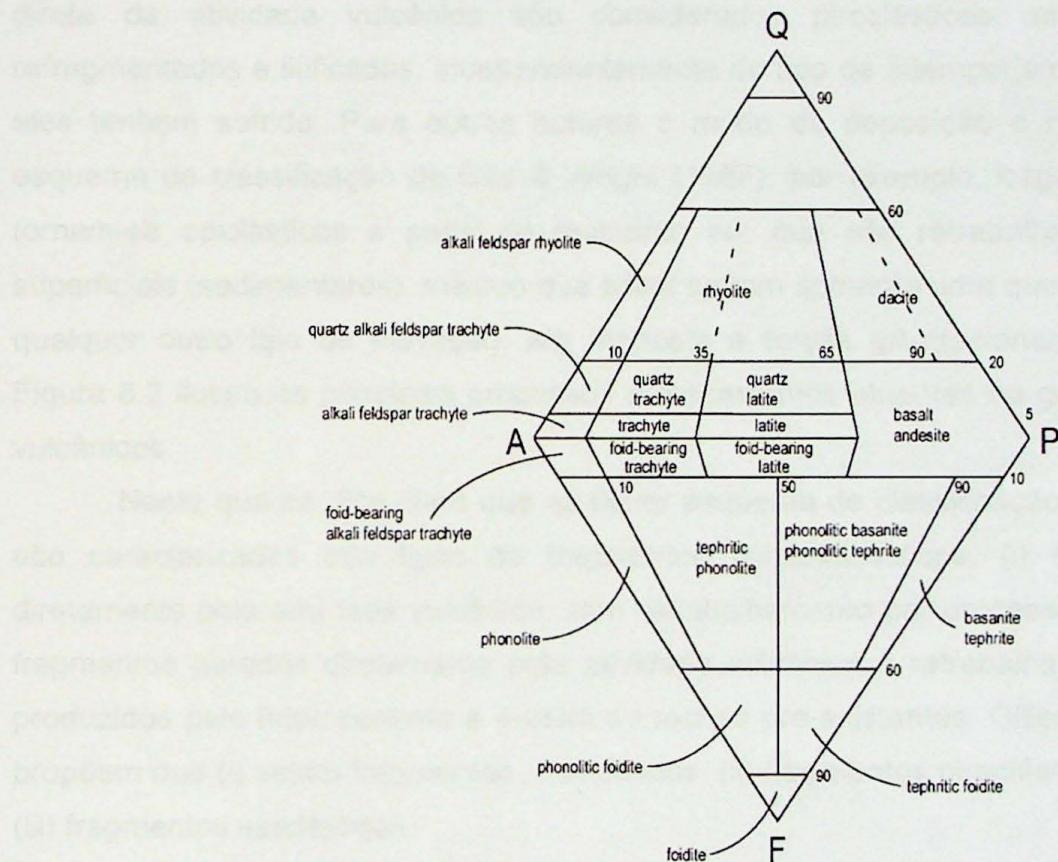


Figura 8.1. Diagrama Q-A-P-F (Steckelsen, 1974) para classificação de rochas vulcânicas.

Os fluxos de lava são classificados de acordo com sua aparência em três categorias distintas: *lavas pahoehoe*, *lavas aa* e *lavas em blocos*. *Pahoehoe* e *aa* são termos havaianos introduzidos no final do século XIX para descrever os principais tipos de lava encontrados nos vulcões Mauna Loa e Kilauea, mas são aplicados também a outras lavas com conteúdo de sílica variando entre 50 e 55 %, bem como aos raros fluxos de magmas ricos em enxofre e carbonatitos. Por sua vez, lavas em blocos são comuns entre as lavas com conteúdos de sílica maiores que 55% (Kilburn, 2000).

O termo genérico “vulcanoclástico” foi primeiramente introduzido por Fisher (1961) e redefinido em Fisher & Smith (1991), abrangendo o espectro completo de materiais clásticos compostos em partes ou inteiramente por fragmentos vulcânicos, formados por qualquer mecanismo, transportados por qualquer agente, depositado em qualquer ambiente ou misturado com qualquer outro fragmento vulcanoclástico em qualquer proporção. Há uma ampla discussão a respeito do reconhecimento e distinção entre os tipos de fragmentos vulcanoclásticos, originando uma variedade de esquemas de classificação (Fisher & Schmincke, 1984; Cas & Wright, 1987; Le Maitre, 2002) que, em sua grande maioria, recaem na caracterização de dois tipos básicos de fragmentos: *piroclásticos* e *epiclásticos*. De acordo com Fisher & Schmincke (1984) o aspecto mais importante é a origem vulcânica dos fragmentos. No esquema desses autores, todos os fragmentos formados pela ação direta da atividade vulcânica são considerados piroclásticos, até que se tornem refragmentados e litificados, independentemente do tipo de intemperismo ou transporte que eles tenham sofrido. Para outros autores o modo de deposição é mais importante. No esquema de classificação de Cas & Wright (1987), por exemplo, fragmentos piroclásticos tornam-se epiclásticos a partir do momento em que são retrabalhados por processos superficiais (sedimentares), mesmo que estes sofram somente uma queda de uma colina ou qualquer outro tipo de elevação, em resposta a forças gravitacionais. O fluxograma da Figura 8.2 ilustra os principais processos e mecanismos atuantes na geração de depósitos vulcânicos.

Neste quadro, fica claro que qualquer esquema de classificação só é válido quando são caracterizados três tipos de fragmentos vulcanoclásticos: (i) fragmentos gerados diretamente pela atividade vulcânica, sem retrabalhamento por processos sedimentares; (ii) fragmentos gerados diretamente pela atividade vulcânica e retrabalhados; (iii) fragmentos produzidos pelo intemperismo e erosão de rochas pre-existentes. Gillespie & Styles (1999) propõem que (i) sejam fragmentos piroclásticos, (ii) fragmentos piroclásticos retrabalhados e (iii) fragmentos epiclásticos.

Em rochas consolidadas é difícil, se não impossível, reconhecer um mínimo retrabalhamento dos fragmentos. Assim, para fins de classificação, todos os fragmentos piroclásticos e fragmentos piroclásticos retrabalhados, como na definição supracitada, devem ser tratados simplesmente como piroclásticos. Este procedimento de classificação tem sido utilizado tanto para rochas vulcanoclásticas antigas como modernas. Porém, a identificação e quantificação precisa de fragmentos piroclásticos ou epiclásticos é difícil, ou impossível, particularmente em depósitos consolidados antigos (Gillespie & Styles 1999).

A classificação de rochas vulcanoclásticas primárias, proposta por Fisher (1966) e modificada por Fisher & Schmincke (1984), descreve somente a granulação das rochas e sedimentos, não levando em consideração a origem do fragmento (Figura 8.3). Para tal, os

fragmentos vulcanoclásticos são divididos em três tamanhos: (i) cinza (< 2 mm); (ii) lapilli (> 2 mm e < 64 mm) e (iii) bloco ou bomba (> 64 mm). Rochas e sedimentos piroclásticos contêm mais de 75% em volume de fragmentos piroclásticos, o material remanescente é geralmente de origem epiclástica, orgânica, química ou autigênica. Se predominantemente consolidados, devem ser classificados como rochas piroclásticas, se dominanteamente inconsolidados, tefra.

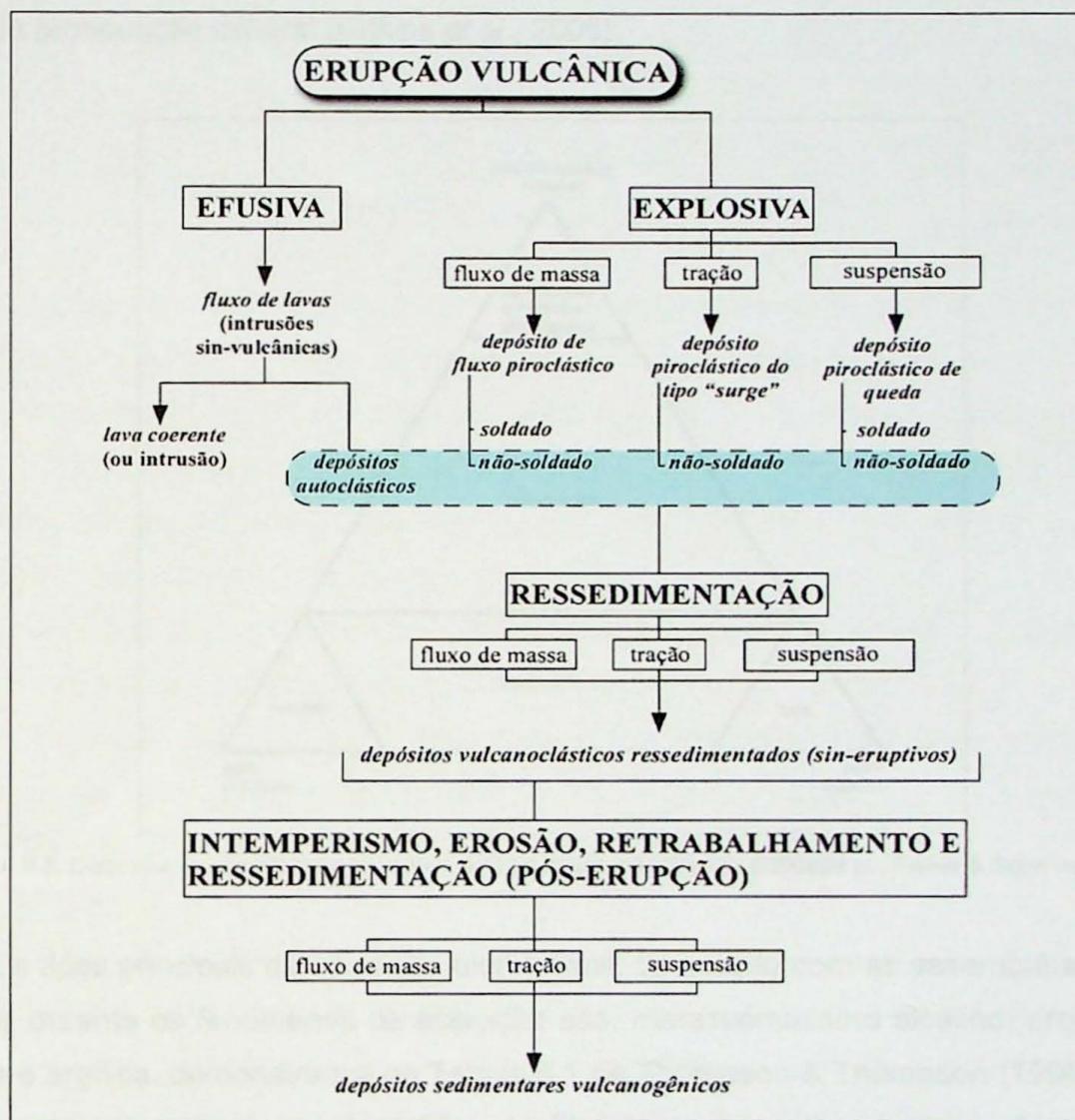


FIGURA 8.2. Fluxograma do esquema de classificação genética dos depósitos vulcânicos (modificado de McPhie et al., 1993).
Caixas=processos; Itálico=depósitos.

8.2 Alterações e Processos Hidrotermais

Alteração hidrotermal é um processo complexo que envolve qualquer mudança composicional de rochas e minerais por meios físicos ou químicos, especialmente pela interação de soluções aquosas ou gasosas quentes e frias. As alterações tipicamente implicam em mudanças mineralógicas, compostionais e texturais das rochas, com remobilização de elementos e recristalização de novos minerais (Gifkins et al., 2005).

Além disso, diversos episódios de alteração hidrotermal podem afetar uma mesma rocha. Cada um destes episódios são influenciados pela textura e composição presente, com geração de novas texturas e modificação composicional ao final de cada episódio. O resultado disto são características altamente variáveis, o que torna complexo o estudo de rochas vulcânicas alteradas antigas em relação a determinação da fácie vulcânica hospedeira, desvendar processos complexos de alteração e interpretar seus significados em termos de prospecção mineral (Gifkins *et al.*, 2005).

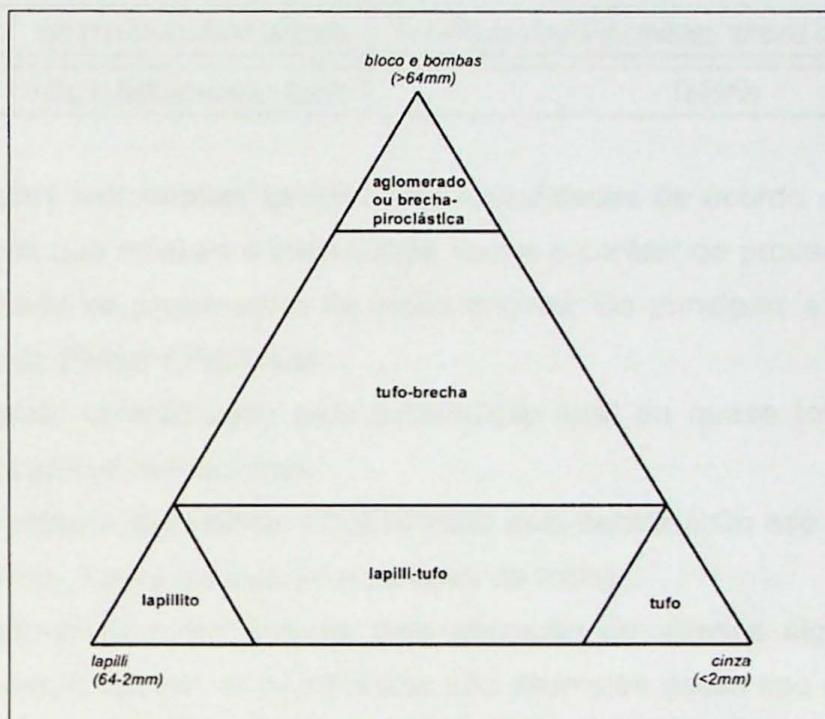


FIGURA 8.3. Diagrama de classificação para rochas piroclásticas primárias (modificada por Fisher & Schmincke 1984).

Os tipos principais de alteração hidrotermal, de acordo com as assembléias minerais formadas durante os fenômenos de alteração são: metassomatismo alcalino, propilitização, sericítica e argílica, demonstrados na Tabela 8.1 de Thompson & Thompson (1996). Embora estes termos sejam bastante difundidos na literatura, eles nem sempre são claramente definidos ou aplicados uniformemente pelos autores, que os usam em muitos casos baseados na ocorrência de minerais indicadores, ao invés da assembléia mineral inteira.

TABELA 8.1. Termos genéricos de alteração baseados em assembléias minerais de alteração comuns (modificado de Thompson & Thompson, 1996).

Terminologia genérica	Assembléia mineral de alteração (somente minerais-chave)	Ambiente de Formação
Argílica	Caolinita + Montmorillonita	Cu-Pórfiro, Epitermal <i>high sulfidation</i> , epitermal <i>low-sulfidation</i> , geotermal
Argílica Avançada	Pirofilita + Caolinita ± Quartzo	Cu-Pórfiro, Epitermal <i>high sulfidation</i> , epitermal <i>low-sulfidation</i> , geotermal
Argílica Intermediária	Clorita + Sericita	Cu-Pórfiro, Epitermal <i>high sulfidation</i>
Sericítica	Sericita + Quartzo + Pírita	Cu-Pórfiro, epitermal <i>low-sulfidation</i> , geotermal, VHMS
Propilitica	Epídoto + Clorita + Albita + Carbonato	Cu-Pórfiro, Epitermal <i>high sulfidation</i> , epitermal <i>low-sulfidation</i> , geotermal
Potássica	Feldspato Potássico + Biotita + Quartzo	Cu-Pórfiro

As alterações hidrotermais também são classificados de acordo com seu estilo, ou seja, características que refletem a intensidade, forma e caráter do processo hidrotermal de acordo com o estado de preservação da rocha original. Os principais estilos de alteração hidrotermal segundo Pirajno (1992) são:

- a) **Pervasivo:** caracterizado pela substituição total ou quase total da rocha, com destruição total ou parcial das texturas;
- b) **Seletivamente pervasivo:** caracterizado pela substituição específica de minerais (ex. biotita por clorita), com preservação da textura da rocha.
- c) **Não pervasiva:** caracterizada pela alteração de apenas algumas porções da rocha. Alterações ocorridas em veios e fraturas são exemplos desse tipo de alteração e são conhecidas como alterações fissurais ou controladas por fissuras.

8.2.1 Sistemas hidrotermais

Um sistema hidrotermal pode ser definido como a distribuição de fluidos quentes que circulam lateral e horizontalmente em várias condições de pressão e temperatura sob a superfície terrestre (Nunes *et al.*, 2001). Pirajno (1992), classificou os sistemas hidrotermais em seis tipos, a saber:

- a) **magmáticos:** relacionados à atividade plutônica rasa ou profunda que geram depósitos *greisens* de Sn-W;
- b) **magmáticos-meteóricos a predominantemente meteóricos:** presentes em ambientes vulcânicos-plutônicos a subvulcânicos relacionados à atividade vulcânica e são responsáveis por mineralizações de Cu-pórfiro, *skarns* e depósitos epitermais de metais preciosos e de base;
- c) **de assoalho oceânico:** responsáveis pela formação de depósitos vulcanogênicos de sulfetos maciços;

d) associados a *riffs*: em bacias sedimentares, associados ou não a atividade ígnea;

e) depósitos *stratabound* de sulfetos encaixados em rochas carbonáticas: considerados membros finais dos sistemas hidrotermais associados a bacias sedimentares;

f) sistemas hidrotermais relacionados a metamorfismo.

8.2.2 Depósitos epitermais

O termo epitermal se refere atualmente a depósitos hidrotermais formados em relativas baixas temperaturas, inferiores a 300 °C e profundidades rasas, entre 1 e 2 km (Nunes *et al.*, 2001). São encontrados em uma variedade de ambientes geológicos e demonstram diferentes condicionamentos, sejam ígneos, tectônicos ou estruturais.

Os depósitos epitermais, conforme a compilação de Nunes *et al.* (2001), são classificados:

a) segundo mineralogia e alteração, subclassificadas em *low-sulfidation* e *high-sulfidation* por White & Hedenquist (1990), de acordo com as características de pH dos fluidos hidrotermais;

b) segundo a rocha hospedeira, divididas em vulcânicas, sedimentares e carbonáticas;

c) segundo a forma dos depósitos, sendo eles veios, *stockworks* e disseminados;

d) segundo modelos genéticos, divididos em *hot spring type*, *open-vein type* e *disseminated-replacement type* (Pirajno, 1992).

8.3 Geologia Regional

Neste trabalho foi utilizada a estratigrafia e a geologia apresentadas no mapa geológico regional na escala 1:250.000 (Folha SB-22-Y-B – São Félix do Xingu), elaborado por Macambira & Vale (1997), parte do “Projeto Especial Mapas de Recursos Minerais do Solo e de Vegetação para a Área do Programa Grande Carajás/Sub-Programa Mapas Metalogenéticos e de Previsão de Recursos Minerais”.

8.3.1 Arqueano

As porções arqueanas da folha são representadas pelas unidades do Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas (CCI) (Araújo *et al.*, 1988) e do Terreno Granito–Greenstone do Sul do Pará (TGGSP) (Macambira & Vale, 1997).

O CCI representa o compartimento geotectônico de maior expressão em área na folha, sendo constituído por rochas arqueanas intensamente deformadas, separadas em Domínio Imbricado e Domínio Transcorrente (Macambira & Vale, 1997). Dentro do Domínio Imbricado, são encontradas as rochas do Complexo Pium, Complexo Xingu, Granito Plaqué

e Grupo Sapucaia. O Complexo Pium é unidade mais antiga da folha, composta de granulitos maficos e felsicos datados por Rodrigues *et al.* (1992) indicando idades de 3057 ±57 Ma para esta unidade. O Complexo Xingu consiste de gnaisses de composição granodiorítica a tonalítica com frequente migmatização. Ocorre amplamente distribuído na folha, porém Santos (2003) acredita que a partir de novos trabalhos esta unidade tenha sua distribuição geográfica reduzida devido a grande quantidade de rochas não estudadas inseridas no complexo, com idades que variam de 2050 – 3000 Ma. O Granito Plaquê consiste de corpos estratoides sincollisionais de composição granítica (Teixeira, 1999) e com idades de 2736 ±24 Ma (Avelar *et al.*, 1999). O Grupo Sapucaia é composto metassedimentos que compreendem xistos, quartzitos e formações ferríferas, sem estudos geocronológicos realizados.

O Domínio Transcorrente compreende o Sistema Anaporã, onde estão o Grupo Aquiri e Grupo São Sebastião; e o Sistema Araraquara. O Grupo Aquiri é constituído por uma sequência metavulcano-sedimentar com idade de 2758 ±59 Ma (Wirth *et al.*, 1986 em Teixeira, 1999). O Grupo São Sebastião representa uma sequência metavulcano-sedimentar representada por xistos, filitos e quartzitos com intercalações de anfibolitos e formações ferríferas relacionadas ao Grupo Grão-Pará (Macambira & Vale, 1997).

O Sistema Araraquara compreende uma sequência metavulcano-sedimentar constituída por metavulcânicas ácidas e básicas, metaultramáficas, metarcóseos, xistos e quartzitos pertencentes ao Grupo São Félix, por vezes cortados por rochas do Grupo Uatumã e por granitóides da Suíte Intrusiva Velho Guilhereme (Macambira & Vale, 1997). Quanto a idade, Schobbenhaus *et al.* (1981) assumiram idade arqueana. Macambira & Vale (1997) relaciona essa unidade crono-lito-estruturalmente aos Grupos São Sebastião, Aquiri e Grão Pará.

Por sua vez, o TGGSP abriga rochas granitóides de composição granodiorítica/tonalítica a monzogranítica, de idades arqueanas, correlacionáveis ao Granodiorito Rio Maria (Medeiros *et al.*, 1987). As idades radiométricas obtidas por Avelar *et al.* (1999) acusam idades de 2852 ±16 Ma para um metagranodiorito desta unidade.

8.3.2 Proterozóico

No proterozóico ocorre um regime predominantemente distensivo na região (Macambira & Vale, 1997) o que possibilitou a colocação de corpos magmáticos maficos e ultramáficos da Suíte Cateté, corpos ígneos do Granito Parauari, granitóides da Suíte Intrusiva Velho Guilherme e ascensão de vulcanismo ácido e intermediário do Grupo Uatumã, com posterior recobrimento da Formação Triunfo.

A Suíte Cateté consiste de inúmeros corpos maficos-ultramáficos representados por serpentinitos, piroxenitos, gabros e noritos não deformados e não metamorfizados,

encaixados em rochas do Complexo Xingu, Granito Plaquê, Grupo São Félix, Aquiri e São Sebastião (Macambira & Vale, 1997). As idades obtidas por Macambira & Tassinari (1998) são de 2378 ± 55 Ma.

O Granito Parauari (Santos *et al.*, 1975) é representado por um conjunto de granitóides de composição monzo- a sienogranítica, metaluminosos e de afiniação cálcio-alcalina. São cortados por corpos intrusivos da Suíte Cateté, por granitóides da Suíte Intrusiva Velho Guilherme e diques de diabásio mesozóicos, além de estarem recobertos pelo Grupo Uatumã. Datações radiométricas realizadas por Macambira *et al.* (1992) revelam idade de 1902 ± 39 Ma, interpretada como idade de cristalização deste granito.

O Grupo Uatumã representam uma das mais importantes atividades magmáticas félscicas paleoproterozóicas no mundo e perfazem cerca de 30% das rochas aflorantes no Cráton Amazônico (Juliani *et al.*, 2008). Esse evento gerou extensos derrames e fluxos vulcanoclásticos andesíticos e dacíticos, seguido por riolitos alcalinos do tipo-A (Lamarão *et al.*, 2002; Fernandes *et al.*, 2008; Juliani *et al.*, 2008; Lagler *et al.*, 2008). Na região de São Félix do Xingu essa unidade é subdividida, respectivamente, nas formações Sobreiro (Formação Sobreiro) e Santa Rosa (Formação Santa Rosa).

A Formação Sobreiro é composta por andesitos, com andesito-basáltico, lati-andesito e dacito associados. Seus componentes vulcanoclásticos são tuhos vítreos e de cristais máficos (Macambira & Vale, 1997; Teixeira *et al.*, 2002b; Fernandes *et al.*, 2006). São rochas porfiríticas a glomeroporfiríticas, com fenocristais de plagioclásio, anfibólio e clinopiroxênio imersos em matriz microlítica (micrólitos de plagioclásio) à criptocristalina. De modo geral, apresentam alteração hidrotermal moderada a pervasiva de natureza principalmente propilítica, evidenciada pelo desenvolvimento de clorita, epídoto, carbonato e quartzo (Lagler *et al.*, 2008). As rochas da Formação Sobreiro são metaluminosas, têm natureza cálcio-alcalina transicional de alto potássio a shoshonítica e possuem afinidade geoquímica que indica geração em arco vulcânico transicional entre imaturo e maturo (Fernandes *et al.*, 2006). Datações Pb-Pb em zircão de dacito revelou idade de 1880 ± 6 Ma para esta formação, interpretada como idade mínima de cristalização (Fernandes, 2005).

A Formação Santa Rosa, conhecida na região anteriormente por Formação Iriri, é constituída por rochas vulcânicas coerentes, tuhos vítreos e de cristais félscicos e pórfiro-granitos de composição riolítica a álcali-riolítica, com riolacitos subordinados (Macambira & Vale, 1997; Teixeira *et al.*, 2002b; Fernandes *et al.*, 2006; Lagler *et al.*, 2008). Ocorrem como derrames ou diques preenchendo grandes fraturas relacionadas aos eventos distensivos ocorridos no paleoproterozóico. As rochas são localmente afetadas por metassomatismo potássico e as principais fases secundárias são sericita, clorita, epídoto, argilo-minerais e minerais opacos gerados por alteração hidrotermal que varia de fissural incipiente a pervasiva forte (Lagler *et al.*, 2008). Em relação ao caráter químico, as rochas da Formação

Santa Rosa são metaluminosas a peraluminosas, transicionais entre subalcalinas e alcalinas e têm afinidade geoquímica intraplaca, formada em ambiente distensivo (Fernandes *et al.*, 2006). Teixeira *et al.* (2002b) realizaram datações Pb–Pb em zircão e obtiveram idade de 1875 ± 3 Ma para esta formação.

A Formação Triunfo é composta por rochas sedimentares detriticas e ocorrem discordantemente sobre rochas do Complexo Xingu, Granito Parauari e Grupo Uatumã (Teixeira, 1999). Ainda não existe um estudo sobre as idades radiométricas destas rochas, porém as relações de campo permitem dizer que são mais novas que as rochas do Grupo Uatumã.

A Suíte Intrusiva Velho Guilherme é representada por diversos corpos intrusivos de dimensões variáveis. São rochas peraluminosas a metaluminosas, de composição álcali-feldspato granítica a sienogranítica com alterações pós-magmáticas, que hospedam principalmente mineralizações de cassiterita (Teixeira, 1999). As idades obtidas variam de 1653 ± 2 Ma (Lafon *et al.*, 1991) a 1906 ± 29 Ma (Teixeira, 1999).

8.3.3 Fanerozóico

Representadas pelo Diabásio Cururu (Macambira & Vale, 1997) de idade mesozóica relacionados a eventos distensivos que propiciaram a ascensão de magmas máficos, sem estudos geocronológicos efetuados até o momento; e pelas coberturas sedimentares terciárias e quaternárias no cenozoico.

9 ASPECTOS GEOLÓGICOS

A área de estudo abriga um dos mais completos e bem preservados episódios vulcânicos paleoproterozóicos do Cráton Amazônico representados pelas formações Sobreiro e Santa Rosa, com corpos gabróides e granítoides intrusivos associados. Na região de Vila Tancredo, nota-se que os componentes vulcânicos afloram sobre seqüências arqueanas, como diques intrusivos e restos de derrames preservados de erosão. Mesmo com a extensa cobertura vegetal presente na área, há um grande número de afloramentos, ocorrendo sob a forma de lajedos, blocos e matacões, porém sem continuidade lateral e vertical significativa, o que dificulta a interpretação estratigráfica em grande escala.

Os vulcanitos da Formação Sobreiro, representados por rochas de composição mais andesítica são encontrados em afloramentos de blocos e lajedos, tanto no leito dos rios Xingu e Fresco, como na região de Vila Tancredo. A geomorfologia característica da área aflorante desta formação são planícies arrasadas com raras elevações, estas associadas a estruturas circulares, interpretadas como paleo-estratovulcões onde ocorrem derrames e intrusões em diques de andesito coerente, muitas vezes com fluxo magmático bem preservado, vertical ou horizontal, além de tufo de cristais e de cinza e de brechas e

aglomerados vulcânicos. Nota-se, algumas vezes, diferenciação magmática, com riódacitos a riolitos nos altos topográficos e andesitos na base. Estas rochas mais félscicas, portanto, podem ser responsáveis pela erosão menos acentuada nestas estruturas, por serem mais resistentes ao intemperismo.

Já os vulcanitos da Formação Santa Rosa ocorrem em blocos, lajedos e domos riolíticos, com pórfiros graníticos associados. Formam uma topografia mais acidentada, com presença de serras e morros com vertentes íngremes.

Nos Anexo I e II encontram-se um mapa geológico preliminar da região de Vila Tancredo e a fusão do mapa geológico com a imagem de radar R99b, respectivamente.

10 PETROGRAFIA, ANÁLISE TEXTURAL E CLASSIFICAÇÃO MODAL

Foram realizados estudos meso- e microscópicos em aproximadamente 90 (noventa) amostras da região de Vila Tancredo, buscando primeiramente a separação entre as duas unidades estratigráficas e dos litotipos associados, em especial distinguindo-se as rochas vulcânicas coerentes das vulcanoclásticas. Buscou-se também caracterizar texturalmente os diversos litotipos em relação à presença ou não de fenocristais e aos diferentes tipos de matrizes, visando elucidar a evolução magmática destas rochas.

A classificação composicional dos litotipos vulcânicos tem como base critérios de McPhie *et al.* (1993), relacionando características texturais e paragênese dos fenocristais das diversas amostras. A estimativa do teor de anortita dos fenocristais de plagioclásio não pode ser feita em muitas das rochas, em virtude da intensa alteração tardia- a pós-magmática.

Os derrames e diques de litotipos coerentes porfiríticos apresentam geralmente dois estágios de cristalização, tendo sido o primeiro responsável pela geração de fenocristais euhédricos em sub-superfície e o segundo foi responsável pela cristalização da matriz que envolve os cristais formados no primeiro estágio, na superfície. Estas rochas mostram-se ainda hidrotermalizadas em diferentes graus, evidenciados pela formação de assembléia mineralógica típica da interação fluido-rocha no estágio pós-magmático, materializando diferentes tipos e estilos de alteração hidrotermal.

Foram selecionadas 04 amostras para realização de análises modais, duas de pórfiros graníticos, uma de granitóide equigranular médio e uma de rocha gabróica. Utilizou-se um contador de pontos manual para as análises, sendo computados aproximadamente 1.500 pontos por amostra. Foi feito apenas uma contagem por amostra, independente de sua granulação e os resultados obtidos não são, portanto, rigorosos do ponto de vista estatístico definido por Chayes (1956). Adotou-se para a classificação composicional e nomenclatura dessas rochas as recomendações de Streckeisen (1976) e Le Maitre (2002).

Os litotipos coerentes das formações Sobreiro e Santa Rosa nem sempre puderam ter sua composição modal estimada, em função da granulação extremamente fina de suas matrizes. Os resultados desse estudo encontram-se detalhados na Tabela 10.1.

Os diagramas Q-A-P e Q-(A+P)-M' correspondentes são apresentados na Figura 10.1. Constata-se que não existe uma grande variação nas composições dos litotipos da Formação Santa Rosa, que são tipicamente sienograníticas e *subsvolvus* (Tuttle & Bowen, 1958). A rocha básica mostra composição gabróica (An_{55}). No diagrama Q-(A+P)-M' percebe-se o caráter leucocrático a hololeucocrático da totalidade dos granitos estudados, onde as três amostras revelam $M' < 10\%$. Isso demonstra o caráter extremamente silicoso e evoluído dos magmas geradores destes litotipos, justificados ainda pelas estimativas do teor de anortita do plagioclásio alcançando no máximo 12%. Por sua vez, o gabro revela M' em torno de 26%, impondo-lhe caráter mesocrático. Neste mesmo diagrama são apresentados o domínio composicional dos maciços granitóides da Suíte Intrusiva Velho Guilherme (Teixeira et al., 2005), bem como o campo de superposição dos granitóides crustais definido por Lameyre & Bowden (1982), mostrando uma íntima afinidade com as rochas da Formação Santa Rosa. A definição da série da rocha básica associada ainda é incerta, necessitando para isso um estudo mais sistemático, envolvendo um maior número de amostras.

A seguir, discutem-se as características petrográficas meso- e microscópicas dos litotipos estudados.

10.1 Formação Sobreiro

As rochas da Formação Sobreiro apresentam cor cinza-escuro a esverdeado, estrutura maciça e texturas ora afaníticas ora porfiríticas. São predominantemente andesitos, com andesito basalto, lati-andesito e riodacito associados. As rochas porfiríticas exibem até 15% de fenocristais que variam, geralmente, de menos de 1 a 8 mm (Figuras 10.2a e 10.2b). Microscopicamente são porfiríticas a glomeroporfiríticas, com fenocristais de plagioclásio, anfibólio e clinopiroxênio imersos em matriz microlítica (micrólitos de plagioclásio) à criptocristalina. Nota-se ainda que boa parte das rochas apresenta textura traquítica, caracterizada por fluxo magmático definido pela orientação dos micrólitos de plagioclásio (Figura 10.3a) e de fenocristais de minerais maficos.

Tabela 10.1. Composições modais de Anfibólio-biotita pôrfitos sienogranitos, Biotita sienogranito eqüigranular médio da Formação Santa Rosa e Olivina-clinopiroxênio gabro médio associado. Nd=não detectado; Tr=Traço.

LITOTIPO	PÓRFITOS GRANÍTICOS		SIENOGRANITO	GABRO
AMOSTRA	439(a)	439(c)	517	494
Minerais Primários (%)				
QUARTZO 1	25	8	25	1
QUARTZO 2	Nd	13	14	Nd
FELDSPATO POTÁSSICO 1	23	24	10	Nd
FELDSPATO POTÁSSICO 2	Nd	4	36	Nd
PLAGIOCLÁSIO 1 (> An5)	4	12	7	57
PLAGIOCLÁSIO 2 (> An5)	Nd	1	Nd	Nd
ANFIBÓLIO	9	5	Nd	1
BIOTITA	Tr	Nd	4	Nd
CLINOPIROXÊNIO	Nd	Nd	Nd	17
OLIVINA	Nd	Nd	Nd	7
ZIRCÃO	Tr	Tr	Tr	Nd
APATITA	2	Tr	Tr	1
OPACOS	1	Tr	1	10
MATRIZ	32	35		
Minerais Secundários (%)				
SERICITA	Nd	2	3	2
CARBONATO	2	Tr	Nd	1
CLORITA	2	2	Tr	2
COMPOSIÇÃO DO PLAGIOCLÁSIO	An08	An09	An12	An55
DIAGRAMA QAP				
Q	48	34	42	2
A	44	45	50	0
P	8	21	8	98
DIAGRAMA Q A+P M'				
Q	44	32	40	1
A+P	47	63	55	73
M'	9	5	5	26
Número de Pontos	1500	1500	1500	1500

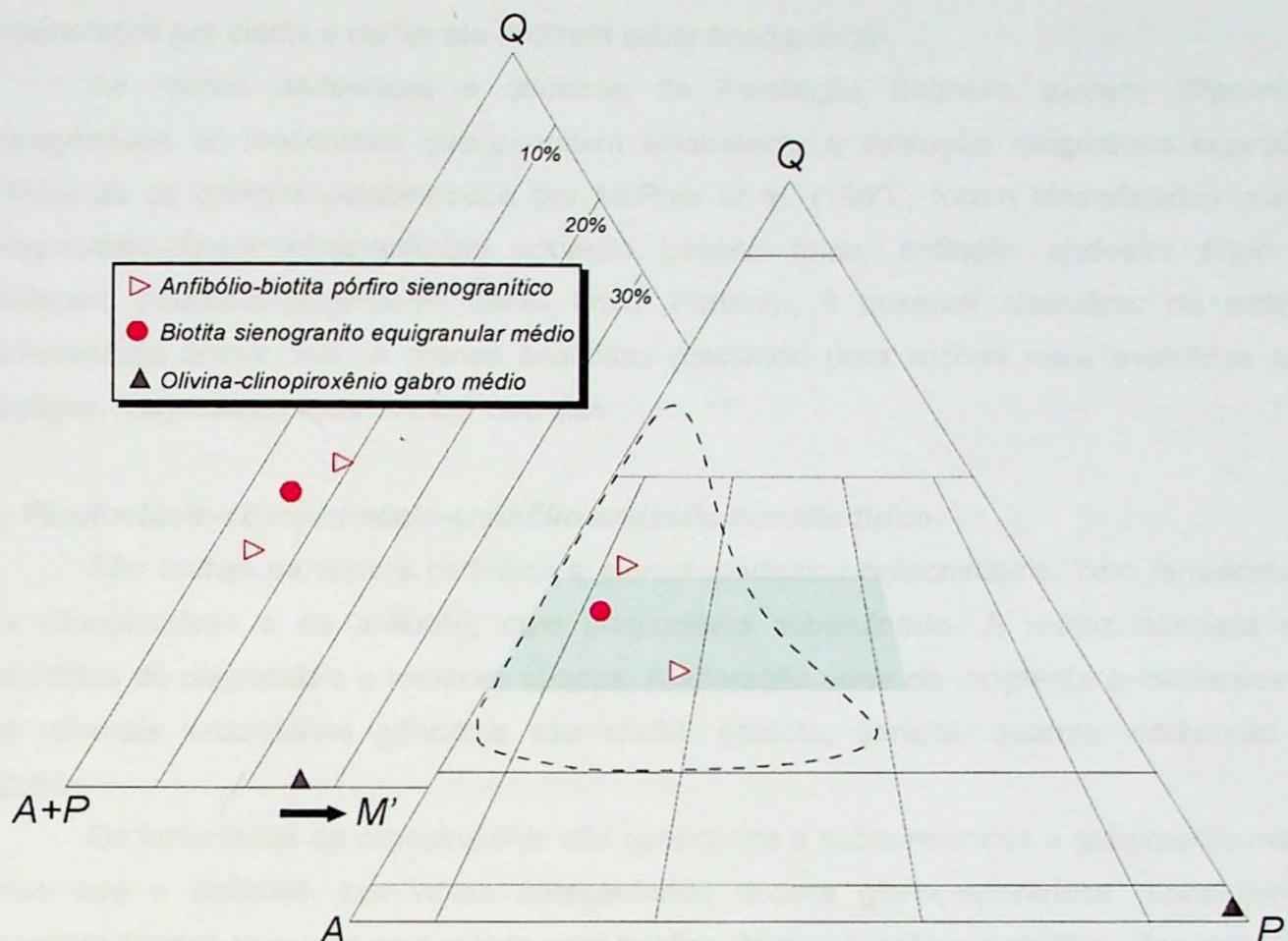


Figura 10.1. Diagramas triangulares Q-A-P e Q-(A+P)-M' (Streckeisen, 1976), mostrando as distribuições composticionais modais gerais do vulcão-plutônio da Formação Santa Rosa, bem como rocha básica associada. A linha tracejada mostra o domínio da Suíte Intrusiva Velho Guilherme (Teixeira *et al.*, 2005). O polígono em cinza os granitos crustais de Lameyre & Bowden (1982).

Os fenocristais de plagioclásio são geralmente euhédricos a subeuhédricos, tabulares. Os fenocristais de anfibólio são euhédricos e ocorrem comumente alterados para minerais opacos (provavelmente óxidos de ferro), onde o hábito prismático e a clivagem característica ainda encontram-se preservadas. Os fenocristais de clinopiroxênio são encontrados em menor quantidade e são mais finos comparativamente aos de plagioclásio e de anfibólio. São subeuhédricos, prismáticos e em alguns casos geminados. Minerais opacos são os acessórios principais. As rochas afíricas são compostas por micrólitos tabulares de plagioclásio e minerais secundários (geralmente clorita e epidoto subordinado). Apresentam textura subofítica e granulação fina a muito fina, por vezes com estrutura de fluxo.

De modo geral, apresentam alteração hidrotermal moderada a pervasiva, de natureza propilítica, evidenciada pelo desenvolvimento de clorita, epidoto, carbonato e quartzo. A alteração afeta principalmente os minerais máficos da matriz. Os fenocristais por vezes se preservam, mas é comum encontrar carbonato, epidoto e clorita alterando fenocristais de anfibólio, plagioclásio (Figura 10.3b) e clinopiroxênio. Veios e amígdalas

preenchidos por clorita e carbonato ocorrem subordinadamente.

As rochas andesíticas e dacíticas da Formação Sobreiro exibem diferentes paragêneses de fenocristais que permitem estabelecer a evolução magmática ocorrida. Utilizando os critérios estabelecidos por McPhie *et al.* (1993), foram classificados como plagioclásio-clinopiroxênio-anfibólio andesito basalto fírico, anfibólio andesito fírico e feldspato potássico-plagioclásio dacito fírico. Portanto, é possível classificar na ordem apresentada acima, rochas menos evoluídas gradando para rochas mais evoluídas em estágios magmáticos mais tardios. São elas:

a) Plagioclásio-clinopiroxênio-anfibólio andesito basalto fírico

São rochas de textura porfirítica a glomeroporfirítica holocrystalina, com fenocristais de clinopiroxênio e de anfibólio, com plagioclásio subordinado. A matriz consiste de micrólitos de plagioclásio e minerais opacos. A alteração varia de incipiente a moderada e os minerais secundários principais são clorita, epídoto, sericita, quartzo, carbonato e opacos.

Os fenocristais de clinopiroxênio são euhédricos a subeuhédricos e geralmente mais finos que o anfibólio, por vezes apresentando textura glomeroporfirítica. Localmente mostram bordas corroídas pela matriz, com feições de reabsorção magmática. Zonamentos composticionais assim como geminações são perceptíveis em alguns cristais (Figura 10.3c). Alguns grãos mostram-se substituídos por epídoto, clorita e quartzo.

O anfibólio apresenta hábito euhédrico a subeuhédrico e orientado por fluxo magmático quando a rocha apresenta esta estrutura. Mostra-se comumente alterado para óxidos e clorita e são mais grossos que os fenocristais de clinopiroxênio e plagioclásio, chegando a mais de 1 cm de comprimento em algumas amostras.

Os fenocristais de plagioclásio são mais raros e finos que os fenocristais de anfibólio. São subeuhédricos, apresentam hábito tabular e em geral mostram feições de reabsorção magmática. Ocorrem com alteração incipiente para sericita, que lhes confere um aspecto turvo e acastanhado, assim como para quartzo que geralmente ocorre em suas bordas. Determinações óticas pelo método estatístico de Michel-Levy revelaram composição variando de oligoclásio a andesina (An_{27-40}).

A matriz é composta por micrólitos de plagioclásio em textura traquítica a traquitóide, clorita e epídoto como fases de alteração de minerais máficos e minerais opacos finos euhédricos a subeuhédricos. Pequenos cristais de clinopiroxênio são raramente encontrados.

b) Anfibólio andesito fírico

São rochas de textura porfirítica holocrystalina com presença de fenocristais de

anfibólio oxidados imersos em matriz microlítica a afanítica composta principalmente por micrólitos de plagioclásio. Os acessórios principais são minerais opacos. Apresentam alteração incipiente a pervasiva e as fases secundárias são clorita, epídoto e, subordinadamente, carbonatos e opacos.

Os fenocristais de anfibólio com poucos milímetros a pouco menos de 1 cm de comprimento encontram-se bastante alterados, principalmente para óxidos e, subordinadamente, para clorita e carbonato. Os cristais são euhédricos a subeuhédricos e algumas amostras preservam nos núcleos de cristais a clivagem e o hábito característico, internos a bordas alteradas (Figura 10.3e).

A matriz é formada principalmente por micrólitos de plagioclásio preservados ou alterados para sericita, com presença de clorita como fase de alteração de minerais maficos. Por vezes apresenta textura subofítica (Figura 10.3f), bem como estruturas de fluxo caracterizadas pela orientação dos cristais tabulares de plagioclásio, gerando texturas traquíticas a traquitóides. As fases acessórias consistem predominantemente de opacos euhédricos a subeuhédricos de granulação fina imersos na matriz.

c) *Feldspato potássico-plagioclásio dacito fírico*

São rochas de textura porfirítica a glomeroporfirítica, holocrystalina, de matriz fina a muito fina composta por cristais muito finos de plagioclásio e feldspato potássico, que também constituem os fenocristais presentes nestas rochas. Clorita, sericita e quartzo são as principais fases de alteração hidrotermal.

Os fenocristais de feldspato potássico estão bastante alterados para argilo-minerais, porém ainda exibem alguns cristais com a geminação característica. São em geral tabulares, subeuhédricos a euhédricos e são encontrados em aglomerados de até 7 mm de diâmetro, com ou sem plagioclásio associado.

Os fenocristais de plagioclásio (An_{28}) são mais raros e também se encontram em textura glomeroporfirítica de cristais tabulares euhédricos. A clorita é a principal fase de alteração hidrotermal, mas ocorrem também sericita e carbonato subordinados.

d) *Andesitos e andesitos basaltos afíricos*

Essas rochas apresentam textura afírica e traquítica, com estrutura de fluxo magmático definido pela orientação dos cristais de plagioclásio tabulares e euhédricos de granulação fina a muito fina, com clinopiroxênio e/ou anfibólio intersticial com alteração para clorita, epídoto e carbonatos. Apresentam uma variação modal no conteúdo de minerais maficos, o que define a variação entre andesito e andesito basalto.

10.1.1 Seqüência de Cristalização

O exame das lâminas delgadas possibilitou estabelecer a seqüência de cristalização geral para as rochas da Formação Sobreiro. A primeira fase mineral a cristalizar foi a **magnetita 1** (Mt_1), como pequenos cristais subeuhédricos na matriz microlítica com presença de exsolução de ilmenita em textura *trellis*, além da **Apatita (Ap)**. A presença de inclusões finas e euhédricas de magnetita e apatita interna a fenocristais de anfibólito demonstram cristalização precoce dessa em relação a outras fases. A Figura 10.4 esquematiza a seqüência de cristalização geral das rochas da Formação Sobreiro.

Após a cristalização da Mt_1 , ocorreu a formação de fenocristais euhédricos milimétricos de **clinopiroxênio 1** (Cpx_1) com feições de reabsorção magmática e alteração incipiente para epídoto, clorita, carbonato e quartzo; e fenocristais euhédricos milimétricos de **anfibólito 1** (Anf_1) quase que totalmente alterados hidrotermalmente, exibindo paragênese albita (Plg_2) + **magnetita 2** (Mt_2) + **anfibólito 2** (Anf_2) ± **clinopiroxênio 2** (Cpx_2) em suas bordas. Megacristais de **plagioclásio 1** (Plg_1) devem ser a fase seguinte, devido a formação de cristais subeuhédricos com feições de reabsorção magmática intensa. É importante ressaltar que nas rochas dacíticas, é rara a presença de fenocristais de Cpx_1 e Anf_1 , sendo esses substituídos por Plg_1 e **feldspato potássico 1** (Kfs_1), que ocorre como fenocristais euhédricos a subeuhédricos milimétricos, de hábito tabular e geminação *Carlsbad* perceptível, apesar da alteração incipiente a moderada para argilo-minerais e sericita.

No estágio magmático ainda há uma segunda fase de cristalização, responsável pela formação da matriz destas rochas. Esta consiste de minerais de granulação muito fina, gerados em processos vulcânicos de resfriamento rápido. Este processo também é responsável pela possível desidratação dos cristais de anfibólito devido ao alívio de pressão ao qual o magma é submetido no processo de ascensão à superfície, gerando neste processo a Mt_2 , como fase de alteração nas bordas de fenocristais de anfibólito formando cristais anhédricos e com hábito perpendicular as bordas dos fenocristais os quais alteram; e os minerais principais da matriz sendo eles cristais finos subeuhédricos de Plg_2 , alterados para sericita e feldspato potássico; finos cristais prismáticos subeuhédricos de Cpx_2 alterados para clorita e epídoto; e mais subordinadamente cristais finos subeuhédricos na matriz e nas bordas de fenocristais de Anf_2 .

No estágio pós-magmático são geradas assembléias de minerais de alteração hidrotermal, em eventos principalmente de propilitização onde se geram **epídoto (Ept)**, **clorita (Chl)**, **carbonato (Cb)** e **quartzo (Qtz)** a partir de Cpx_1 e Plg_1 , Cpx_2 e Anf_2 . O Plg_1 , assim como o Plg_2 e o Kfs_1 , apresenta alteração para **sericita (Ser)**, **albita (Ab)** e para **argilo-minerais (AM)**, notada pelo aspecto turvo dos cristais destes minerais.

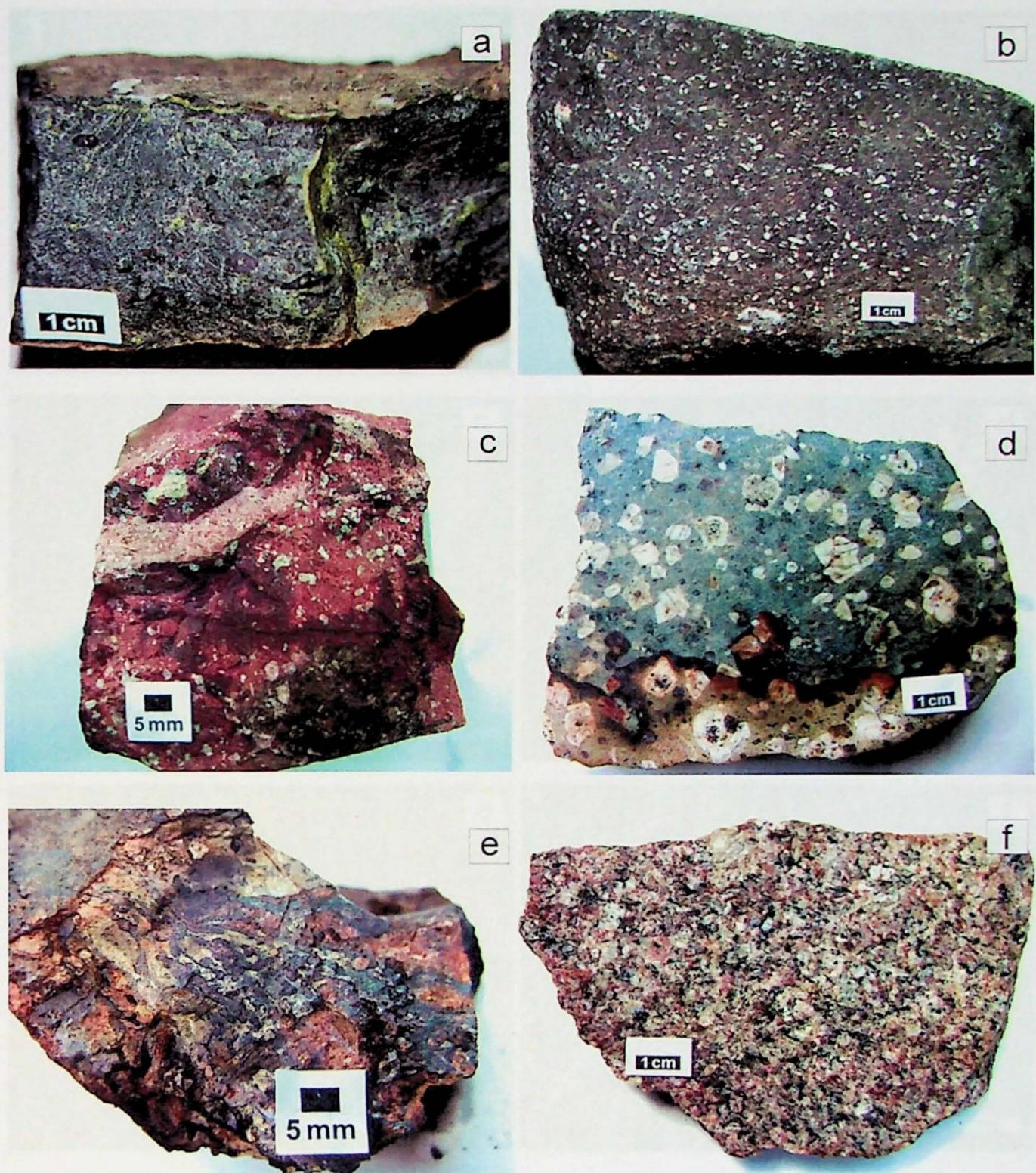


FIGURA 10.2 a) Aspecto geral de anfibólio andesito fírico da Formação Sobreiro, notar epidotização; b) aspecto geral de plagioclásio andesito fírico da Formação Sobreiro; c) aspecto geral de riolito porfirítico da Formação Santa Rosa;; d) aspecto geral de pôrfiro granítico da Formação Santa Rosa e) aspecto geral de ignimbrito da Formação Santa Rosa;f) aspecto geral de biotita sienogranito encontrado na região de Vila Tancredo.

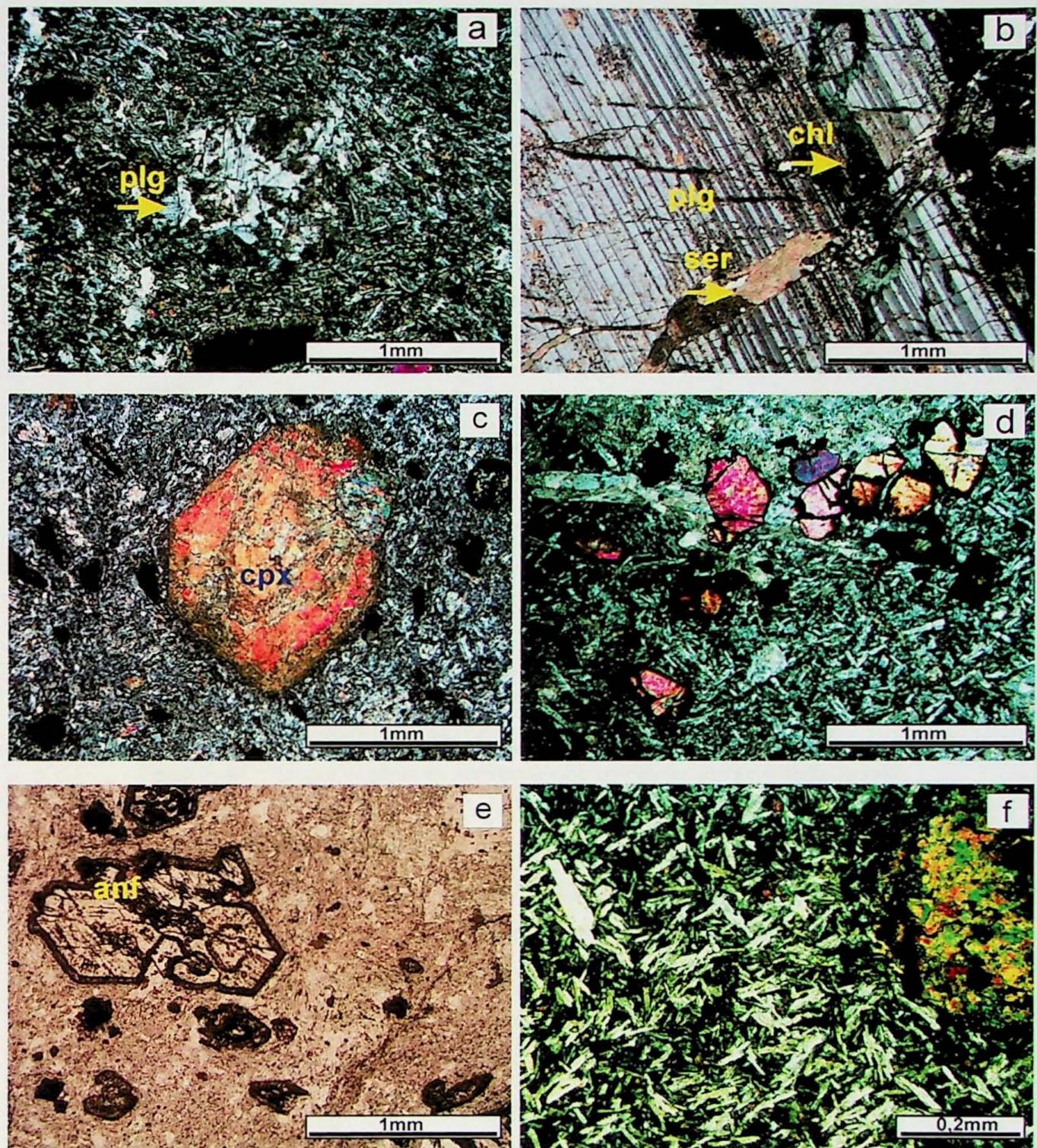


FIGURA 10.3 a) Fenocristal de plagioclásio em processo de reabsorção magmática em matriz traquítica de andesito (NC); b) Megacristal de plagioclásio com alteração sericítica e clorítica em fraturas em andesito (NC); c) Fenocristal de clinopiroxênio euhédrico com zoneamento composicional envolto por matriz microlítica. (NC); d) Textura glomeroporfirítica formada por fenocristais de clinopiroxênio em andesito basalto (NC); e) Fenocristal de anfibólito germinado, com alteração para óxidos de ferro nas bordas. Notar clivagem (NP); f) Andesito basáltico, com textura subofítica e alteração propilitica moderada na matriz e no fenocristal epidotizado (NC). NC = Nicóis Cruzados, NP = Nicóis Paralelos. Legenda dos minerais: plg - plagioclásio, src - sericita, chl - clorita, anf - anfibólito, cpx - clinopiroxênio, ept - epídoto.

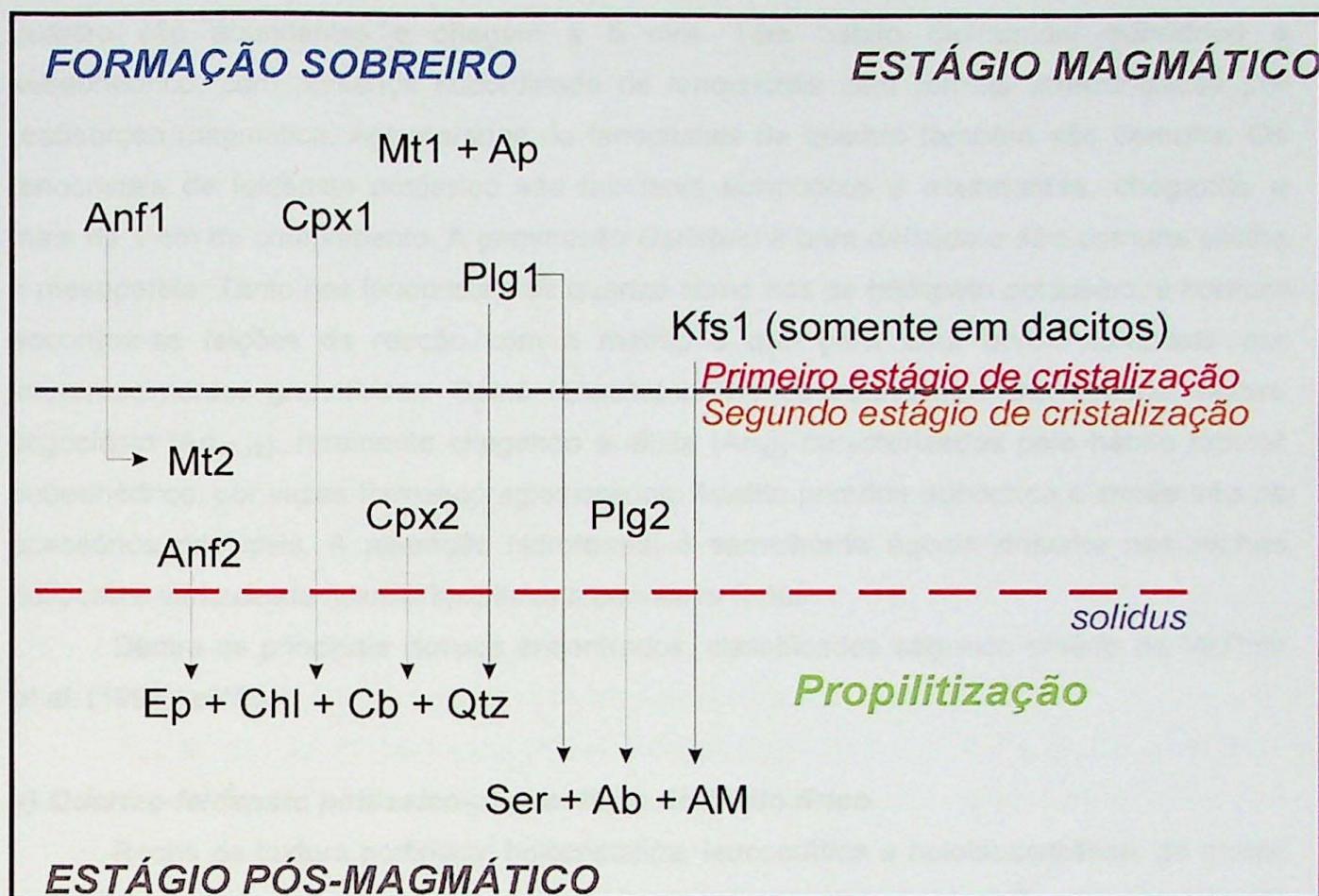


Figura 10.4. Fluxograma da ordem de cristalização geral para as rochas da Formação Sobreiro.

10.2. Formação Santa Rosa

Os vulcanitos da Formação Santa Rosa apresentam aspecto maciço, textura porfirítica a glomeroporfirítica e componentes afaníticos subordinados, com cores diversas variando desde rosa-claro, cinza-claro, rosa-escuro e marrom-avermelhado (Figura 10.2c). Composicionalmente são rochas riolíticas a álcali-feldspato riolíticas. As rochas porfiríticas apresentam fenocristais de quartzo, feldspato potássico e plagioclásio, imersos em matriz criptocristalina a felsofírica (quartzo-feldspática), onde são comuns esferulitos, mirmequitas e intercrescimentos granofíricos (Figura 10.5a).

Os pórfiros graníticos subvulcânicos exibem textura porfirítica a glomeroporfirítica, com quantidades variáveis de fenocristais (máx. de 30% em vol.) e apresentam estrutura maciça e cor cinza-clara (Figura 10.2d), rosa-claro, rosa-escuro e marrom-avermelhado. Composicionalmente são rochas graníticas a álcali-feldspato graníticas. Os fenocristais são de quartzo, feldspato potássico e plagioclásio e mais raramente de anfibólio e/ou biotita cloritizados, imersos em uma matriz geralmente microlítica felsofírica com presença de intercrescimentos granofíricos, mirmequita e raros esferulitos (Figuras 10.6a, 10.6b e 10.6c). Em algumas amostras são encontrados fenocristais de anfibólio cloritizado, o que não é tão comum devido ao baixo índice de cor que estas rochas apresentam. Os fenocristais de

quartzo são abundantes e chegam a 5 mm. Têm hábito bipiramidal euhédrico a subeuhédrico, com presença subordinada de fenocristais com formas arredondadas por reabsorção magmática. Aglomerados de fenocristais de quartzo também são comuns. Os fenocristais de feldspato potássico são tabulares euhédricos e abundantes, chegando a mais de 1 cm de comprimento. A geminação *Carlsbad* é bem definida e são comuns pertita e mesopertita. Tanto nos fenocristais de quartzo como nos de feldspato potássico, é comum encontrar-se feições de reação com a matriz, o que gera uma borda composta por intercrescimentos granofíricos. Como fenocristais menos abundantes em volume, ocorre oligoclásio (An_{10-12}), raramente chegando a albita (An_8), caracterizados pelo hábito tabular subeuhédrico, por vezes formando aglomerados. Apatita primária euhédrica e zircão são os acessórios principais. A alteração hidrotermal é semelhante àquela descrita nas rochas riolíticas e varia desde fissural incipiente a pervasiva forte.

Dentre os principais litotipos encontrados, classificados segundo critério de McPhie *et al.* (1993), estão:

a) *Quartzo-feldspato potássico-plagioclásio riodacito fírico*

Rocha de textura porfirítica, holocristalina, leucocrática a hololeucocrática, de matriz esferulítica com presença de micrólitos de quartzo e feldspatos. Os fenocristais de plagioclásio e feldspato potássico são abundantes e chegam a mais de 5 mm de comprimento, enquanto que os fenocristais de quartzo são mais raros e menores. Fluorita, apatita, titanita e zircão formam os minerais acessórios enquanto as principais fases de alteração são sericita, clorita, quartzo e feldspato potássico.

Os fenocristais de plagioclásio são subeuhédricos e por vezes formam textura glomeroporfirítica, onde apresentam contatos retilíneos e angulosos entre os cristais. Apresentam hábito tabular, subidiomórfico e tamanhos que variam de 2 a 5 mm de comprimento. A macia característica dos cristais de plagioclásio é mascarada pela alteração moderada a qual estas rochas estão submetidas, principalmente sericítica e argílica, além de forte metassomatismo potássico que chega a transformar fenocristais de plagioclásio em feldspato potássico em algumas amostras.

Os fenocristais de feldspato potássico são euhédricos a subeuhédricos (exibem formas e contornos mais regulares em relação ao plagioclásio), tabulares e chegam a 7 mm de comprimento e apresentam alteração argílica incipiente. Geralmente exibem geminação *Carlsbad*, mas fenocristais de pertita e mesopertita são comuns. Cristais de microclínio não foram encontrados.

Os fenocristais de quartzo são euhédricos a subeuhédricos, com secções retangulares, losangulares, hexagonais e arredondadas, com feições de reabsorção magmática. São mais finos que os feldspatos, apresentando em média pouco mais de 1 mm

de comprimento e exibem bordas de reação com a matriz microlítica felsofírica, gerando em intercrescimentos granofíricos e mirmequita. Formam textura glomeroporfírica em alguns casos, apresentando contatos lobados e arredondados entre os cristais, com feições de deformação.

A matriz microlítica felsofírica apresenta esferulitos abundantes, de provável intercrescimento entre quartzo, plagioclásio e feldspato potássico. Intercrescimentos granofíricos ocorrem em menor volume, geralmente na borda de fenocristais, assim como mirmequita. Intersticialmente ocorre ainda quartzo, feldspato potássico e clorita, de provável alteração hidrotermal de biotita.

Os principais minerais acessórios são zircão e apatita. Geralmente tem o mesmo comportamento, como pequenos cristais euhédricos e bem formados e ocorrem principalmente como inclusões em fenocristais de feldspatos.

b) Plagioclásio-quartzo-feldspato potássico riolito fírico

Rocha de textura porfirítica a glomeroporfírica, holocristalina e hololeucocrática, com fenocristais de quartzo e feldspato potássico abundantes e de plagioclásio em menor proporção. A matriz é microlítica felsofírica, repleta de intercrescimentos granofíricos e com notável presença de esferulitos, além de biotita cloritizada nos planos de clivagem. Os principais minerais acessórios são zircão e fluorita e as fases secundárias consistem de sericita, argilo-minerais e clorita.

Os fenocristais de plagioclásio são menos abundantes e menores em relação aos descritos acima. Têm composição de oligoclásio e tendem a formar aglomerados de cristais subeuhédricos tabulares, onde formam contatos retilíneos entre os cristais. Exibem alteração incipiente a moderada para sericita e, menos comumente, para clorita. Feições de potassificação são comuns, tendo cristais de plagioclásio parcialmente substituídos por feldspato potássico.

Os fenocristais de feldspato potássico são euhédricos, com faces retilíneas e bem definidas. Nestas rochas, apresentam geminação *Carlsbad* bem desenvolvida e pertita e mesopertita menos abundantes em relação às rochas descritas acima. Nas bordas dos fenocristais são comuns intercrescimentos granofíricos e esferulitos, de provável reação com a matriz. Apresentam alteração incipiente para sericita e argilo-minerais.

Os fenocristais de quartzo variam de euhédricos bipiramidais euhédricos a subeuhédricos, levemente arredondados por reabsorção magmática. São maiores em relação aos descritos acima, atingindo 5 mm de comprimento e, por vezes, formam aglomerados, com contatos lobados e feições de deformação. Em suas bordas, assim como nos cristais de feldspato potássico, ocorrem intercrescimentos granofíricos e esferulitos.

A matriz microlítica exibe micrólitos de quartzo intersticial e feldspatos, que formam

pequenos cristais tabulares, e intercrescimentos granofíricos são comuns. Esferulitos ocorrem, porém em menor abundância em relação às rochas descritas acima. Clorita intersticial é rara e deve indicar alteração de cristais de biotita primária.

Os principais acessórios são: zircão e apatita, euhédricos e como inclusões em outras fases minerais, fluorita formando pequenos cristais euhédricos na matriz e titanita muito fina, euhédrica e magmática.

c) Feldspato potássico-quartzo álcali-riolito fírico

Rocha de textura porfirítica, holocrystalina e hololeucocrática com matriz microlítica felsofírica, com presença de intercrescimentos granofíricos e eventualmente esferulitos. Apresentam fenocristais abundantes de quartzo e de feldspato potássico, sendo o plagioclásio mais raro. Os principais minerais acessórios são titanita e fluorita e as fases secundárias consistem de sericita e argilo-minerais.

Os fenocristais de feldspato potássico são menores e menos abundantes nestas rochas em relação às descritas acima. São tabulares e subeuhédricos, com geminação *Carlsbad* bem definida e rara presença de pertita. São alterados incipientemente para argilo-minerais e em suas bordas geram texturas granofíricas de reação com a matriz.

Os fenocristais de quartzo são abundantes e chegam à 5 mm de diâmetro. São bipiramidais euhédricos a subeuhédricos e estão parcialmente arredondados por reabsorção magmática.

A matriz é microlítica, formada por finos cristais intersticiais de quartzo e feldspato potássico tabular, além de rara clorita intersticial de provável alteração de biotita. Intercrescimentos granofíricos são comuns ao redor de fenocristais e como “bolsões” na matriz. Alteração para sericita e argilo-minerais deixa a matriz com aspecto turvo em algumas amostras.

Quanto aos acessórios, a fluorita ocorre de duas maneiras: primárias, como cristais finos, por vezes euhédricos, e secundárias, preenchendo interstícios na matriz. A titanita ocorre muito fina e aparenta ser primária.

d) Ignimbritos e tufos de cristal

Apresentam cor rosa-avermelhada a marrom, estrutura laminada e foliação de fluxo magmático. A granulação é muito fina na maioria dos casos, porém fragmentos de cristais e líticos podem ser observados em algumas amostras (Figura 10.2e).

Essas rochas apresentam textura vulcanoclástica hipocrystalina e estrutura laminada, com presença de cristais fragmentados de quartzo e subordinadamente feldspato potássico e plagioclásio dispersos numa matriz criptocrystalina. Cristais de quartzo e feldspato potássico, finos e com aspecto quebradiço ocorrem deformando a foliação, o que demonstra

atividade vulcânica explosiva com queda de fragmentos antes da solidificação da rocha (Figuras 10.6d, 10.6e e 10.6f).

e) Anfibólito pórfiro granítico

Constituem rochas leucocráticas holocrystalinas de textura porfirítica a glomeroporfirítica, com fenocristais de anfibólito, plagioclásio, feldspato potássico e quartzo. A matriz é microlítica felsofírica e apresenta alteração incipiente para sericita e argilominerais, que a deixam com aspecto turvo. Verifica-se ainda a ocorrência de metassomatismo potássico posterior, responsável pela geração de feldspato potássico a partir de plagioclásio.

Os fenocristais de anfibólito apresentam cor verde-escura, devido à alteração pervasiva para clorita. São cristais euhédricos prismáticos de até 5 mm de comprimento e, por vezes, apresentam geminação e zonamento composicional. Inclusões de apatita e zircão euhédricos são comuns, em contatos retilíneos com o anfibólito.

Os fenocristais de plagioclásio estão geralmente alterados para sericita e/ou feldspato potássico. São fenocristais subeuhédricos tabulares que chegam até a 1 cm de comprimento. A potassificação destes fenocristais é evidente, com bordas de feldspato potássico, que podem chegar a substituir quase que totalmente o plagioclásio.

Os fenocristais de feldspato potássico são euhédricos e tabulares. Apresentam-se comumente como cristais maiores que 1 cm de comprimento, que chegam a alcançar 2 cm em algumas amostras. Geminação *Carlsbad* bem definida é encontrada nos fenocristais da maioria das amostras, quando não está mascarada por alteração hidrotermal para argilominerais e sericita. O contato entre os fenocristais são em geral retilíneos e regulares, porém em alguns casos são irregulares.

Os fenocristais de quartzo são em geral mais finos que os demais (têm em média de 3 mm a 5 mm de diâmetro), mas são encontrados em maior quantidade. Tendem a formar aglomerados, de cristais euhédricos com secções retangulares, losangulares ou hexagonais, por vezes com feições de arredondamento causadas por reabsorção magmática, além de contatos lobados e com feições de deformação quando são encontrados em aglomerados.

A matriz é microlítica e é formada por micrólitos de quartzo, feldspato potássico e plagioclásio. Os feldspatos são identificados pelo hábito e por estarem alterados incipientemente para sericita e/ou argilo-minerais, enquanto o quartzo, intersticial, é facilmente reconhecido por estarem inalterados.

Os principais acessórios primários são zircão e apatita, geralmente euhédricos e muito finos, encontrados como inclusões em fenocristais de anfibólito, ou dispersos na matriz, principalmente no caso da apatita.

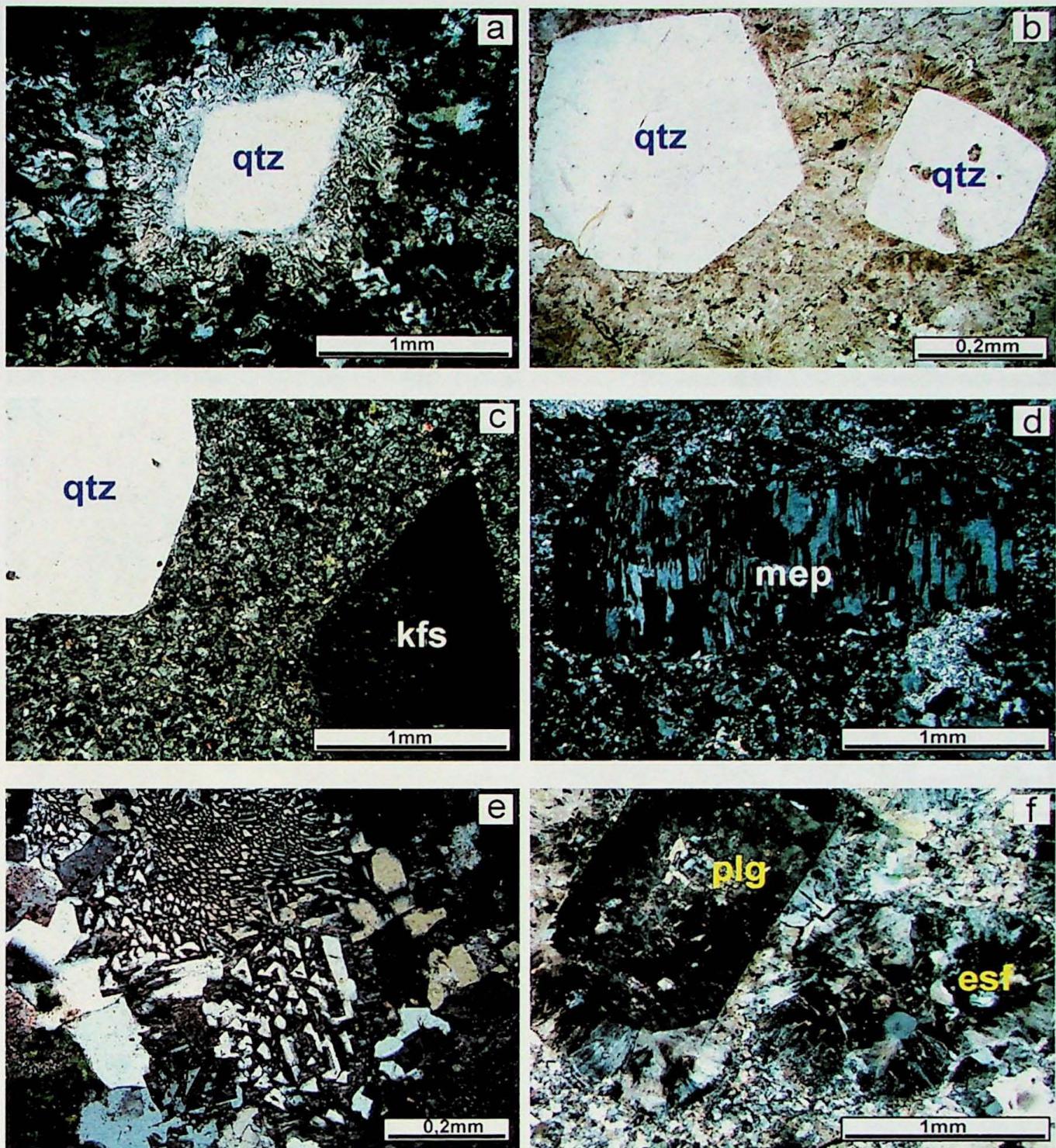


FIGURA 10.5 a) Fenocristal de quartzo subarredondado exibindo intercrescimento granofírico no contato com a matriz em riolito porfirítico (NC); b) Fenocristais de quartzo euhédricos em matriz esferulítica em riolito (NP); c) Megacristais de quartzo e feldspato potássico em matriz microlítica quartzo-feldspática em pôrfiro granito (NC); d) Fenocristal tabular subeuhédrico de mesoperita em rioladacito (NC); e) Matriz granofírica a gráfica comum nos riolitos e pôrfitos granitos da Formação Santa Rosa.; f) Fenocristal de plagioclásio tabular euhédrico em matriz esferulítica em riolito (NC). NC : Nicóis Cruzados, NP : Nicóis Paralelos. Legenda dos minerais: qtz - quartzo, kfs - feldspato potássico, plg - plagioclásio, mep - mesoperita, esf - esferulito.

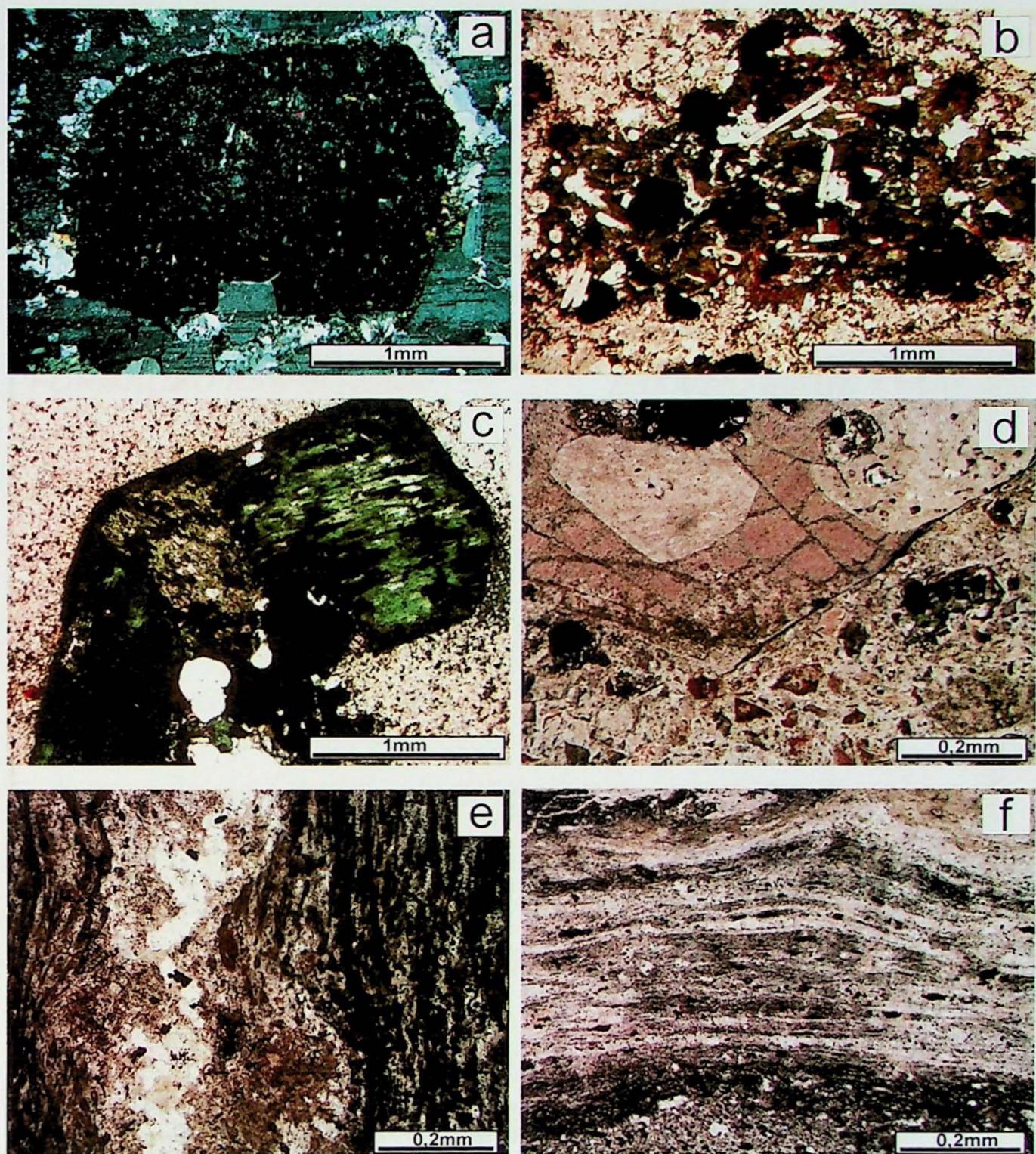


FIGURA 10.6 a) Processo de potassificação de plagioclásio, quase que totalmente transformado em feldspato potássico em pórfiro granito (NC); b) Textura poiquilitica com cristais de apatita euhédricos sendo englobados por biotita magmática cloritizada em pórfiro granito (NP); c) Megacristal euhédrico de hornblenda quase que totalmente cloritizada em pórfiro granito (NP); d) Lápilli-Tufo félscico da Formação Santa Rosa, com fragmento lítico de riocacito com fenocristais de plagioclásio e fragmentos de cristais (NP); e) Estrutura de fluxo laminada e deformada por queda de fragmentos em ignimbrito félscico (NP); f) Foliação laminada de ignimbrito, exibindo uma camada (parte inferior) mais grossa intercalada com uma camada fina (NP). NC : Nicóis Cruzados, NP : Nicóis Paralelos

10.2.1 Sequência de Cristalização

De acordo com os estudos em lâminas petrográficas, é possível indicar que a cristalização das rochas da Formação Santa Rosa iniciou-se com a nucleação e crescimento de cristais euhédricos de **zircão (Zrc)** e euhédricos e prismáticos de **apatita (Ap)**, devido ao fato destes serem encontrados como inclusões em quase todas as fases minerais primárias que formam mega- e fenocristais, representadas por **anfibólio (Anf)**, **biotita (Bt₁)**, **plagioclásio 1 (Plg₁)** e **feldspato potássico (Kfs₁)**. A Figura 10.7 esquematiza a seqüência de cristalização geral para as rochas da Formação Santa Rosa.

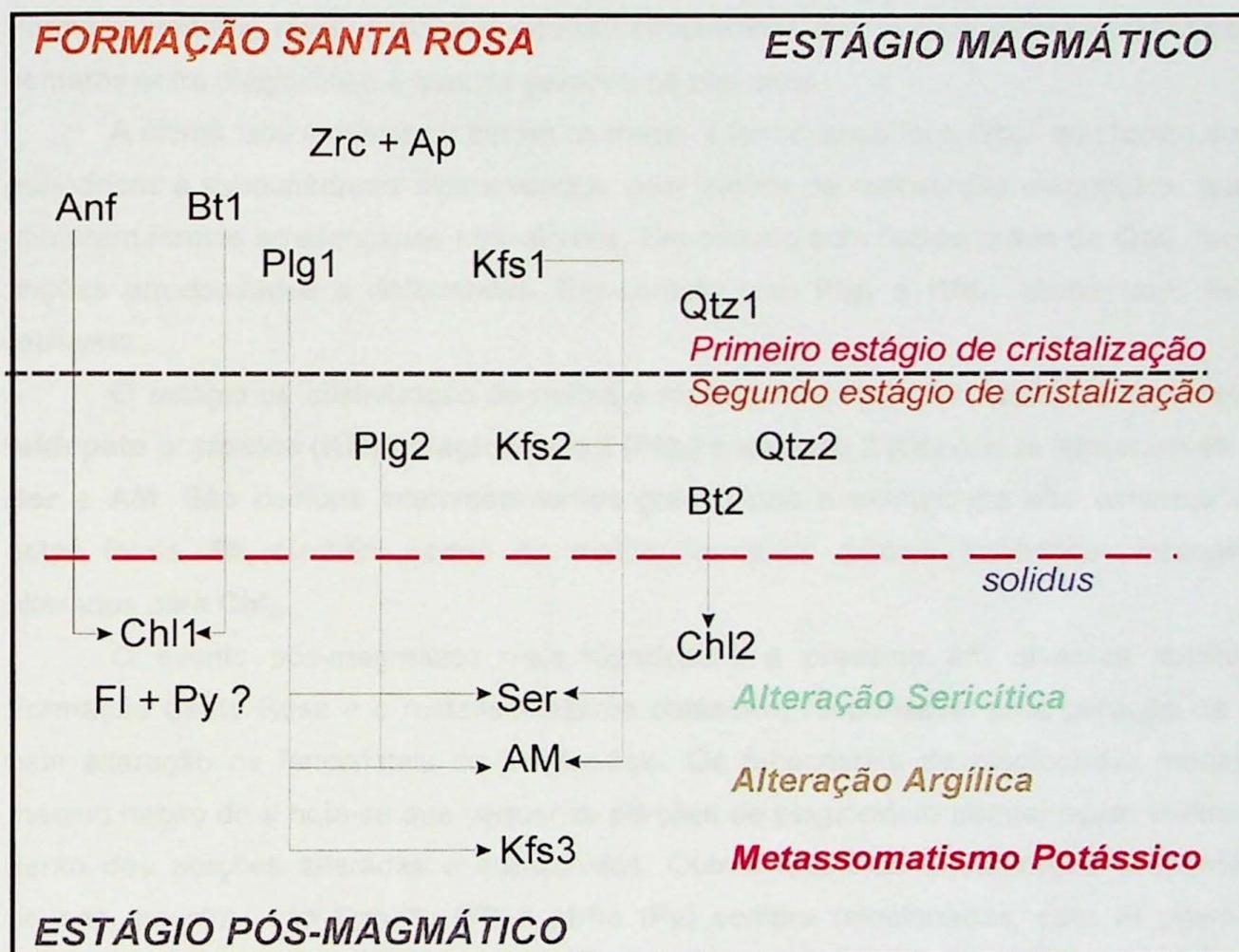


Figura 10.7. Fluxograma da ordem de cristalização geral para as rochas da Formação Santa Rosa.

Após a nucleação dos minerais acessórios ocorreu a cristalização de **Anf** e **Bt₁**, que varia conforme a rocha, sendo o anfibólio mais comum em pórfiros e a biotita mais comum em riolitos. O anfibólio consiste de fenocristais euhédricos e prismáticos com geminação em alguns casos, perceptível zonamento composicional, de cor verde devido alteração para **clorita 1 (Chl₁)** e com contatos retos e angulosos entre os cristais.

A **Bt₁** é encontrada como fenocristais subeuhédricos em riolitos e alguns pórfiros graníticos menos ricos em anfibólio, com inclusões de apatita euhédrica e de zircão que formam halos pleocróicos. Como o **Anf** também altera para **Chl₁**, o que confere ao mineral

cor verde. Nota-se que esta fase é inicial pelo fato de ser encontrada como inclusões em **Plg₁** e **Kfs₁**.

As fase seguinte a se cristalizar foram os fenocristais subeuhédricos e tabulares de **Plg₁**, com inclusões de **zircão**, **apatita** e **Bt₁**, que alteraram-se para diversos minerais, tais como **sericita 1 (Ser₁)**, **clorita 2 (Chl₂)** e **feldspato potássico 3 (Kfs₃)**; seguidos por **Kfs₁** como fenocristais euhédricos e tabulares com inclusões de zircão, apatita e **Bt₁**, porém em menos quantidade em relação ao plagioclásio. Apresentam alteração para **Ser** e **argilominerais (AM)** e em suas bordas são comuns intercrescimentos granofíricos e esferulitos. Formam contatos retos a lobados quando encontrados em textura glomeroporfirítica. Os contatos entre plagioclásio e quartzo geralmente são retos.

A última fase a cristalizar dentre os mega- e fenocristais foi o **Qtz₁**, que forma cristais euhédricos a subeuhédricos bipiramidados, com feições de reabsorção magmática, que lhe conferem formas arredondadas nos vértices. Em contato com outros grãos de **Qtz₁**, formam feições arredondadas e deformadas. Em contato com **Plg₁** e **Kfs₁**, ocorre com feições retilíneas.

O estágio de cristalização da matriz é representado pela formação de micrólitos de **feldspato potássico (Kfs₂)**, **plagioclásio 2 (Plg₂)** e **quartzo 2 (Qtz₂)**, que alteraram-se para **Ser** e **AM**. São comuns intercrescimentos granofíricos e mirmequita nos contatos entre estas fases. **Bt₂** também ocorre na matriz, formando cristais anhédricos intersticiais, alterados para **Chl₂**.

O evento pós-magmático mais significativo e presente em diversas rochas da Formação Santa Rosa é o metassomatismo potássico, responsável pela geração de **Kfs₃** pela alteração de fenocristais de plagioclásio. Os fenocristais de plagioclásio mantém o mesmo hábito do e nota-se que pequenas porções de plagioclásio permanecem inalteradas dentro das porções alteradas e substituídas. Outras fases de cristalização presente em poucas amostras são **fluorita (Fl)** e **pirita (Py)** sempre relacionadas, com **Fl** prismática englobada por **Py** coloidal.

10.3. Rochas Plutônicas

10.3.1 Biotita sienogranito equigranular médio

Esse conjunto é formado por rocha hololeucocráticas equigranulares média a grossa, de cor rosa, constituídas por quartzo, feldspato potássico, plagioclásio e biotita como fases minerais principais (Figura 10.2f). Os acessórios são os minerais opacos, zircão e apatita e os secundários são muscovita, clorita, sericita, além de quartzo e feldspato potássico hidrotermais.

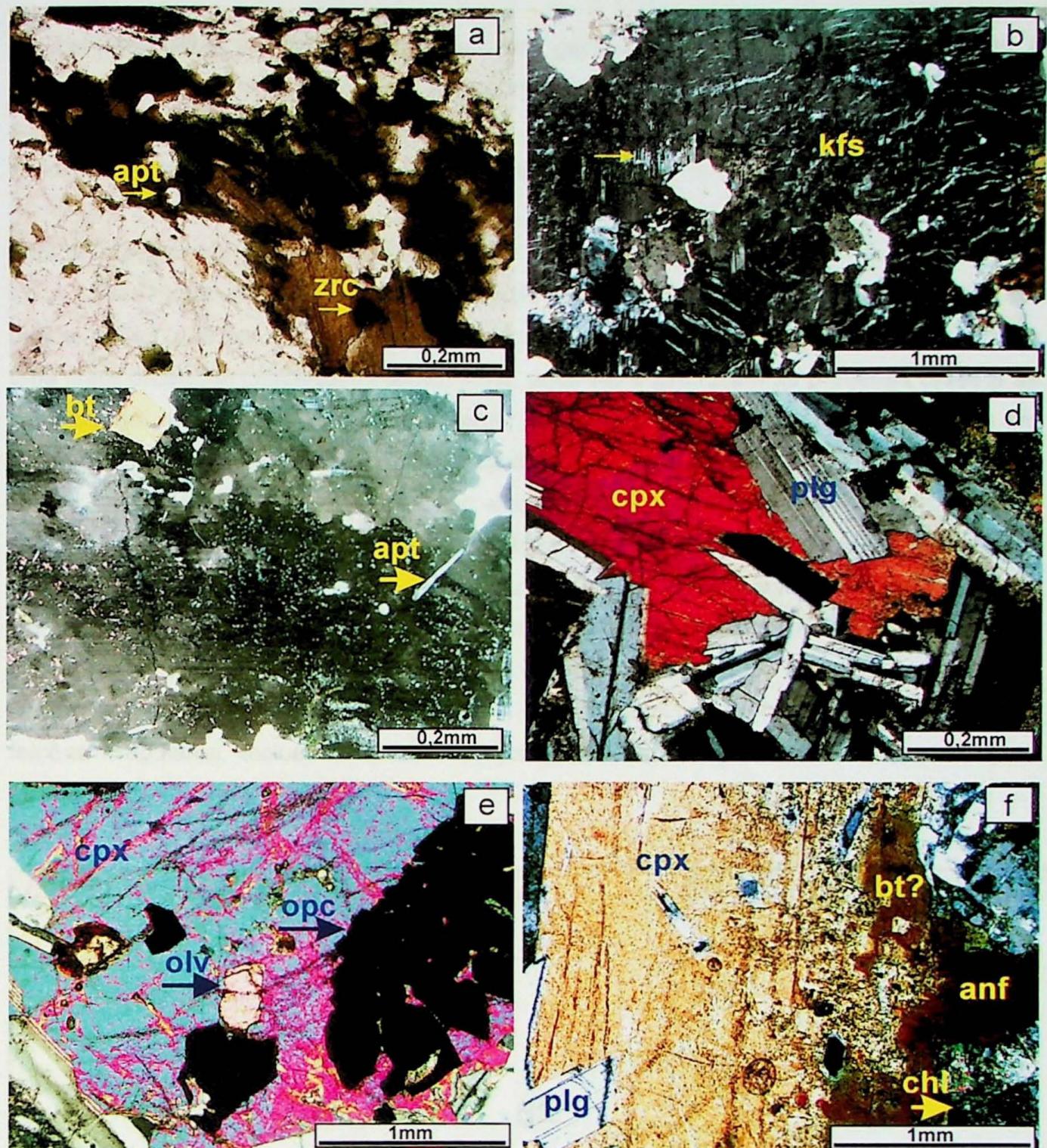


FIGURA 10.8 a) Biotita primária clorizada com inclusões de zircão e apatita em granito (NP); b) Processo de potassificação de plagioclásio, com relíquias em meio ao cristal de pertita em granito (NC); c) Inclusão de biotita primária e apatita em plagioclásio potassificado em granito (NC); d) Textura sub-ofítica com clinopiroxênio intersticial e plagioclásio tabular em gabbro (NC); e) Inclusão de olivina e aglomerado de opacos euhédricos em clinopiroxênio (NC); f) Cristal de clinopiroxênio com inclusões de plagioclásio e borda transformada em anfibólito (que altera para clorita). Possível presença de biotita (cristal na borda do piroxênio com halos pleocrómicos). (NC). NC : Nicóis Cruzados, NP : Nicóis Paralelos. Legenda dos minerais: plg - plagioclásio, kfs - feldspato potássico, bt - biotita, apt - apatita, zrc - zircão, cpx - clinopiroxênio, olv - olivina, opc - opacos, anf - anfibólito, chl - clorita

Os contatos entre as fases minerais são em geral irregulares, com feições lobadas e denteadas, mas podem ser retilíneos em alguns cristais de biotita que formam aglomerados, ao redor de cristais de plagioclásio ainda preservados da alteração potássica e nas inclusões de plagioclásio dentro de feldspato potássico.

10.3.1.1 Seqüência de cristalização

Esta rocha apresenta uma seqüência de inclusões de zircão (**Zrc**) e apatita (**Ap**) em biotita 1 (**Bt₁**), que por sua vez se encontra inclusa em plagioclásio (**Plg₁**), o que demonstra uma clara ordem de cristalização nesta rocha, onde **Ap** e **Zrc** foram as primeiras fases a se cristalizarem, tendo sido englobadas a seguir pela **Bt₁**, que por fim encontra-se inclusa em **Plg₁**. A Figura 10.9 esquematiza a seqüência de cristalização para esta rocha.

O **Zrc** e a **Ap** são os minerais acessórios desta rocha e apresentam hábitos euhédricos, sendo o **Zrc** bipiramidal e a **Ap** é prismática. A **Bt₁** ocorre como cristais subeuhédricos a anhédricos, tanto como inclusões em outras fases minerais (**Kfs₁** e **Plg₁**). Apresentam cor verde devido a alteração para clorita 1 (**Chl₁**), e forte pleocroísmo que varia de verde-escuro a vermelho-acastanhado. Formam aglomerados de cristais que têm contatos levemente retilíneos enquanto em contato com outras fases minerais, formam feições irregulares. Inclusões de zircão, apatita e minerais opacos são comuns (Figura 10.8a).

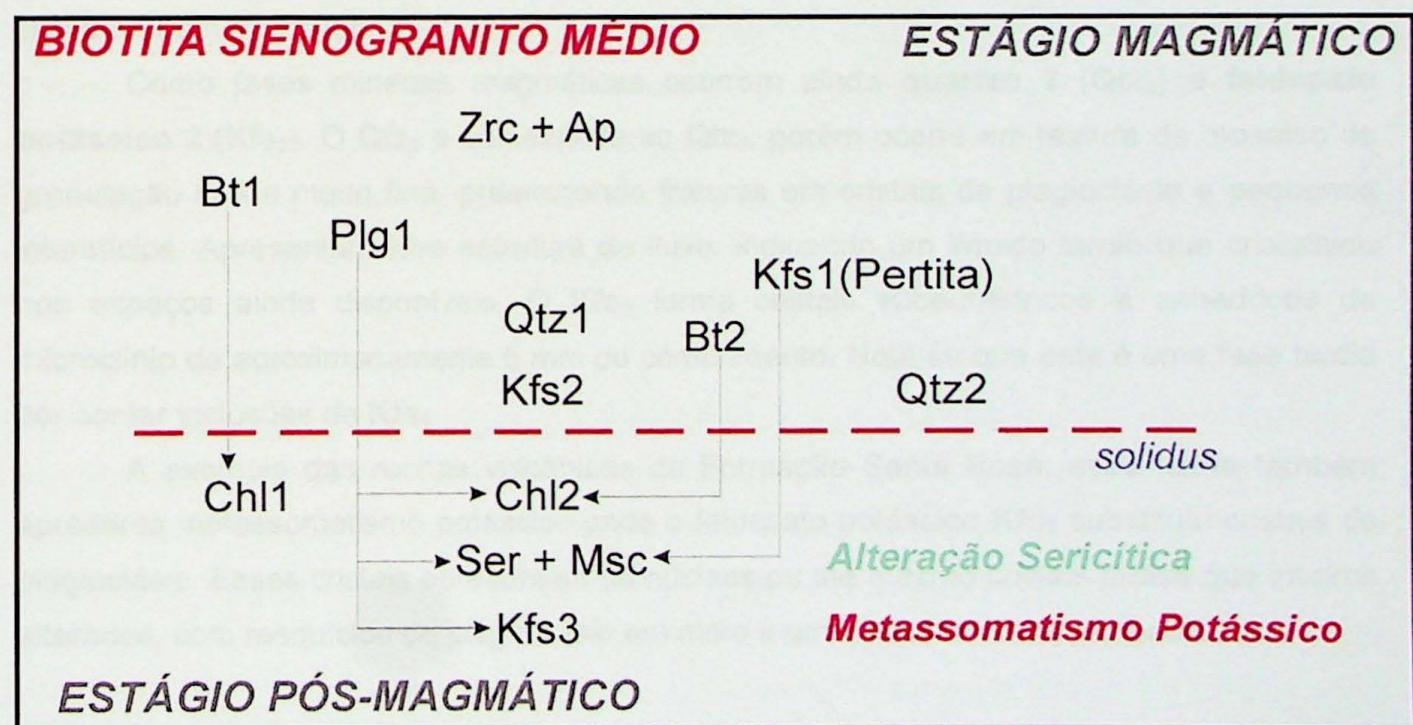


Figura 10.9. Fluxograma da ordem de cristalização geral para Biotita-sienogranito médio.

O **Plg₁** forma cristais subeuhédricos e tabulares, de tamanho e proporção menores

em relação ao feldspato potássico. O teor de anortita não pôde ser determinado devido à alteração posterior para **sericita 1 (Ser₁)**, **clorita 2 (Chl₂)** e **feldspato potássico 3 (Kfs₃)**, que mascara as geminações do plagioclásio (Figura 10.8b). Apresenta inclusões de apatita e zircão, além de serem encontrados ainda como inclusões mais finas em cristais de **feldspato potássico 1 (Kfs₁)**, em contatos retilíneos com a fase hospedeira, o que demonstra caráter precoce deste mineral em relação ao **Kfs₁**.

O **feldspato potássico 1 (Kfs₁)** e o **quartzo 1 (Qtz₁)** são as fases seguintes, sendo o **Qtz₁** mais tardio entre estas duas fases, pois ocupa os interstícios deixados por **Plg₁** e **Kfs₁** em contatos irregulares. O **Kfs₁** constitui cristais de feldspato potássico pertítico a mesopertítico, subeuhédricos e subidiomórficos com aproximadamente 5 mm de comprimento e 2 mm de largura, com inclusões de **Ap**, **Bt₁** e **Plg₁** (Figura 10.8c). Apresenta alteração para **sericita 1 (Ser₁)**, **muscovita 1 (Msc₁)** nos planos de clivagem e em fraturas internas e **quartzo 3 (Qtz₃)** com formas amebóides. Formam contatos arredondados e irregulares com as demais fases minerais. O **Qtz₁** forma cristais anhédricos, de granulação média a grossa em textura de mosaico, bem como extinção ondulante. Ocupa principalmente os interstícios maiores deixados pelos cristais de **Kfs₁** e **Plg₁**. Por vezes, envolve cristais de **Kfs₂** e tem **biotita 2 (Bt₂)** em contato irregular em seus interstícios. A **Bt₂** ocorre associada ao **Qtz₁**, como cristais finos a muito finos, anhédricos e intersticiais, por vezes preenchendo fraturas. São diferenciados da **Bt₁** por serem mais finos, por apresentarem pleocroísmo menos intenso, cores verdes mais claras e por não apresentarem inclusões.

Como fases minerais magmáticas ocorrem ainda **quartzo 2 (Qtz₂)** e **feldspato potássico 2 (Kfs₂)**. O **Qtz₂** é semelhante ao **Qtz₁**, porém ocorre em textura de mosaico de granulação fina a muito fina, preenchendo fraturas em cristais de plagioclásio e pequenos interstícios. Apresentam leve estrutura de fluxo, indicando um líquido tardio que cristalizou nos espaços ainda disponíveis. O **Kfs₂** forma cristais subeuhédricos a anhédricos de microclínio de aproximadamente 5 mm de comprimento. Nota-se que esta é uma fase tardia por conter inclusões de **Kfs₁**.

A exemplo das rochas vulcânicas da Formação Santa Rosa, essa rocha também apresenta metassomatismo potássico onde o feldspato potássico **Kfs₃** substituiu cristais de plagioclásio. Esses cristais apresentam ou núcleos ou até mesmo cristais quase que inteiros alterados, com resquícios de plagioclásio em meio a um cristal de feldspato potássico.

10.3.2 Olivina-clinopiroxênio gábro médio

São rochas de textura equigranular média holocrystalina subofítica, de cor cinza-esverdeado, estrutura maciça e mineralogia composta por plagioclásio, clinopiroxênio e minerais opacos. Microscopicamente são ainda identificados olivina, hornblenda e como

fases de alteração quartzo, sericita, clorita e carbonatos.

O plagioclásio apresenta granulação média, tabular euhédrico e idiomórfico. Ocorre na maioria dos casos fresco, mas quando alterado apresenta aspecto turvo devido à sericitização. Determinações óticas pelas leis *Albita* e *Albita–Carlsbad* revelam composição An₅₅ para esta fase, que apresenta zonamento composicional visível, com núcleos mais cálculos em relação às bordas (An₄₉). De forma muito subordinada são encontrados cristais de quartzo anhédricos e intersticiais nas bordas do plagioclásio. Os contatos entre os cristais de plagioclásio são retilíneos e angulosos. Já em contato com olivina, forma feições intersticiais e arredondadas.

O clinopiroxênio apresenta-se como cristais de granulação média que chegam a 0,5 cm de comprimento e são anhédricos e intersticiais ao plagioclásio (Figura 10.8d). O contato entre essas duas fases é determinado pelos cristais de plagioclásio, pois estes formam interstícios poligonais e retilíneos, onde o clinopiroxênio se cristalizou. O fato do clinopiroxênio englobar, em alguns casos, cristais de plagioclásio, indica relação temporal mais tardia para a cristalização desse último mineral. Os contatos entre os cristais de clinopiroxênio são irregulares entre si, formando, por vezes, feições retilíneas e, por vezes, feições denteadas. Em alguns cristais notam-se zonamentos compostionais. Apresenta-se alterado hidrotermalmente em algumas amostras para minerais opacos e é bastante comum a presença de anfibólito nas bordas dos cristais, estando essa alterada para clorita.

A olivina ocorre raramente, tem granulação mais fina que as demais fases minerais principais e forma agregados associados a minerais opacos e clinopiroxênio. Em alguns cristais notam-se finas inclusões, possivelmente de apatita. Os contatos tanto com clinopiroxênio, como com plagioclásio são irregulares e arredondados, já que estes se cristalizam nos interstícios deixados pela olivina. Os minerais opacos formando agregados e têm formas cúbicas, sugerindo ser pirita.

10.3.2.1 Seqüência de cristalização

Nota-se que a **olivina (Olv)** e a **Apatita (Ap)** devem ter sido os primeiros minerais a se cristalizarem, quase que concomitantemente aos **opacos (Opc)**. Isto porque estas três fases ocorrem como um agregado restrito na rocha envolto por **clinopiroxênio (Cpx)** e **plagioclásio (Plg)** anhédricos e intersticiais. A presença de inclusões de **Olv**, **Opc** e **Ap** em **Cpx** (Figura 3.8e) e **Plg** também é indicativa da cristalização precoce destes minerais em relação à **Cpx** e **Plg**. A segunda fase principal da rocha a se cristalizar foi o **Plg**, evidenciado pelo hábito euhédrico tabular e textura subofítica, localmente ofítica, com **Cpx** subuehédrico a anhédrico preenchendo os interstícios entre os cristais de plagioclásio. No final da cristalização do **Plg**, o quartzo (**Qtz**) cristalizou em pequenos interstícios, com feições anédricas e irregulares. A cristalização de anfibólito (**Anf**) foi a mais tardia do estágio

magmático onde, por reação peritética, as bordas dos cristais de Cpx reagiram com o líquido e formaram Anf (Figura 10.8f). Clorita (Chl), sericita (Ser), epídoto (Ep) e carbonatos (Cb) são produto de alteração hidrotermal propilítica. O diagrama da Figura 10.10 sumariza a ordem de cristalização deste litotipo.

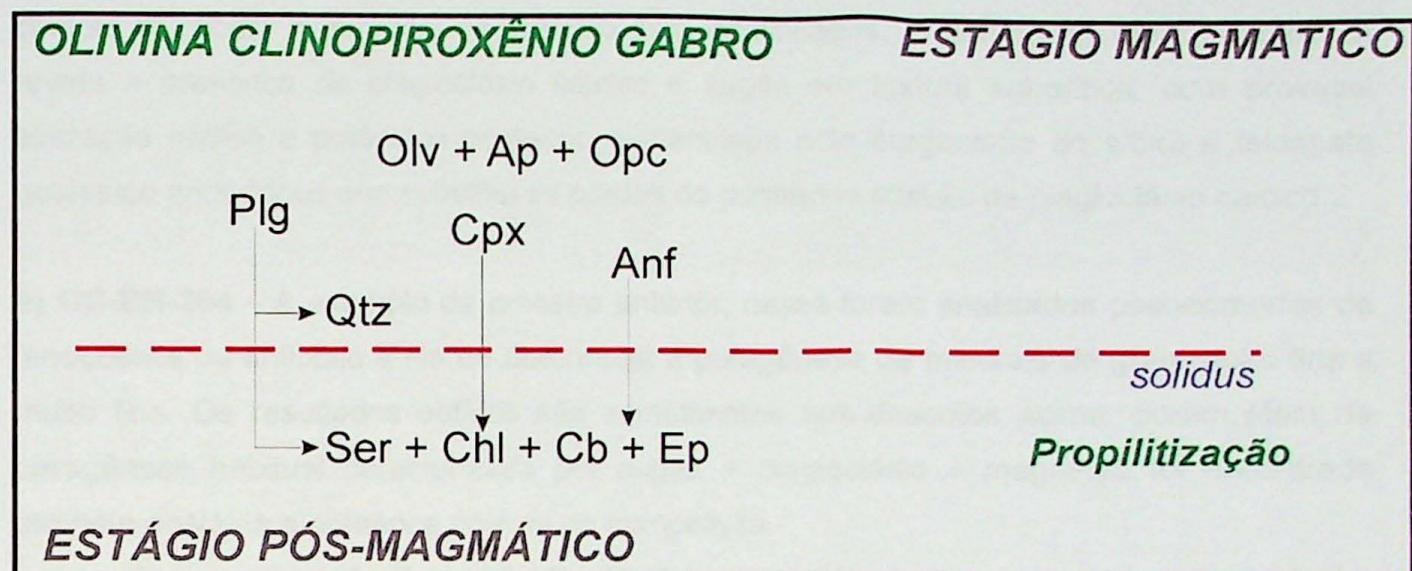


Figura 10.10. Fluxograma da ordem de cristalização geral para olivina-clinopiroxênio gáboro médio.

11 MICROSCOPIA ELETRÔNICA DE VARREDURA E DIFRATOMETRIA DE RAIOS-X

11.1 Formação Sobreiro

Para os andesitos da Formação Sobreiro foram analisadas quatro amostras por microscopia eletrônica de varredura, buscando de modo geral a caracterização de pseudomorfos de fenocristais anfibólito alterados e a matriz microlítica da rocha, além da identificação de minerais opacos e acessórios. O objetivo deste estudo foi determinar a paragênese mineral de alteração destes fenocristais de anfibólito, a fim de caracterizar o processo pelo qual estes pseudomorfos se originaram. O estudo da matriz permite identificar fases minerais de difícil reconhecimento em microscópio óptico comum.

Além do MEV, foi feita difratometria de raios X em minerais de uma das amostras, com o objetivo de complementar as informações obtidas na petrografia em relação às paragêneses da alteração hidrotermal, além de caracterizar a ocorrência de pumpellyita nas amostras da Formação Sobreiro. Amostras de minerais de brechas hidrotermais associadas a dacitos e riódacitos foram também estudadas, cujos resultados são apresentados adiante.

a) CC-SO-167a – O primeiro fenocristal estudado apresenta nas bordas de sua alteração a paragênese: augita + plagioclásio + magnetita. Texturalmente nota-se textura ofítica à subofítica entre piroxênio e plagioclásio, além de magnetita anhédrica associada principalmente a augita desenvolvida radialmente em relação ao fenocristal (Figura 11.1).

Em outra porção deste pseudomorfo, a paragênese augita + plagioclásio + magnetita se mantém, além de sulfeto de cobre e provável pumpellyita. Este padrão se repete em bordas de outros fenocristais analisados com a paragênese augita + plagioclásio + magnetita com as mesmas relações texturais descritas acima. Ocorrem ainda associados a estas bordas cristais de clorita e minerais de vanádio não identificados. O estudo da matriz microlítica revela a presença de plagioclásio cárlico e augita em textura subofítica, com provável alteração sódica e potássica posterior, evidenciada pelo surgimento de albita e feldspato potássico anhédricos que substitui as bordas de pequenos cristais de plagioclásio cárlico.

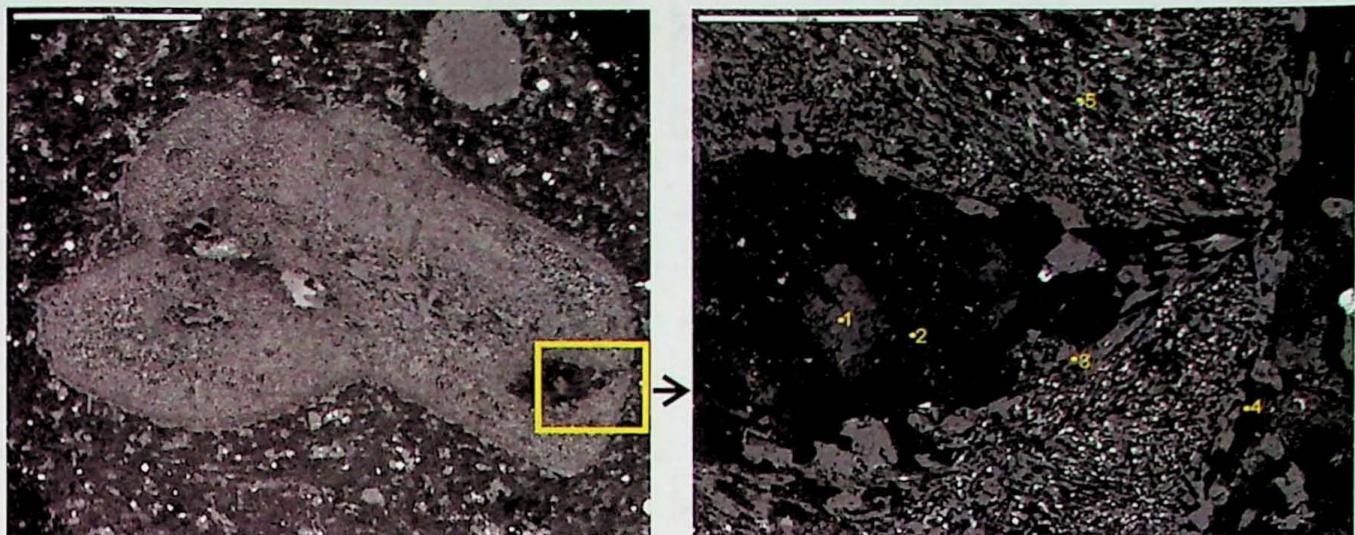
b) CC-BR-294 – À exemplo da amostra anterior, nessa foram analisados pseudomorfos de fenocristais de anfibólio a fim de determinar a paragênese de minerais de granulação fina a muito fina. Os resultados obtidos são semelhantes aos descritos acima, porém além da paragênese habitual caracterizada por augita + plagioclásio + magnetita foi encontrada também enstatita e presença notável de pumpellyita.

Em amostras da Formação Santa Rosa tem sido comum a presença de prehnita, identificada por MSE e, assim sendo, o conjunto dos minerais secundários nessas rochas sugere a possibilidade de um evento de metamorfismo regional geotermal na fácies prehnita–pumpellyita, que seria compatível com a evolução geológica da área, formada numa arco magmático e com a preservação dos sistemas epitermais, como os descritos por Juliani *et al.* (2005). Para melhor caracterizar a pumpellyita foi feito um estudo de difratometria de raios X, cujos resultados são mostrados na Figura 11.2.

É possível notar com o agrupamento dos dados de petrografia, MEV e DRX que: a) a matriz da amostra é composta basicamente por micrólitos de plagioclásio + anfibólio, alterados hidrotermalmente ou não; b) a paragênese de alteração hidrotermal característica de propilitização, apresentando epídoto + albita + clorita + carbonato; c) a presença de pumpellyita foi identificada primeiramente nos procedimentos de MEV em algumas amostras da Formação Sobreiro. A análise de DRX desta amostra permite identificar a pumpellyita como um dos minerais acessórios nos andesitos, o que sugere fortemente a existência de metamorfismo geotermal VLGM (*Very Low Grade Metamorphism*) nas rochas desta formação.

c) 545b – Nesta amostra foram analisados pseudomorfos de fenocristais de anfibólio além de algumas porções da matriz. Em relação às outras amostras, também exibe a paragênese augita, plagioclásio e magnetita, porém o plagioclásio desta amostra é aparentemente mais cárlico e a magnetita apresenta teor mais elevado em titânio (Figura 11.3).

A pumpellyita ocorre em menor quantidade em relação às amostras anteriores, porém se mantém presente nas amostras de andesitos.



CC-SO-167(a) - Tabela 1

Ponto	Mineral	% Óxidos									
		SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	MgO	TiO ₂	MnO	BaO
1	Feldspato Potássico	62,7	19,5	-	0,7	2,3	11,2	-	-	-	3,7
2	Plagioclásio	57,5	26,5	0,5	7,7	6,9	0,8	-	-	-	-
3	Augita	52,6	2,1	8,9	18,5	0,8	-	15,6	0,9	0,5	-
4	Plagioclásio	56,3	26,7	1	8,9	6,4	0,6	-	-	-	-
5	Ti - Magnetita	2	0,5	82,4	1,7	0,9	-	-	12,5	-	-

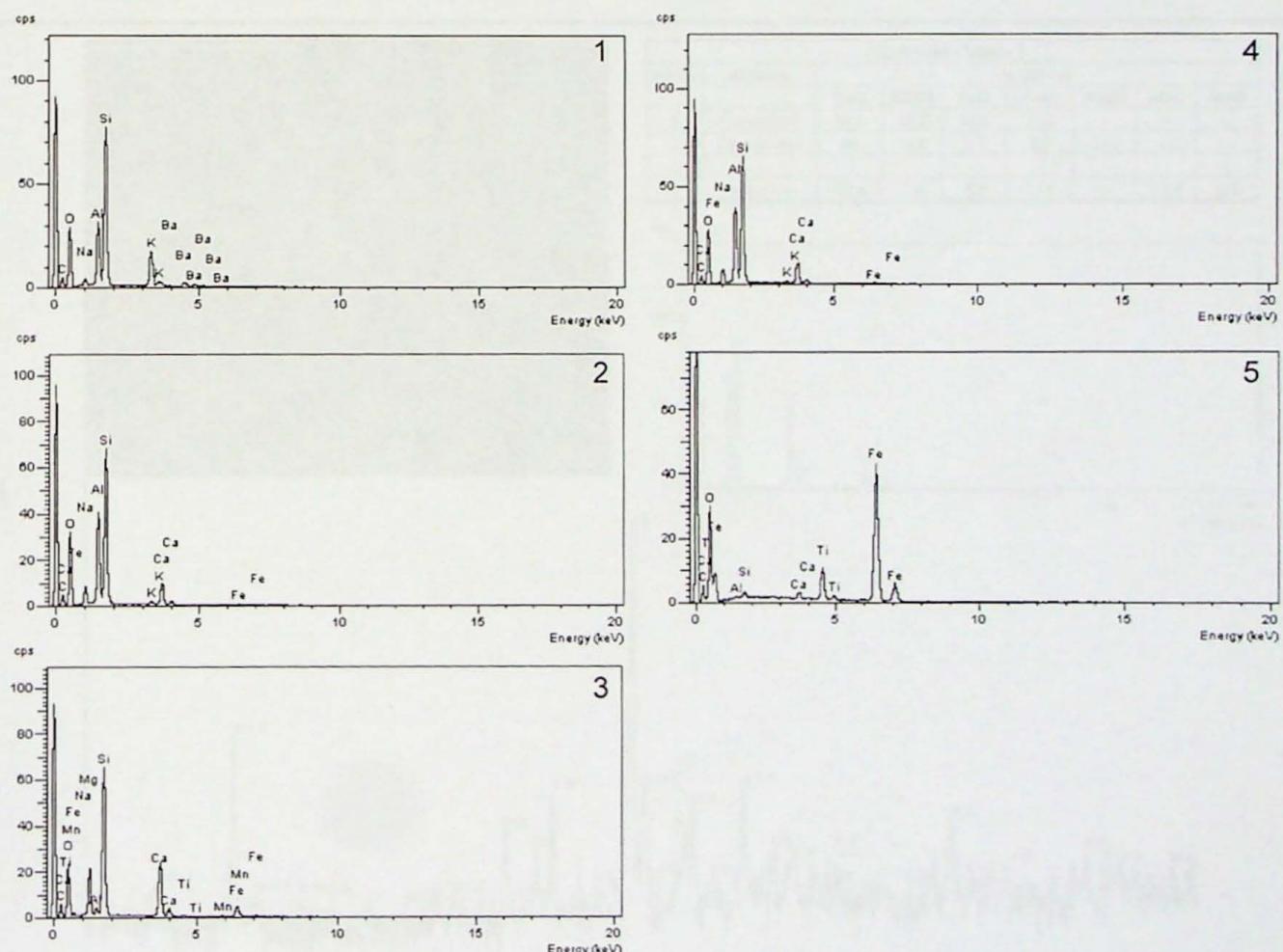
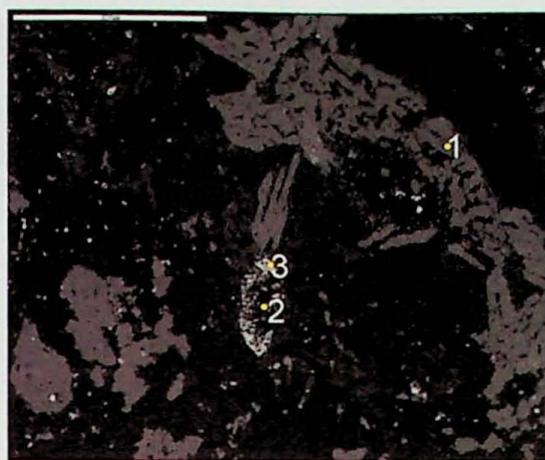
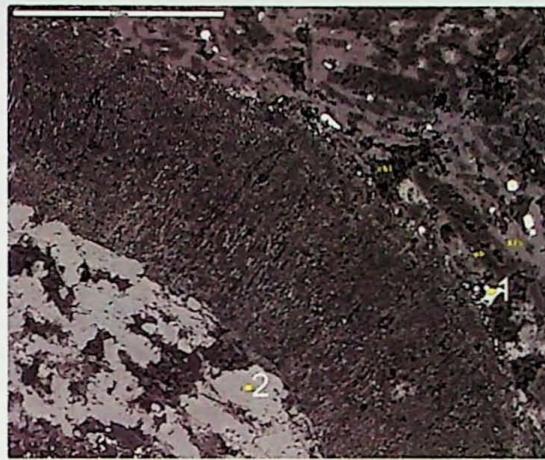
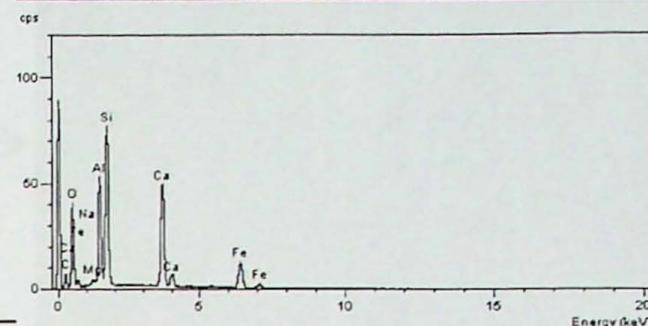


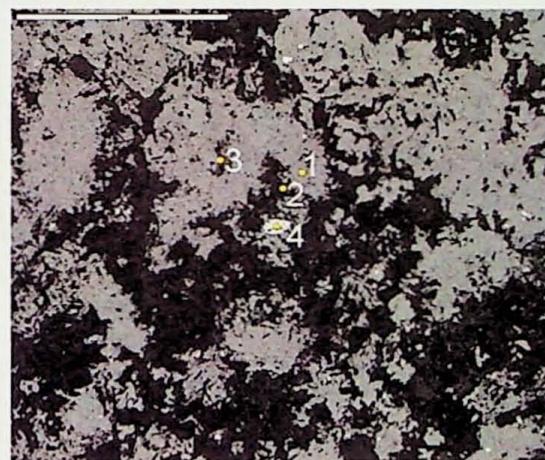
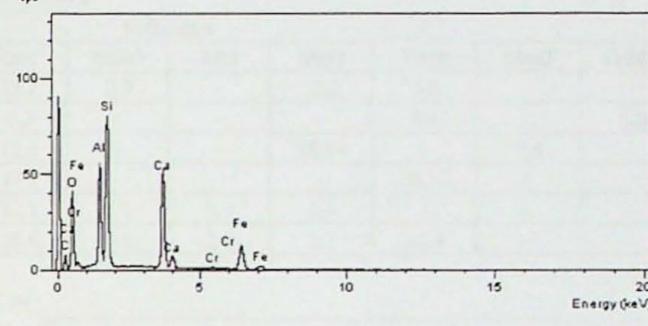
FIGURA 10.1 Imagem de MEV de fenocristal de anfibólio alterado e o zoom da respectiva porção do mineral analisada. Abaixo, tabela com a composição dada por EDS dos pontos analisados e os espectros dos respectivos minerais.



CC-BR-294 - Tabela 1								
Ponto	Mineral	% Óxidos						
		SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	CaO	Na ₂ O	MgO	TiO ₂
1	Pumpelita?	39,9	22,3	13,5	22,8	0,5	1	-
2	Enstatita	65,5	1	1,8	-	0,9	30,9	-
3	Magnetita	1,1	0,4	97,9	-	-	-	0,6



CC-BR-294 - Tabela 2								
Ponto	Mineral	% Óxidos						
		SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	TiO ₂	Cr ₂ O ₃
1	Magnetita	-	-	90,3	-	2	7,6	-
2	Pumpelita?	40,3	22,6	13,5	23,1	-	-	0,4



CC-BR-294 - Tabela 3								
Ponto	Mineral	% Óxidos						
		SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	CaO	Na ₂ O	MgO	MnO
1	Pumpelita?	39,5	23,8	13,5	23,2	-	-	-
2	Plagioclásio	66	16,8	0,7	2,5	10,2	3,8	-
3	-	-	-	-	-	-	-	-
4	Piroxênio	58,4	2,6	4,1	12,8	-	21,4	0,6

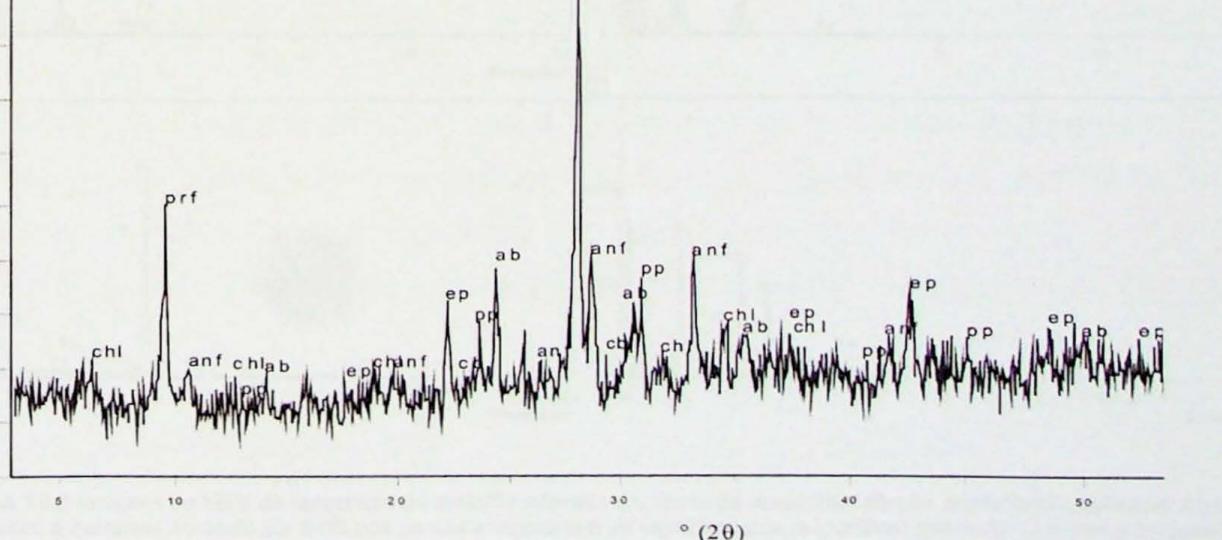
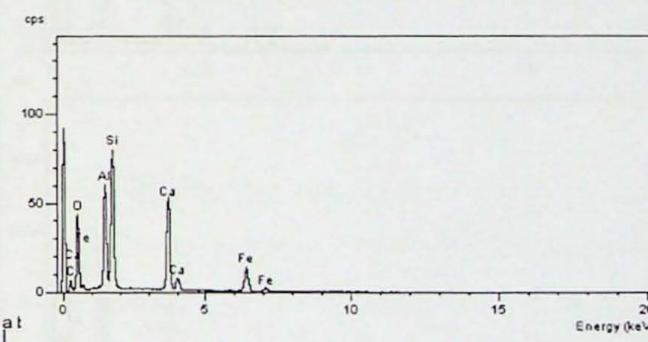
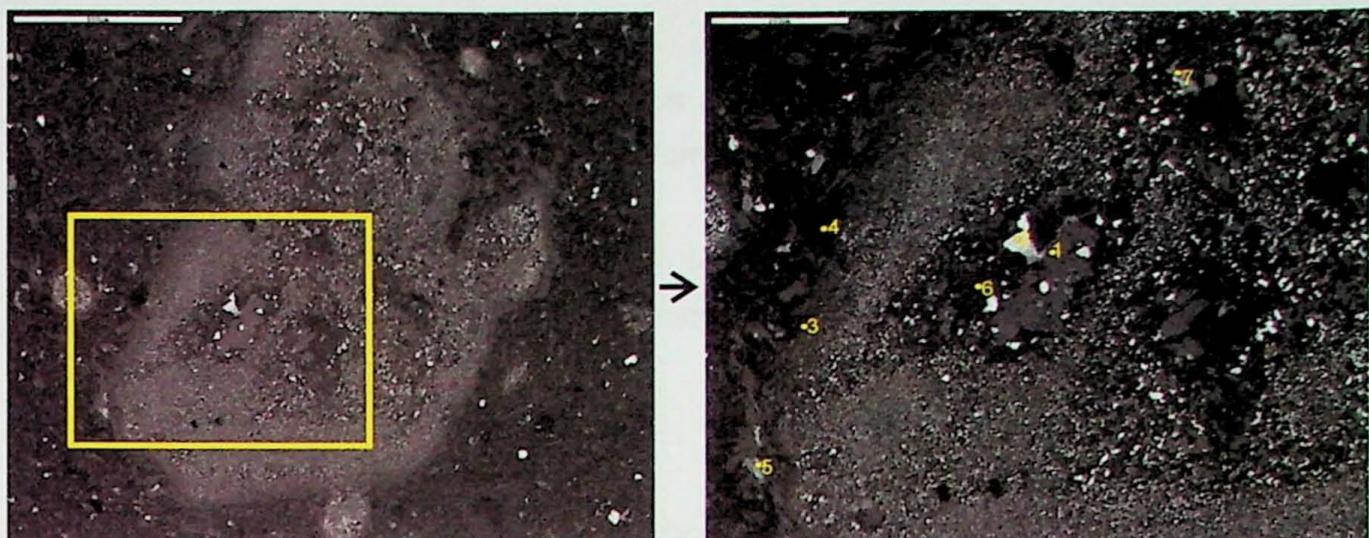


Figura 11.2. Fotografias de MEV, aliada a EDS e espectro de três minerais com composição semelhante a pumpellyita. Abaixo, DRX da amostra apresentando picos bastante característicos deste mineral.



545(b) - Tabela 1

Ponto	Mineral	% Óxidos									
		SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	MgO	TiO ₂	MnO	Cr ₂ O ₃
1	Augita	52,9	2,6	5,1	21,7	0,9	-	16,2	0,6	-	-
2	Magnetita	0,5	0,5	93	0,3	-	-	-	4,8	-	0,9
3	Augita	57,7	2,4	8,4	12,6	-	-	18,64	-	0,4	-
5	?	22,1	0,7	25,6	17,1	-	-	-	34,52	-	-
6	Plagioclásio	53,5	28,9	0,7	11,1	5,1	0,3	0,4	-	-	-
7	Titanita	33	2,7	2,9	26,6	0,5	0,2	1,7	32,4	-	-

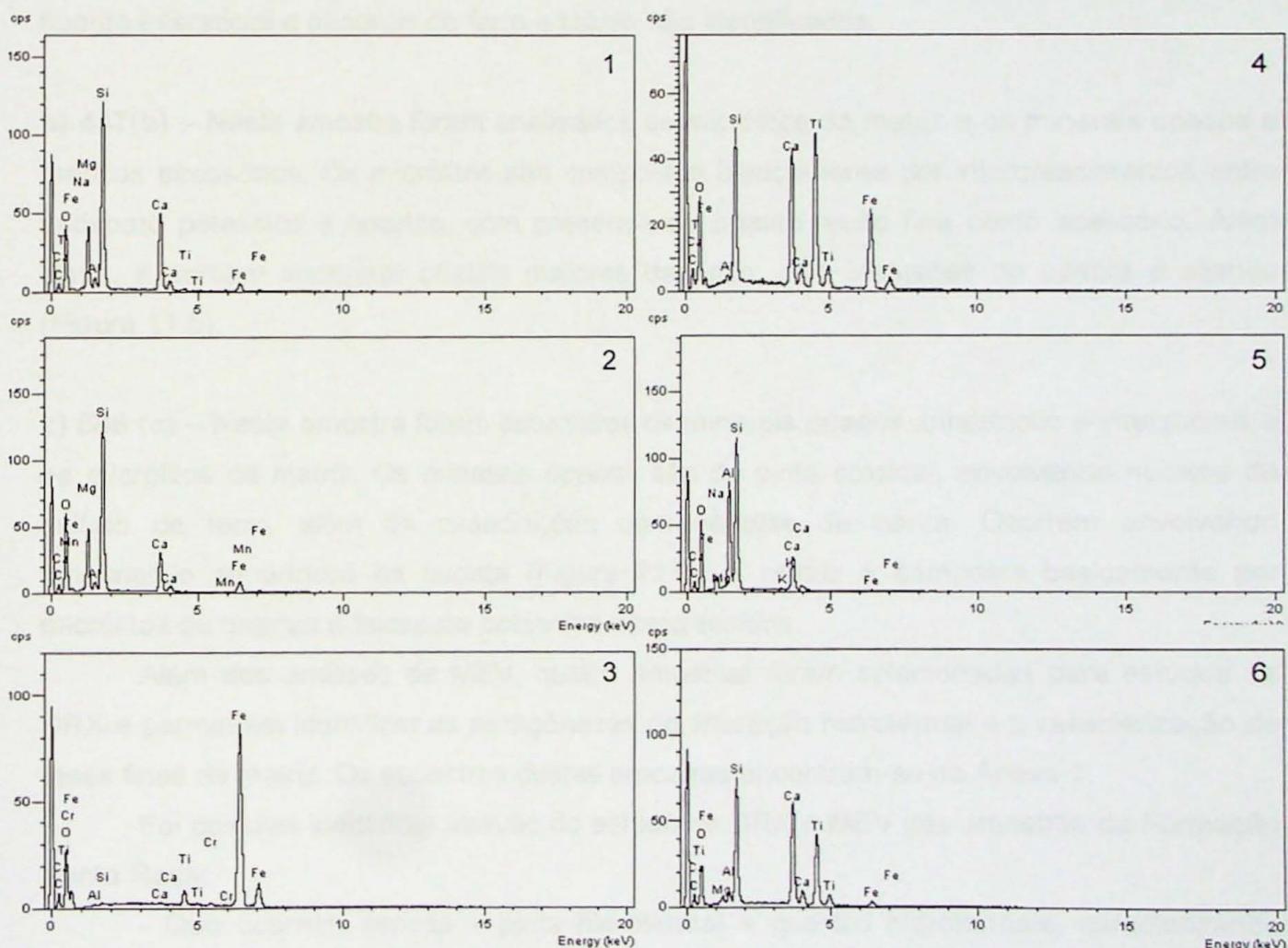


FIGURA 10.3 Imagem de MEV de fenocristal de anfibólito alterado e o zoom da respectiva porção do mineral analisada. Abaixo, tabela com a composição dada por EDS dos pontos analisados e os espectros dos respectivos minerais. O mineral do ponto 4 (quatro) é quartzo.

d) 432(a) – Nesta amostra foram analisados pseudomorfos de fenocristais de anfibólio e fenocristais de magnetita primária. Os pseudomorfos de anfibólio apresentam alteração para minerais com alto teor de potássio.

Os fenocristais de magnetita exibem textura *trellis* (Figura 11.4), com lamelas de exsolução de ilmenita e presença de magnetita titanífera na interação mineral/lamela de exsolução.

11.2 Formação Santa Rosa

Para os riolitos e pórfiros graníticos da Formação Santa Rosa foram analisadas três amostras por MEV, com o objetivo de caracterizar fases minerais acessórias, tanto ígneas como hidrotermais, minerais opacos e micrólitos da matriz.

Foram analisadas as seguintes amostras:

a) CC-IR-280(a) – O estudo desta amostra revelou matriz desenvolvida por micrólitos quartzo-feldspáticos e presença de minerais acessórios como zircão associado a thorita, fluorita intersticial e minerais de ferro e titânio não identificados.

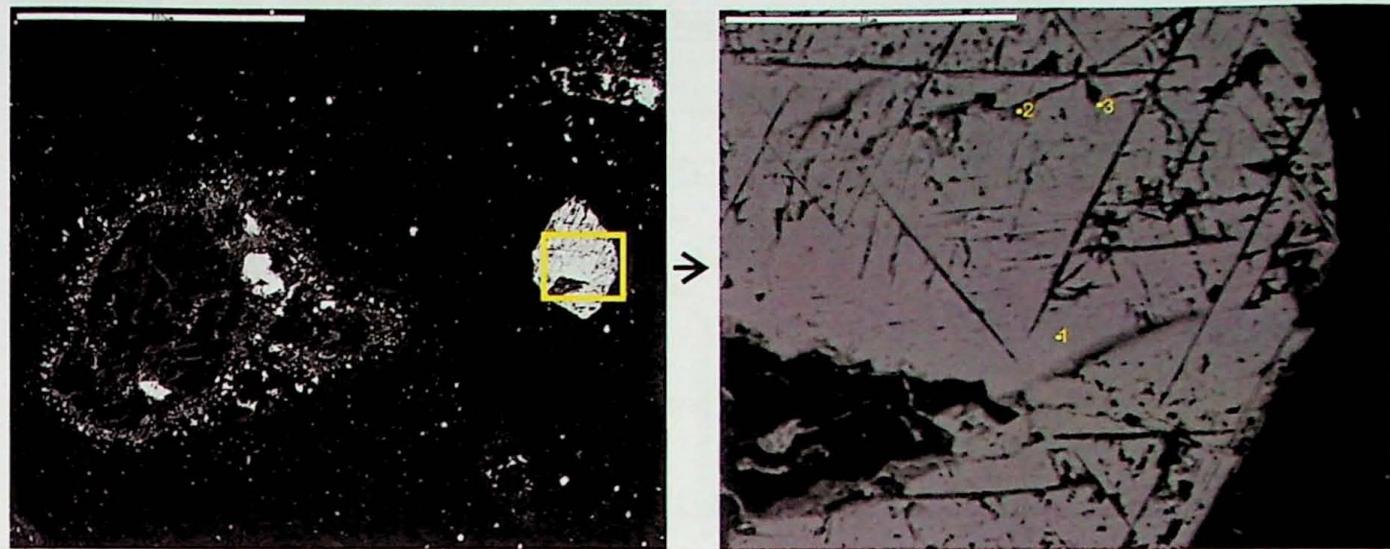
b) 447(b) – Nesta amostra foram analisados os micrólitos da matriz e os minerais opacos e máficos acessórios. Os micrólitos são compostos basicamente por intercrescimentos entre feldspato potássico e quartzo, com presença de apatita muito fina como acessório. Além disso, é comum encontrar cristais maiores de rutilo, com inclusões de apatita e allanita (Figura 11.5).

c) 549 (c) – Nesta amostra foram estudados os minerais opacos anhédricos e intersticiais e os micrólitos da matriz. Os minerais opacos são de pirita coloidal, envolvendo núcleos de sulfeto de ferro, além de associações com vênulas de barita. Ocorrem envolvendo fenocristais euhédricos de fluorita (Figura 11.6). A matriz é composta basicamente por micrólitos de quartzo e feldspato potássico intercrescidos.

Além das análises de MEV, quatro amostras foram selecionadas para estudos de DRX e permitiram identificar as paragêneses de alteração hidrotermal e a caracterização de fases finas da matriz. Os espectros destas amostras encontram-se no Anexo 1.

Foi possível identificar através do estudo de DRX e MEV das amostras da Formação Santa Rosa:

- Que ocorrem sericita + pirita hidrotermal + quartzo hidrotermal, caracterizando uma típica alteração sericítica (QSP), comum em sistemas do tipo pórfiro.



432(a) - Tabela 1

Ponto	Mineral	% Óxidos						
		SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	CaO	K ₂ O	MgO	TiO ₂
1	Magnetita	0,5	0,7	98,3	-	-	-	0,5
2	Ilmenita	3,7	2,1	17	0,2	0,4	1,6	74,9
3	Magnetita	2	2,5	94	-	-	0,5	0,8

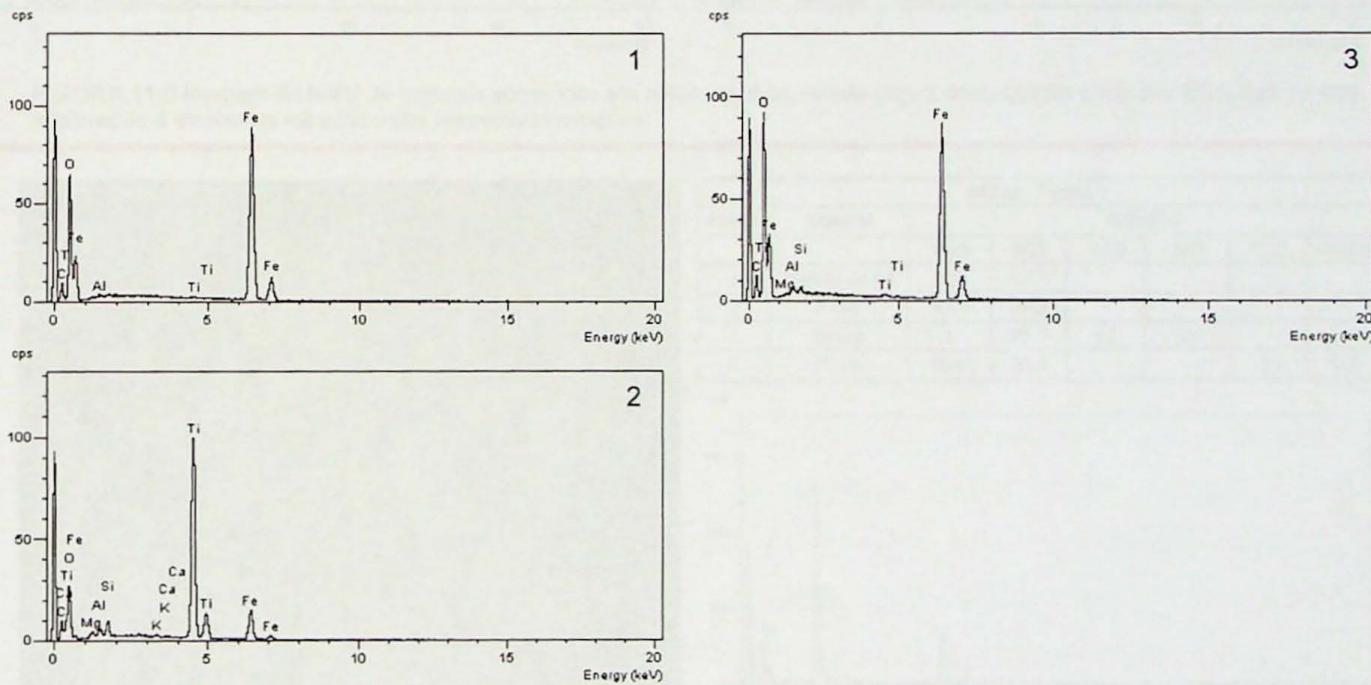


FIGURA 10.4 Imagem de MEV de fenocristal de magnetita com lamelas de ilmenita e o zoom da respectiva porção do mineral analisada. Abaixo, tabela com a composição dada por EDS dos pontos analisados e os espectros dos respectivos minerais.

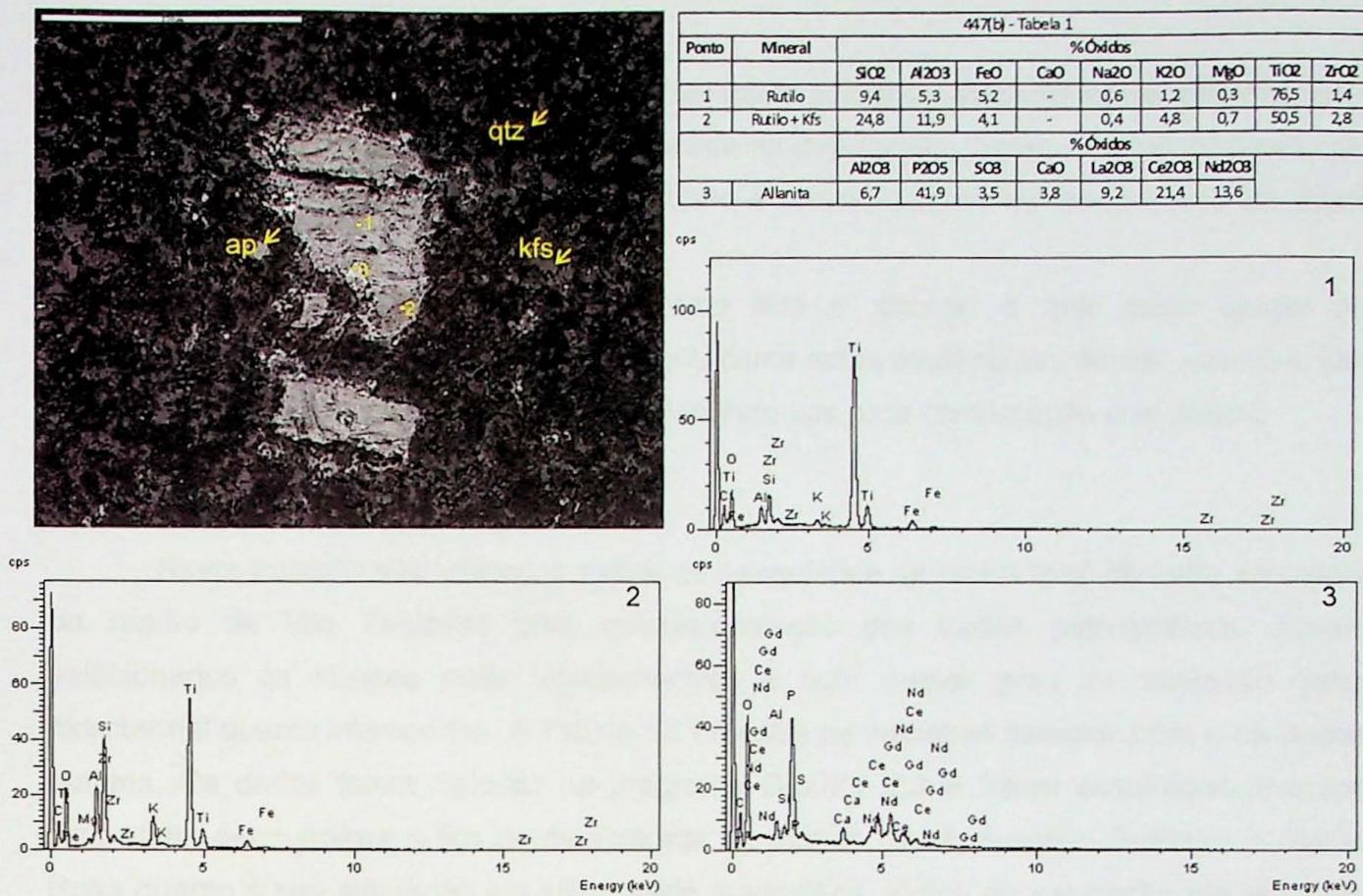


FIGURA 11.5 Imagem de MEV de minerais acessórios em riolito. Ao lado, tabela com a composição dada por EDS dos pontos analisados e abaixo os espectros dos respectivos minerais.

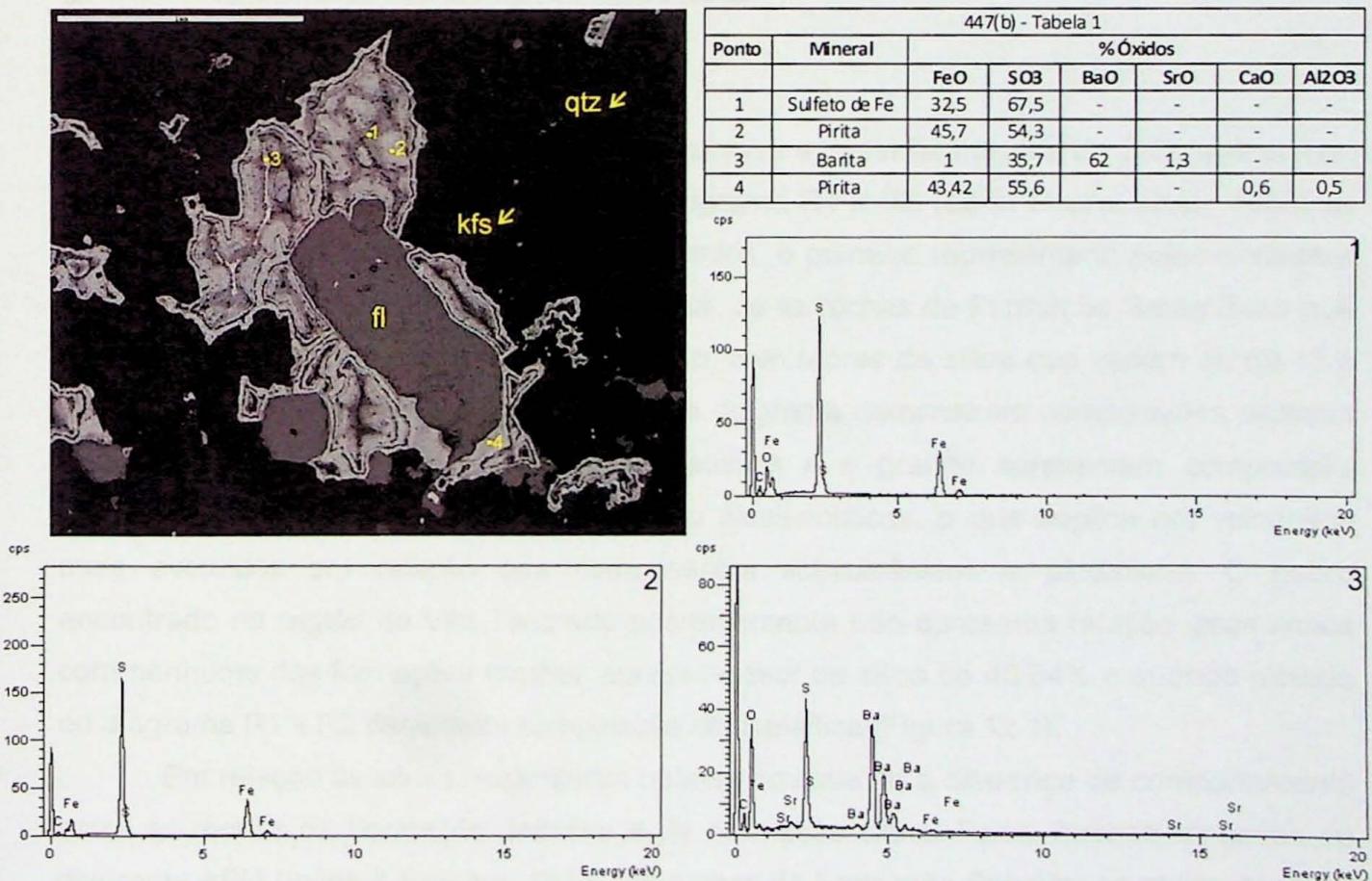


FIGURA 11.6 Imagem de MEV defluorta e pirita pós-magmáticas em riolito. Ao lado, tabela com a composição dada por EDS dos pontos analisados e abaixo os espectros dos respectivos minerais.

- A presença de alteração argílica, caracterizada pela associação de caulinita com sericita. A caulinita não foi pode ser identificada na petrografia, porém o aspecto turvo que algumas amostras apresentam sob microscópio é provavelmente devido à presença deste mineral.

- Evidências de argilo-minerais como illita e alunita, o que pode ajudar na identificação de sistemas hidrotermais. Porém, como estas evidências não são comuns, são necessários mais estudos e procedimentos laboratoriais para confirmação dos dados.

12 DADOS COMPLEMENTARES

Neste trabalho são utilizados dados de geoquímica de rocha total de treze amostras da região de Vila Tancredo para complementação dos dados petrográficos. Foram selecionados os litotipos mais representativos e com menor grau de alteração tanto hidrotermal quanto intempérico. A Tabela 12.1 mostra as amostras selecionadas e os dados obtidos. Os dados foram tratados no programa *GCDKit* 2.3 e foram escolhidos diversos diagramas geoquímicos a fim de caracterizar as rochas das formações Sobreiro e Santa Rosa quanto à sua saturação em sílica, série magmática, índice de saturação em alumina, comportamento dos elementos maiores em relação ao aumento de sílica, descriminação geotectônica e análise dos elementos terras raras.

12.1 Geoquímica

As rochas vulcânicas da Formação Sobreiro apresentam teores de SiO_2 que variam de 55,78 a 61,29%. Quando lançados no diagrama R1 x R2 (de la Roche et al., 1980) as amostras agrupam-se em dois conjuntos distintos, o primeiro representado pelos andesitos e o segundo, mais evoluído, por quartzo latitos. Já as rochas da Formação Santa Rosa que incluem riolitos, pôrfiro graníticos e um granito, com teores de sílica que variam de 69,13 a 76,34% de SiO_2 , quando plotadas no mesmo diagrama demonstram composições distintas para suas diferentes fácies: os pôrfiro graníticos e o granito apresentam composição riódacítica a riolítica enquanto os riolitos são álcali-riolíticos, o que implica em vulcanitos mais evoluídos em relação aos componentes subvulcânicos e plutônicos. O gabro encontrado na região de Vila Tancredo aparentemente não apresenta relação geoquímica com nenhuma das formações citadas, apresenta teor de sílica de 48,64% e quando plotado no diagrama R1 x R2 demonstra composição lati-basáltica (Figura 12.1).

Em relação às séries magmáticas nota-se novamente a diferença de comportamento entre às rochas da Formação Sobreiro e da Formação Santa Rosa, quando lançadas no diagrama AFM (Irvine & Baragar, 1971). As rochas da Formação Sobreiro se concentram no meio do diagrama, no campo das rochas cálcio-alcalinas enquanto as rochas da Formação Santa Rosa se concentram próximas ao vértice definido pela soma de Na_2O e K_2O , no

Tabela 12.1. Análises litoquímicas respetativas dos principais litotipos ocorrentes na região de Vila Tancredo.

Unidade	Geoquímica												
	FORMAÇÃO SANTA ROSA					GABRO		FORMAÇÃO SOBREIRO					
Rocha	PG	AR	GR	PG	AR	R	AR	AR	GB	AN	AN	AN	QL
Amostra	538	459	517	PG04(a)	IR276	SO274(a)	IR280(a)	IR275	494	SO167(a)	SO109	SO167(b)	SO271(a)
SiO ₂ (%)	69.13	73.41	73.68	73.89	74.68	75.70	75.73	76.34	48.64	55.78	56.10	57.01	61.29
TiO ₂	0.46	0.23	0.17	0.24	0.26	0.05	0.06	0.06	3.05	0.59	0.51	0.59	0.81
Al ₂ O ₃	13.03	12.09	12.96	11.39	11.82	12.19	11.66	11.69	14.52	16.26	15.64	16.53	14.48
Fe ₂ O ₃	1.70	2.76	0.57	1.57	1.94	0.96	0.91	0.60	3.20	3.66	3.73	3.65	3.67
FeO	2.18	0.64	0.93	1.28	0.52	0.43	0.41	0.60	11.60	4.14	2.77	4.27	2.47
MnO	0.09	0.03	0.03	0.05	0.01	0.07	0.02	0.02	0.21	0.13	0.11	0.14	0.16
MgO	0.57	0.22	0.18	0.13	0.11	0.04	0.03	0.08	3.27	3.91	5.54	3.96	2.23
CaO	2.29	0.07	0.88	1.14	0.30	0.80	0.36	0.04	8.38	6.93	6.15	6.71	2.53
Na ₂ O	1.32	2.02	3.33	2.48	1.20	3.24	3.04	2.93	3.00	2.90	3.30	3.00	3.97
K ₂ O	6.37	5.61	5.00	5.32	7.39	5.09	5.05	5.36	1.50	2.19	2.62	2.54	4.24
P ₂ O ₅	0.11	0.03	0.06	0.04	0.04	0.01	0.01	0.01	0.73	0.25	0.25	0.24	0.30
LOI	1.54	1.82	0.66	1.63	1.63	1.25	1.24	1.09	<0,01	1.49	2.21	1.35	2.56
Total	98.79	98.93	98.45	99.16	99.91	99.82	98.52	98.82	98.10	98.23	98.93	99.99	98.71
Cr (ppm)	0	0	0	0	0	< 20	0	0	< 20	200	140	70	
Ni	0	0	0	0	0	< 20	0	0	30	30	90	40	< 20
K	52879	46570	41506	44163	61346	42253	41921	44495	12451	18179	21749	21085	35197
Rb	256	222	221	207	208	264	277	234	64	46	55	54	119
Ba	1700	458	1087	1360	1398	478	170	369	413	1307	1208	1319	2392
Sr	101	48	92	120	125	58	38	29	197	755	1013	728	250
Ta	2.06	2.68	3.92	3.29	2.56	7.66	5.92	6.38	2.22	0.73	0.36	0.4	0.94
Nb	15	19.7	13	26.5	15.8	49.4	37.7	43	26.2	4	2.8	4.2	9.8
Hf	9.9	12.4	4.9	10.9	9	6.8	6.1	6.5	9.5	3	2.3	3.1	7.5
Zr	390	435	170	389	366	130	139	145	392	122	97	127	315
Ti	2764	1367	1019	1409	1571	282	378	342	18285	3507	3027	3537	4868
Y	47.6	53.1	25.8	79.4	37.5	110	73.8	80.1	66.5	16.4	10.7	16.7	31
P	480	131	262	175	175	44	44	44	3186	1091	1091	1048	1309
Th	27.9	35.1	52.3	59.3	23.6	60.9	68.9	65	6.81	3.75	1.83	4.07	9.61
La (ppm)	92.4	84.4	76.2	185	86.8	50.8	59.9	46.4	43.9	24.1	19.9	25.5	51.6
Ce	161	168	141	325	150	108	127	102	95.7	43.9	36.6	45.9	95.4
Pr	16.7	18	13.9	32.5	16.5	12.1	13.7	11.3	11.8	4.76	4.04	4.98	10.2
Nd	53.1	56.2	42	99.1	52.1	46.6	46.8	42.5	47.1	16.1	13.5	17.4	32.9
Sm	10.2	10.5	7.84	18.5	9.61	11.6	10.6	9.79	11.7	3.34	2.86	3.72	6.97
Eu	1.65	0.529	0.391	1.49	0.912	0.122	0.142	0.104	3.23	1.1	0.908	1.13	2.22
Gd	8.59	8.08	5.55	14.3	7.54	11.2	9	8.94	11.4	2.93	2.23	3.01	5.79
Tb	1.32	1.36	0.81	2.2	1.15	2.21	1.57	1.67	1.92	0.47	0.32	0.46	0.88
Dy	7.75	8.28	4.39	13	6.5	15.1	9.95	11.3	11.4	2.73	1.7	2.71	5.05
Ho	1.57	1.8	0.85	2.62	1.3	3.38	2.14	2.52	2.31	0.56	0.33	0.56	1.02
Er	4.61	5.96	2.5	8.09	3.85	10.9	6.98	8.05	6.91	1.72	1.01	1.7	3.09
Tm	0.667	0.921	0.368	1.18	0.552	1.75	1.13	1.28	1.01	0.261	0.141	0.255	0.45
Yb	4.12	5.76	2.25	6.99	3.39	11.3	7.38	8.33	6.07	1.61	0.83	1.61	2.85
Lu	0.59	0.867	0.318	0.998	0.485	1.61	1.06	1.23	0.897	0.245	0.131	0.252	0.434
Eu/Eu*	0.54	0.18	0.18	0.28	0.33	0.03	0.04	0.03	0.86	1.08	1.11	1.04	1.07
(La/Yb) _N	14.95	9.77	22.58	17.64	17.07	3.00	5.41	3.71	4.82	9.98	15.98	10.56	12.07
ΣETR	364.267	370.657	298.367	710.968	340.689	286.672	297.352	255.414	255.347	103.826	84.5	109.187	218.854
ΣETRL	333.4	337.1	280.94	660.1	315.01	229.1	258	211.99	210.2	92.2	76.9	97.5	197.07
ΣETRP	30.867	33.557	17.427	50.868	25.679	57.572	39.352	43.424	45.147	11.626	7.6	11.687	21.784
K ₂ O/Na ₂ O	4.83	2.78	1.50	2.15	6.16	1.57	1.66	1.83	0.50	0.76	0.79	0.85	1.07
FeO*/(FeO*+MgO)	0.87	0.93	0.89	0.95	0.95	0.97	0.98	0.93	0.82	0.66	0.53	0.66	0.72
Ce/Ce*	0.91	0.96	0.96	0.93	0.88	0.97	0.99	0.99	0.93	0.91	0.91	0.91	0.92

AR= álcali-riolito, RD=riodacito; R=riolito; PG=pórfiro-granito; QL=quartzo latito; AN=andesito; GB=Gabro; GR=Granito

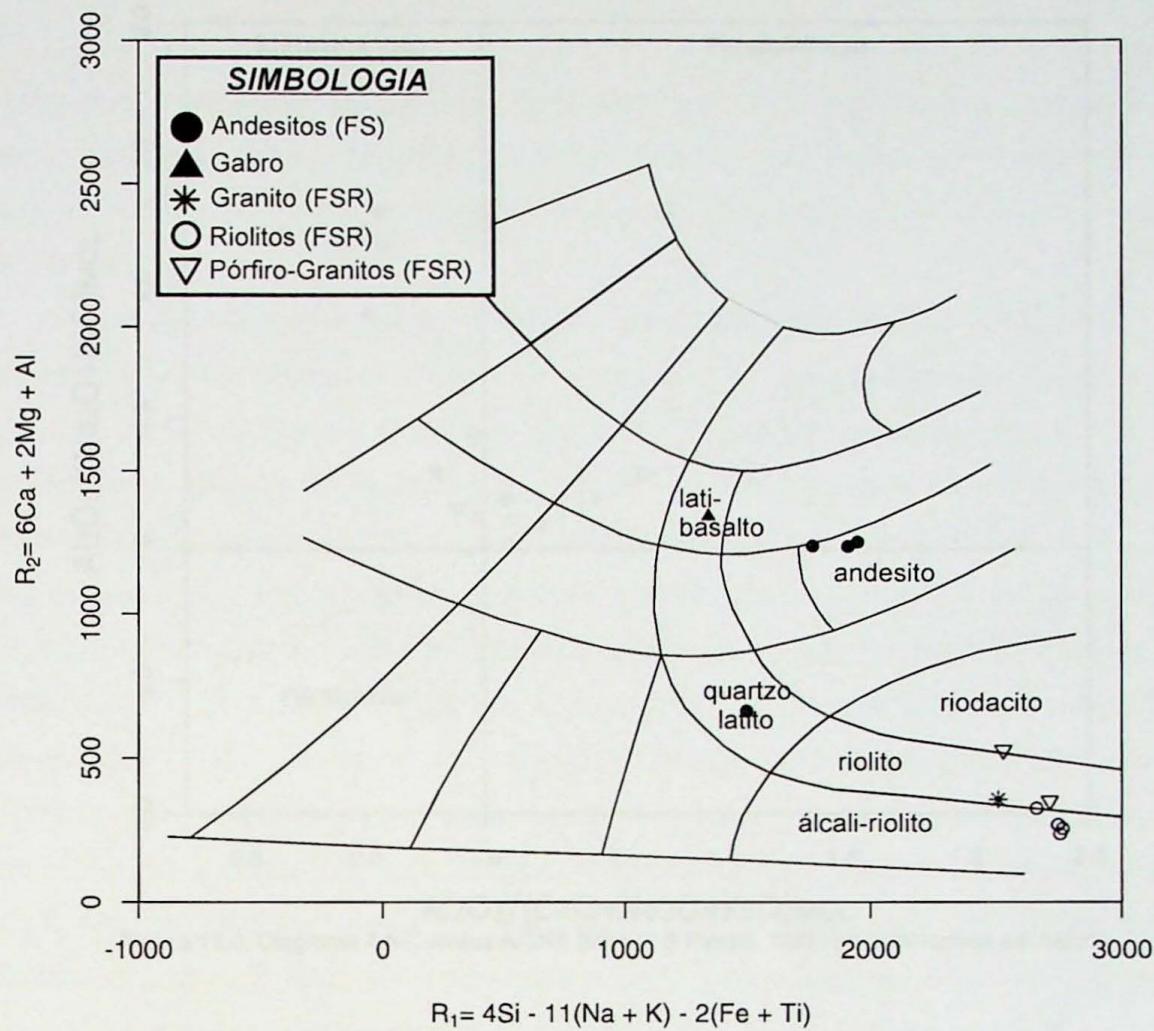


Figura 12.1. Diagrama $R_1 \times R_2$ (de la Roche et al., 1980) para as rochas em estudo

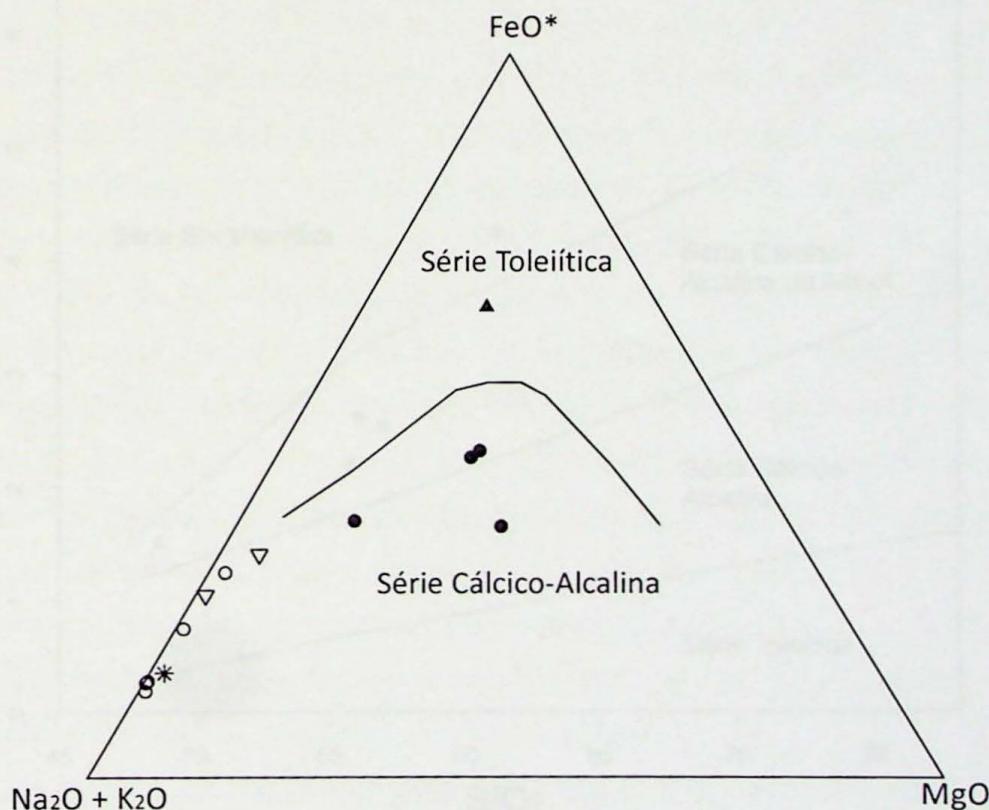


Figura 12.2. Diagrama AFM (Irvine & Baragar, 1971) para as rochas em estudo.

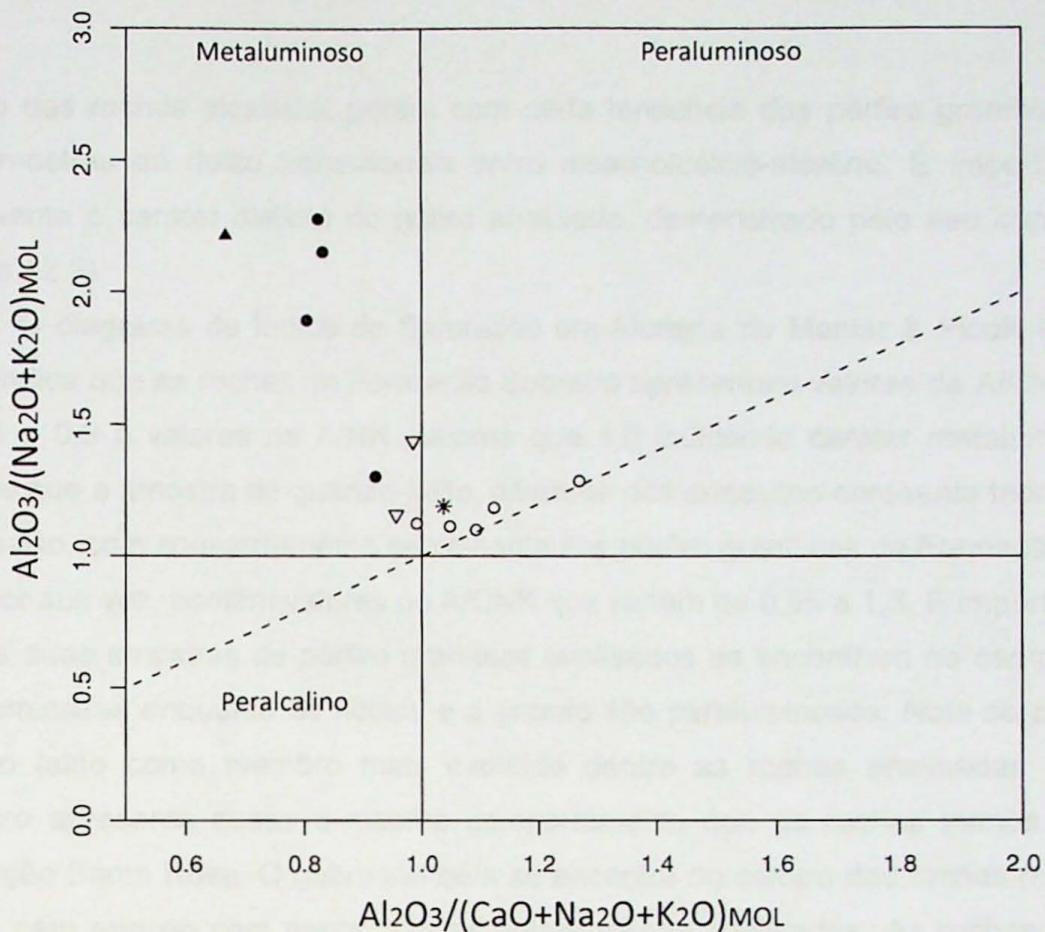


Figura 12.3. Diagrama A/NK versus A/CNK (Maniar & Piccoli, 1989) para as rochas em estudo

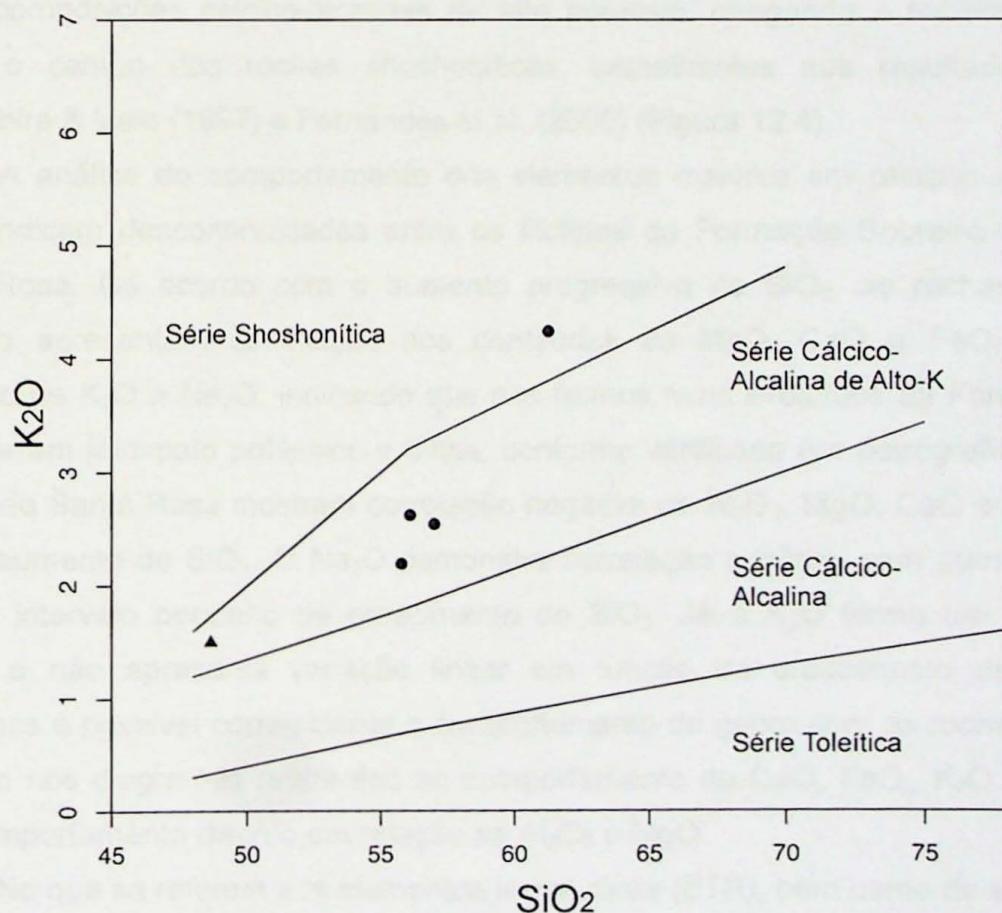


Figura 12.4. Diagrama K_2O versus SiO_2 de Peccerillo & Taylor (1976) para as rochas da FS. Símbolos conforme figura 12.1.

campo das rochas alcalinas, porém com certa tendência dos pôrfiro graníticos, e de uma das amostras de riolito transicionais entre alcalino/cálcio-alcalino. É importante ressaltar novamente o caráter distinto do gабro analisado, demonstrado pelo seu caráter tholeiítico (Figura 12.2).

O diagrama de Índice de Saturação em Alumina de Maniar & Picolli (1989) (Figura 12.3) indica que as rochas da Formação Sobreiro apresentam valores de A/CNK que variam de 0,6 a 0,9 e valores de A/NK maiores que 1,0 indicando caráter metaluminoso, porém nota-se que a amostra de quartzo-latito, diferente dos andesitos apresenta teor de A/NK mais baixo, com comportamento semelhante aos pôrfiro graníticos da Formação Santa Rosa que, por sua vez, contém valores de A/CNK que variam de 0,95 a 1,3. É importante ressaltar que as duas amostras de pôrfiro graníticos analisados se encontram no campo das rochas metaluminosas enquanto os riolitos e o granito são peraluminosos. Nota-se portanto que o quartzo latito como membro mais evoluído dentre as rochas analisadas da Formação Sobreiro apresenta quase o mesmo comportamento que as rochas menos evoluídas da Formação Santa Rosa. O gabro também se encontra no campo das rochas metaluminosas, porém sem relação com nenhuma das outras rochas analisadas. As rochas da Formação Sobreiro quando plotadas no diagrama de SiO_2 versus K_2O de Peccerillo & Taylor (1976) indica composições cálcico-alcalinas de alto potássio, chegando a ter uma amostra que atinge o campo das rochas shoshoníticas, semelhantes aos resultados obtidos por Macambira & Vale (1997) e Fernandes et al. (2006) (Figura 12.4).

A análise do comportamento dos elementos maiores em relação ao SiO_2 (Figura 12.5), indicam descontinuidades entre os litotipos da Formação Sobreiro e da Formação Santa Rosa. De acordo com o aumento progressivo de SiO_2 , as rochas da Formação Sobreiro apresentam diminuição dos conteúdos de MgO , CaO e FeO_t enquanto que aumento de K_2O e Na_2O , indicando que nos termos mais evoluídos da Formação Sobreiro cristalizaram feldspato potássico e albita, conforme verificado em petrografia. As rochas da Formação Santa Rosa mostram correlação negativa de Al_2O_3 , MgO , CaO e FeO_t de acordo com o aumento de SiO_2 . O Na_2O demonstra correlação positiva, com aumento abundante em um intervalo pequeno de crescimento de SiO_2 . Já o K_2O forma um aglomerado de pontos e não apresenta variação linear em função do crescimento de SiO_2 . Nestes diagramas é possível correlacionar o comportamento do gabro com as rochas da Formação Sobreiro nos diagramas referentes ao comportamento do CaO , FeO_t , K_2O e Na_2O , porém com comportamento distinto em relação ao Al_2O_3 e MgO .

No que se referem aos elementos terras raras (ETR), bem como de seus padrões de distribuição normalizados para o condrito de Nakamura (1974), observa-se nítida diferença entre as duas unidades vulcânicas (Figuras 12.6a e 12.6b). Os vulcanitos da Formação Sobreiro exibem teor médio de ETR situado entre 218,85 ppm e 84,50 ppm, enquanto os da

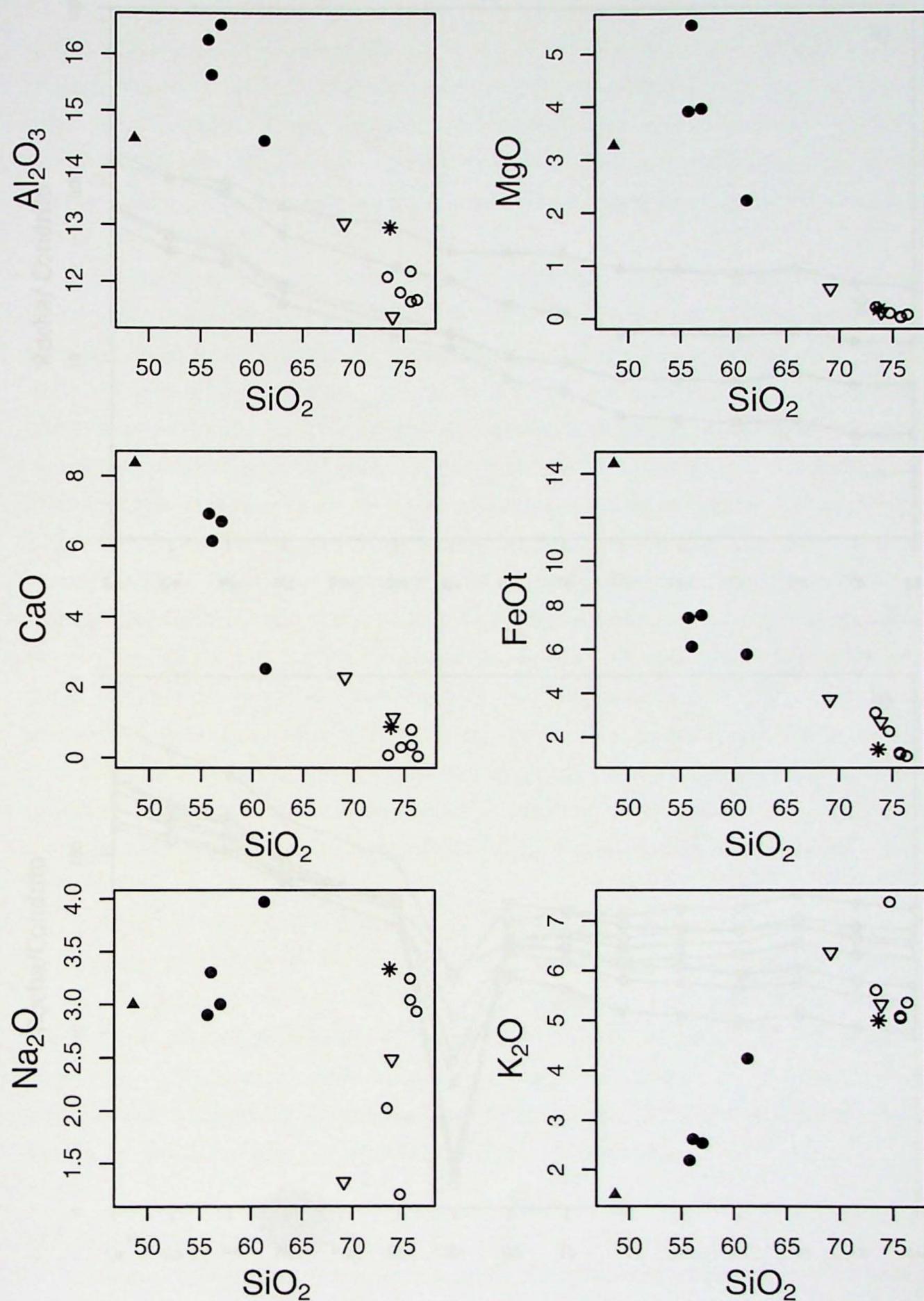


Figura 12.5. Diagramas de variação de óxidos de elementos maiores em relação ao aumento de silica. Símbolo conforme os da figura 12.1

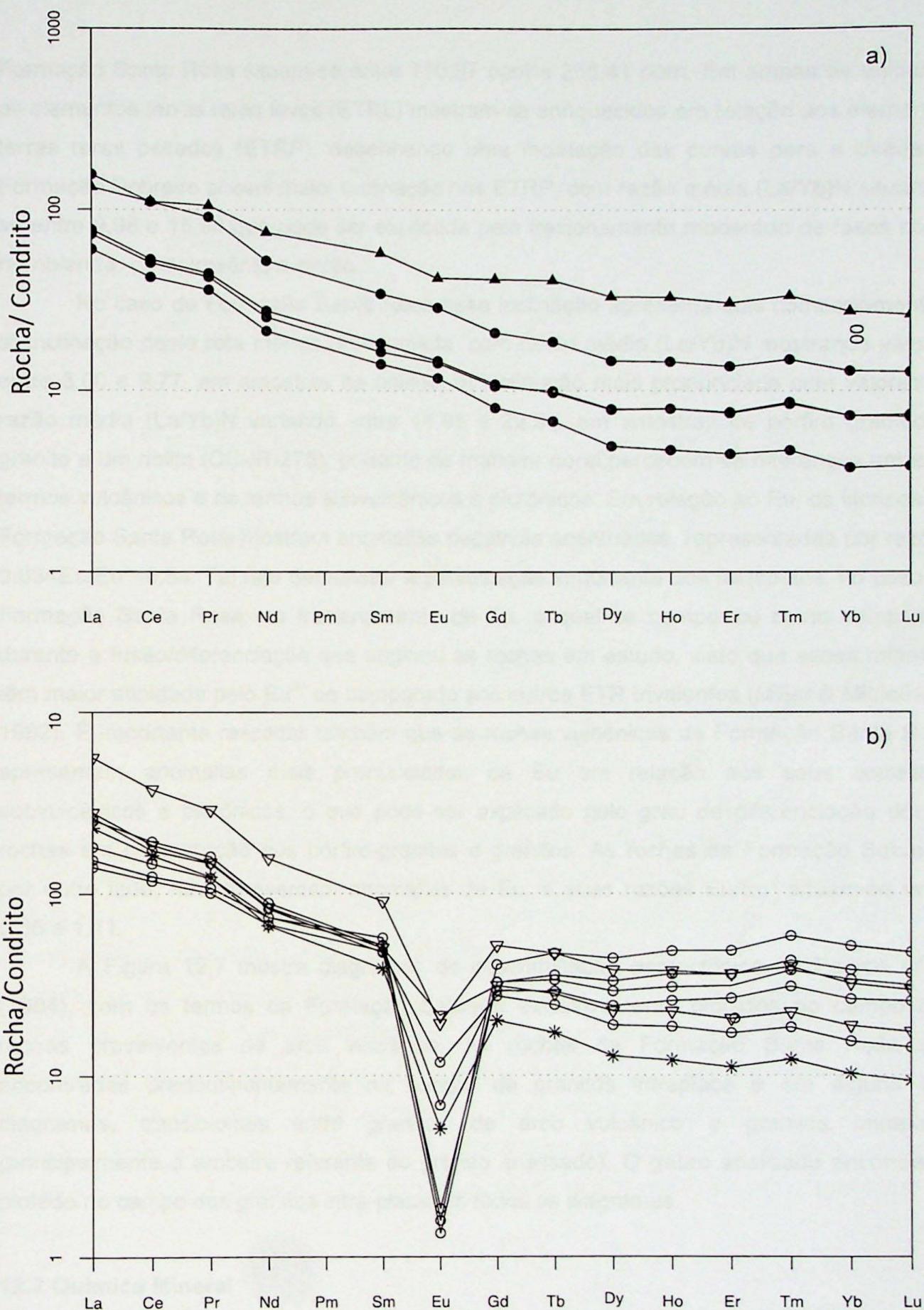


Figura 12.6. a) Padrões de ETR normalizados para condrito de Nakamura (1974) para a FS; b) Padrões de ETR normalizados para condrito de Nakamura (1974) para a FSR. Símbolos conforme figura 12.1.

Formação Santa Rosa situam-se entre 710,97 ppm e 255,41 ppm. Em ambas as unidades os elementos terras raras leves (ETRL) mostram-se enriquecidos em relação aos elementos terras raras pesados (ETRP), desenhando uma inclinação das curvas para a direita. A Formação Sobreiro possui maior inclinação nos ETRP, com razão média $(La/Yb)_N$ situando-se entre 9,98 e 15,98 que pode ser explicada pelo fracionamento moderado de fases como hornblenda, clinopiroxênio e zircão.

No caso da Formação Santa Rosa essa inclinação apresenta dois comportamentos: a) inclinação desta reta menos pronunciada, com razão média $(La/Yb)_N$ mostrando valores entre 3,00 e 9,77, em amostras de riolitos; b) inclinação mais pronunciada com valores da razão média $(La/Yb)_N$ variando entre 14,95 e 22,58, em amostras de pôrfiro graníticos, granito e um riolito (CC-IR-276), portanto de maneira geral percebem-se diferenças entre os termos vulcânicos e os termos subvulcânicos e plutônicos. Em relação ao Eu, os litotipos da Formação Santa Rosa mostram anomalias negativas acentuadas, representadas por razões $0,03 < Eu/Eu^* < 0,54$. Tal fato demonstra a participação importante dos feldspatos, no caso da Formação Santa Rosa, no fracionamento de Eu, o qual se comportou como compatível durante a fusão/diferenciação que originou as rochas em estudo, visto que esses minerais têm maior afinidade pelo Eu^{2+} se comparado aos outros ETR trivalentes (Miller & Mittlefehd, 1982). É importante ressaltar também que as rochas vulcânicas da Formação Santa Rosa apresentam anomalias mais pronunciadas de Eu em relação aos seus correlatos subvulcânicos e plutônicos, o que pode ser explicado pelo grau de diferenciação destas rochas em comparação aos pôrfiro-granitos e granitos. As rochas da Formação Sobreiro, por outro lado, não apresentam anomalias de Eu, e suas razões Eu/Eu^* situam-se entre 0,86 e 1,11.

A Figura 12.7 mostra diagramas de descriminação geotectônica de Pearce *et al.* (1984), com os termos da Formação Sobreiro exclusivamente plotados no campo das rochas provenientes de arco vulcânico. As rochas da Formação Santa Rosa são encontradas predominantemente no campo de granitos intraplaca e em alguns dos diagramas, transicionais entre granitos de arco vulcânico e granitos intraplaca (principalmente a amostra referente ao granito analisado). O gabro analisado encontra-se plotado no campo dos granitos intra-placa em todos os diagramas.

12.2 Química Mineral

Neste trabalho foi realizado um estudo da composição química do clinopiroxênio e do plagioclásio em rochas andesíticas da Formação Sobreiro, por meio de microssonda eletrônica, em um dia de atividade no início do mês de novembro. O intuito inicial da utilização deste método foi a caracterização de fenocristais de anfibólito, porém isto não foi

possível em virtude da ausência de fenocristais de anfibólito preservados na amostragem realizada. Os dados obtidos foram tratados no programa *Minpet 2.02*.

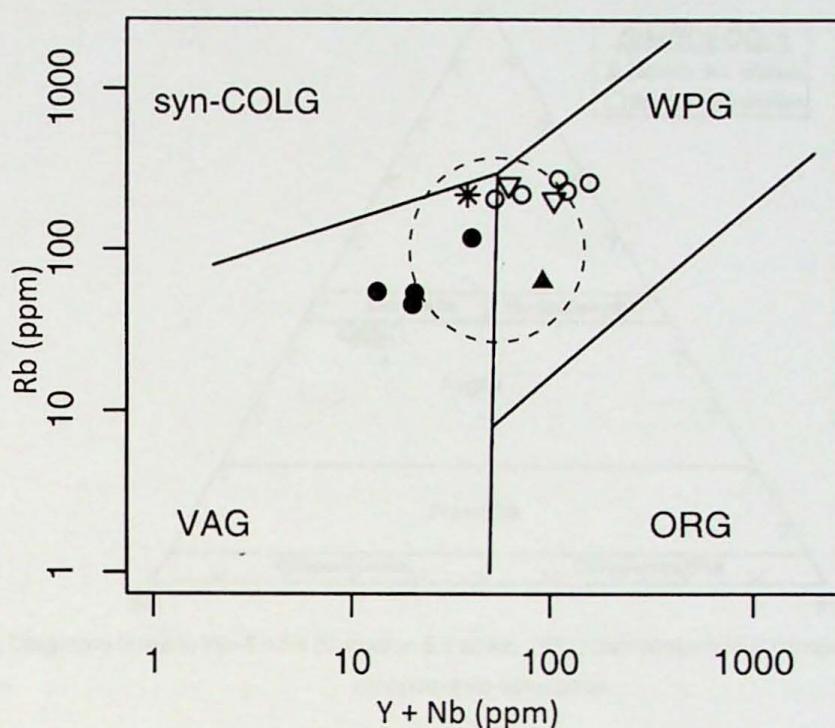


Figura 12.7. Diagrama de discriminação geotectônica Rb versus Y + Nb (Pearce et al. 1984) para as rochas estudadas. Símbolos conforme figura 12.1.

12.3.1 Clinopiroxênio

Foram realizadas 22 (vinte duas) análises puntuais de piroxênio na amostra CC-SO-167(a) que apresenta os fenocristais mais preservados desta fase em relação a outras amostras da Formação Sobreiro. Foram feitos perfis borda-núcleo em seis cristais e os resultados são demonstrados na Figura 12.8. Os dados foram plotados no diagrama ternário Wollastonita–Enstatita–Ferrossilita (Cameron & Papike, 1981) e demonstram composições exclusivas no campo da augita, próximos ao campo de transição com o diopsídio, característico de séries cálcio-alcalinas. Os valores de CaO, MgO são praticamente estáveis e nota-se que não há distinção composicional significativa entre bordas e núcleos de cristais, devido ao zonamento oscilatório identificado em petrografia, porém é notável o aumento perceptível de FeO do núcleo para as bordas dos fenocristais, onde se atingem os valores mais altos deste óxido.

12.3.2 Plagioclásio

Foram analisadas 2 (duas) amostras de andesito com composição próxima à de andesito basalto (CC-SO-167a e 545c) e uma de andesito intensamente propilitizado (CC-BR-294) da Formação Sobreiro, tendo sido obtido um total de 17 dados pontuais, a fim de

determinar a composição de micrólitos e pequenos cristais de plagioclásio da matriz destas rochas.

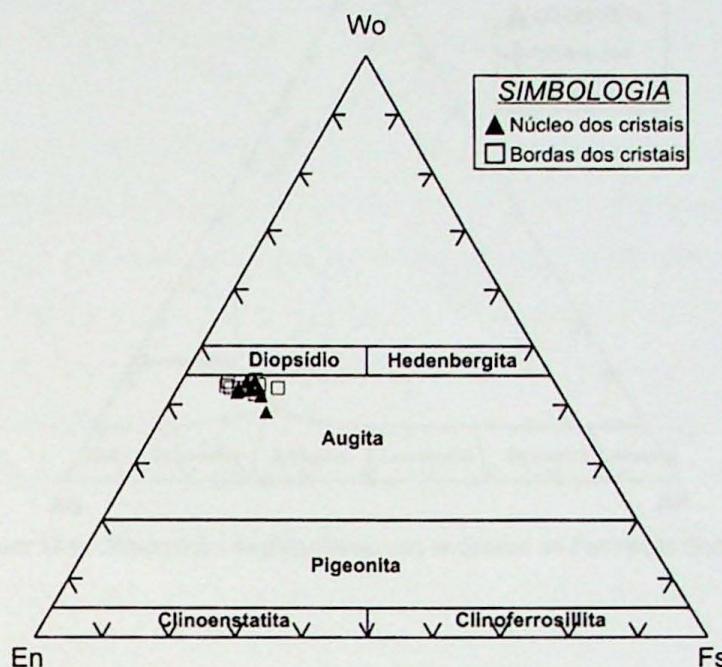


Figura 12.8. Diagrama ternário Wo-En-Fs (Cameron & Papike, 1981) demonstrando a composição dos fenocristais de clinopiroxênio estudados.

O plagioclásio ígneo presente como fenocristal das duas amostras de andesito pouco alterados são muito semelhantes e tem composição de labradorita cálcsica (Figura 12.9) no núcleo, com uma brusca passagem andesina cálcsica-labradorita sódica nas bordas. Os finos cristais dos micrólitos da matriz dessas rochas têm composição de andesina sódica, indicando haver um maior enriquecimento no teor de albita no líquido residual que resultou na matriz das rochas. Alguns grãos de plagioclásio fino da rocha propilitizada, associado ao epidoto, pumpellyita e sericita, mostram composição muito homogênea, correspondendo à da albita. Esses cristais correspondem a um feldspato hidrotermal ou metamórfico, mas são necessários estudos complementares para definição desse aspecto.

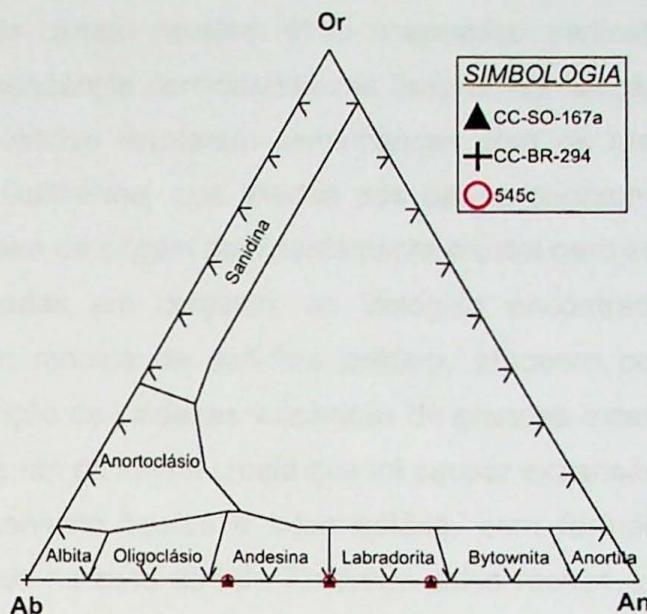


Figura 12.9. Composição do plagioclásio dos andesitos da Formação Sobreiro.

13 CONCLUSÕES

De acordo com os estudos petrográficos foi possível identificar diferenças mineralógicas e texturais entre a Formação Sobreiro e a Formação Santa Rosa. A Formação Sobreiro é composta predominantemente por andesito, andesito basalto e dacito, geralmente apresentando texturas porfiríticas e glomeroporfiríticas. A paragênese dos fenocristais é indicativa de litotipos menos evoluídos, sendo representado por plagioclásio-clinopiroxênio-anfibólito andesito basalto fílico, e o tipo mais evoluído é representado por feldspato potássico-plagioclásio dacito fílico. Tal variação mineralógica é indicativa de diferenciação magmática governada por cristalização fracionada, a exemplo do que foi identificado na região de Santa Rosa (Fernandes *et al.*, 2008).

Os dados de campo sugerem a existência de abundantes derrames intermediários de espessuras variáveis, fato este observado pela presença de vulcanitos maciços intercalados a vulcanitos com vesículas e amígdalas, em estruturas típicas de derrames. Nota-se em campo também diferenciação entre litotipos em porções mais basais e espessas da estratigrafia, de composições andesíticas, e litotipos em porções menos espessas próximas ao topo da estratigrafia de composições dacíticas.

As rochas da Formação Santa Rosa apresentam composições predominantemente riolíticas, de texturas porfiríticas a glomeroporfiríticas onde a assembléia de fenocristais também fornece informações sobre litotipos menos evoluídos, geralmente com plagioclásio em presença modal semelhante a quartzo e feldspato potássico. Litotipos mais evoluídos apresentam elevado conteúdo modal de quartzo e feldspato potássico e subordinado plagioclásio. A semelhança mineralógica e textural entre os riolitos e os pórfiros graníticos, bem como relações de campo, sugerem relação genética. Associados aos riolitos também são encontradas rochas vulcanoclásticas, representadas por tufo de cristais e ignimbritos.

Os aspectos de campo revelam fluxo magmático vertical e diques associados, apontando para uma seqüência dominante fissural, de filiação alcalina do tipo A. As composições modais obtidas revelaram semelhanças com os maciços anorogênicos da Suíte Intrusiva Velho Guilherme, que aliados aos dados geocronológicos disponíveis na literatura, reforçam a idéia de origem predominantemente crustal para esta seqüência.

Quando analisadas em conjunto, as litologias encontradas na região de Vila Tancredo sugerem um modelo de *ash-flow caldera*, proposto por Lipman (1984). Este modelo sugere a formação de caldeiras vulcânicas de grandes extensões formadas em três estágios: a) intrusão de um plúton na crosta que irá causar expansão da mesma e alimentar os processos de vulcanismo básico e intermediário, com formação de diversos cones vulcânicos, representado no caso de Vila Tancredo pelas rochas andesíticas da Formação Sobreiro; b) geração de falhas e fraturas, que conforme o avanço do processo irá causar o abatimento da região e formar uma caldeira de grande extensão, com formação de rochas vulcanoclásticas como brechas, tufos e sedimentos intra-caldeira; c) intrusão de pórfiro-granitos, plútuns graníticos e rochas vulcânicas ácidas, representadas pela Formação Santa Rosa.

Os dados geoquímicos obtidos neste trabalho também demonstram relação aos encontrados na literatura e permitem caracterizar as rocha da Formação Sobreiro como cálcio-alcalinas, metaluminosas e de ambiente tectônico de arcos magmáticos e as rochas da Formação Santa Rosa como uma sequência alcalina, peraluminosa e de ambiente tectônico intra-placa. Portanto, as diferenças mineralógicas e químicas entre as duas formações em questão podem ser explicadas pela geração em ambientes tectônicos diferentes. É importante ressaltar porém, que dentre a amostra mais evoluída da Formação Sobreiro (quartzo latito) e dentre as amostras menos evoluídas da Formação Santa Rosa (pórfiro-granitos de composição monzogranítica) há uma certa relação geoquímica, o que pode ser indício de uma etapa transicional entre os eventos que geraram a Formação Sobreiro e a Formação Santa Rosa.

A alteração hidrotermal que afetou essas também varia conforme a unidade. Na Formação Sobreiro nota-se presença constante de propilitização e epidotização, onde a paragênese geral da alteração hidrotermal consiste de clorita + epídoto + carbonato + sericita ± quartzo. Tais dados, obtidos tanto por petrografia, MEV e DRX sugerem a possibilidade da existência de mineralizações epitermais de metais de base e preciosos.com alteração sericítica e argílica dos tipos *low-* e, até mesmo *high-sulfidation*, como indicado pela presença de barita e, pelos possíveis indícios de alunita.

A presença de pumpellyita nas rochas da Formação Sobreiro e de prehnita nas da Formação Santa Rosa, aliado à paragênese propilitica é indicativa de metamorfismo geotermal de baixo grau do tipo VLGM, pela primeira vez descrito na reigão. Na Formação

Santa Rosa, as alterações hidrotermais mais comuns são sericitização e potassificação, resultando em assembléias minerais representadas por sericita + argilo-minerais + feldspato potássico + quartzo ± pirita, às quais podem estar associadas mineralizações de Au, Sn e W, tanto nas rochas vulcânicas como nos pórfiros intrusivos. Não se descarta também a possibilidade da ocorrência de sistemas mineralizantes do tipo *Intrusion Related Gold Systems* nessas intrusões.

O estudo petrográfico das rochas plutônicas associadas representadas por olivina-clinopiroxênio gabro médio e biotita sienogranito eqüigranular médio permitem associar a primeira como uma fácie plutônica vinculada ao vulcanismo intermediário da Formação Sobreiro, porém as características geoquímicas distintas do gabro o colocam como uma unidade separada a Formação Sobreiro, diferente do afirmado no relatório anterior, necessitando portanto de maiores estudos para a caracterização destas rochas.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Abreu, F.A.M. & Ramos, C.R. (1974). Estanho do Sul do Pará. In: SBG (Ed.) *Congr. Bras. Geol.* Porto Alegre, p. 11-23.
- Almeida, F.F.M.; Hasui, Y.; Brito Neves, B.B.; Fuck, R.A. (1981). Brazilian structural provinces: An introduction. *Earth-Science Reviews* 17: 1-29.
- Araújo, O.J.B.; Maia, R.G.N.; Jorge João, X.S.; Costa, J.B.S. (1988). A megaestruturação arqueana da Folha Serra dos Carajás. In: SBG (Ed.) *Cong. Latinoamer. Geol.* Belém, p. 324-333.
- Avelar V.G., Lafon J.M., Correia Jr. F.C., Macambira E.M.B. 1999. O magmatismo arqueano da região de Tucumã-Província Mineral de Carajás: Novos dados geocronológicos. *Rev. Bras. Geoc.*, 29: 453-460.
- Cas, R.A.F. & Wright, J.V (1987). *Volcanoclastic Successions: modern and ancient: an approach to processes, products and successions.* Unwyn Hyman Inc. 525p.
- Costa, J.B.S.; Araújo, O.J.B.; Santos, A.; Jorge João, X.S.; Macambira, M.J.B.; Lafon, J.M. (1995). A Província Mineral de Carajás: Aspectos tectono-estruturais, estratigráficos e geocronológicos. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Série Ciências da Terra* 7: 199-235.
- Cruz, V.L. (2004). Petrografia e Geocronologia Pb-Pb do Granito Pórfiro de Vila Santa Rosa, região de São Félix do Xingu, Província Mineral de Carajás. *Sem. Inic. Cient. UFPa.* Belém, 75.
- De La Roche, H.; Leterrier, J.; Grandclaude, P.; Marchal, M. A classification of volcanic and plutonic rocks next term using R1R2-diagram and major-element analyses — Its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology*, v. 29, p. 183-210, 1980.
- DOCEGEO. (1988). Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás, Pará. In: SBG (Ed.) *Congr. Bras. Geol.* Belém: SBG, p. 11-54.
- Fernandes, C.M.D. (2005). Geologia, geoquímica e geocronologia das vulcânicas do Grupo Uatumã, região de São Félix do Xingu (PA), Província Mineral de Carajás. *Centro de Geociências.* Belém: Universidade Federal do Pará, p. 136.
- Fernandes, C.M.D.; Lamarão, C.N.; Teixeira, N.P. (2006). O vulcanismo bimodal do tipo Uatumã da região de São Félix do Xingu (PA), Província Mineral de Carajás. *Revista Brasileira de Geociências*, , v. 36, p 565-576.
- Fernandes, C.M.D., Juliani, C., Lagler, B., Moura, C.A.V. (2008). O sistema vulcâno-plutônico paleoproterozóico da região de São Félix do Xingu (PA), Província Mineral de Carajás. In: SBG, *Simpósio de Vulcanismo e Ambientes associados*, 4, p.
- Fisher, R.V. (1961). Proposed classification of volcanoclastic sediments and rocks. *Geological Society of America Bulletin*, 72: 1409-1414.
- Fisher, R. V. (1966) – Rocks composed of volcanic fragments. *Earth Sci Rev* 1:287-298.
- Fisher, R.V. & Schminke, H.U. (1984). *Pyroclastic rocks.* Berlin: Springer-Verlag.
- Gifkins, C., Herrmann, W., Large, R., (2005). *Altered volcanic rocks;* Hobart, Tasmania, Centre for Ore Deposit Research, University of Tasmania, 275 p.

- Gillespie, M.R. & Styles, M. T – 1999 – *BGS Rock Classification Scheme*. 2 ed. Volume 1. Classification of igneous rocks. British Geological Survey Research Report. p. 99-06.
- Hirata, W.K.; Rigon, J.C.; Kadekaro, K.; Cordeiro, A.A. C.; Meireles, E.A. (1982). Geologia regional da Província Mineral de Carajás. In: SBG (Ed.) *Simp. Geol. Amaz.* Belém: SBG, p. 100-110.
- Irvine, T. N.; Baragar, W. R. A. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. J. Earth. Sci.*, v. 8, p. 523-547, 1971.
- Juliani, C., Rye, R.O.; Nunes, C.M.D.; Snee, L.W.; Correa Silva, R.H.; Monteiro, L.V.S.; Bettencourt, J.S.; Neumann, R.; Neto, A.A. (2005). Paleoproterozoic high-sulfidation mineralization in the Tapajós gold province, Amazonian Craton, Brazil: geology, mineralogy, alunite argon age, and stable-isotope constraints. *Chemical Geology* 215: 95-125.
- Juliani, C.; Fernandes, C.M.D.; Mapa, F.B.; Misas, C.M.E.; Monteiro, L. V. S. A gênese do vulcão-plutônismo Uatumã e das mineralizações de Au e de metais de base associadas nas regiões do Tapajós, Iriri e Xingu (PA). In: *IV Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados*, 2008. Foz do Iguaçu - PR. Anais. Foz do Iguaçu - PR: 2008, p. CD-ROM
- Kilburn, C.R.J. (2000). *Lava Flows and Flow Fields*. In: SIGURDSSON, H. (Ed.) *Encyclopedia of Volcanoes*, 291-305.
- Lafon J.M., Rossi P., Delor C., Avelar V.G., Faraco M.T.L (1998). Novas testemunhas de relíquias arqueanas na crosta continental Paleoproterozóica da Província Maroni-Itacaiunas (sudeste do Escudo das Guianas). In: SBG, *Cong. Bras. Geol.*, 40., Anais, Belo Horizonte, p. 64
- Lagler, B., Juliani, C., Fernandes, C.M.D. (2008). Geologia e petrografia do vulcão-plutônismo da região de Vila Tancredo, NE de São Félix do Xingu (PA), Cráton Amazônico: indícios de ash-flow caldera paleoproterozóica. In: SBG, *Simpósio de Vulcanismo de Ambientes associados*, 4, p.
- Lamarão, C.N.; Dall'Agnol, R.; Lafon, J.-M.; Lima, E.F. (2002). Geology, geochemistry, and Pb-Pb zircon geochronology of the Paleoproterozoic magmatism of Vila Riozinho, Tapajos Gold Province, Amazonian craton, Brazil. *Precambrian Research*, 119: 189-223.
- Le Maitre, R.W. (2002). *A classification of igneous rocks and glossary of terms*. 2nd Edition, London, 193 p.
- Lipman, P.W. (1984). The roots of ash flow calderas in western North America Windows into the tops of granitic batholiths. *Journal of Geophysical Research*, 89: 8801-8841.
- Macambira, E.M.B., João, X.S.J., Lafon, J.M., Pereira, E.D., (1992). Aspectos geológicos e geocronológicos do Granito Parauari no domínio da Folha São Félix do Xingu (SB.22-y-B) – Sul do Pará. *XXXVII Cong. Bras. De Geol. Anais*, v.2, p. 171-173.
- Macambira, E.M. B. & Vale, A.G. (1997). Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. São Félix do Xingu. Folha SB-22-Y-B. Estado do Pará. Brasília: CPRM, 384 p.
- Mackenzie, W. & Guilford, C. (1982). *Atlas of Igneous Rocks and Their Textures*: Halsted.
- Maniar, P. D.; Piccoli, P. M. Tectonic Discrimination of granitoids. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, v. 101, p. 635-643, 1989.
- McPhie, J., Allen, R.; Doyle, M. (1993). *Volcanic textures: a guide to the interpretation of textures in volcanic rocks*. Hobart: Centre for Ore Deposit and Exploration Studies, University of Tasmania.
- Medeiros, H.; Gastal, M.C.P.; Dall'agnol, R.; Souza, Z.S. (1987). Geology of the Rio Maria area (Eastern Amazonian Region - Brasil): an example of Archean granite-greenstone terrane intruded by anorogenic granites of Middle Proterozoic ages. In: FINAL MEETING OF THE WORKING GROUP, CARAJÁS, PARÁ, BRASIL. *Precambrian evolution of the Amazonian Region: extended abstracts*. [S.I.], IUGS, UNESCO. p.7-105.
- Miller, C. F.; Mittlefehldt, D. W. Depletion of light rare-earth elements in felsic magmas. *Geology*, v. 10, p. 129-133, 1982.
- Nakamura, N. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochim Cosmochim Acta*, v. 38, p. 757-775, 1974.
- Nunes, C.M.D.; Juliani, C.; Silva, R.H.C.; Monteiro, L.V.S.; Bettencourt, J.S.; Neumann, R.; Alcover Neto, A.; Rye, R. (2001). Caracterização de um sistema epitermal high-sulfidation vulcânico paleoproterozóico da Província Aurífera do Tapajós, Pará. In: SBG (ed.) *Simp. Geol. Amaz.* Belém, [CD-ROM].
- Paiva Jr., A.L. (2004). Petrografia e geocronologia Pb-Pb do Granito Santa Rosa, região de São Félix do Xingu, Província Mineral de Carajás. In: UFPA (Ed.) *Sem. Inic. Cient. UFPA*. Belém, 73.
- Pearce, J. A. Source and settings of granitic rocks. *Episodes*, v. 19, p. 120-125, 1996.
- Peccerillo, A., Taylor, S.R. (1976). Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu Area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v.58: p.63-81.
- Pessoa, M.R.; Andrade, A.F. de; Nascimento, J.O. dos.; Santos, J.O.S.; Oliveira, J.R. de; Lopes, R. de C.; Prazeres, W.V. (1977). Projeto Jamanxim. In: M.M.E. (Ed.) *Relatório inédito*. Manaus: DNPM/CPRM.

- Pirajno, F. 1992. *Hydrothermal mineral deposits. Principles and Fundamental Concepts for Exploration Geologist*, Berlin, Germany, Springer-Verlag, 709p.
- Rodrigues, E.M.S.; Lafon, J.M.; Scheller, T. (1992). Geocronologia Pb-Pb em rochas totais da Província Mineral de Carajás: primeiros resultados. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 37., São Paulo, 1992. *Boletim de Resumos Expandidos*. São Paulo, SBG., v. 2, p. 183-184.
- Santos, D.B.; Fernandes, P.E.C.A.; Dreher, A.M.; Cunha, F.M.B.; Basei, M.A.S.; Teixeira, J.B.G. (1975). Geologia. In: Projeto RADAM. Folha SB-21; Tapajós., p.15-116. (Levantamento de Recursos Naturais, 7)
- Santos, B.A. (1986). Carajás: desafio político, ecológico e desenvolvimento. In: *Brasiliense-CNPq* (Ed.). São Paulo, p. 295-361.
- Santos, J.O.S.; Hartmann, L.A.; Gaudette, H.E.; Groves, D.I.; McNaughton, N.J.; Fletcher, I.R. (2000). A new understanding of the Provinces of the Amazon craton based on integration of field mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology. *Gondwana Research*, 3: 453-488.
- Santos, J.O.S., 2003. Geotectônica dos Escudos das Guianas e Brasil Central. In: L.A. Buzzi, C. Schobbenhaus, R.M. Vidotti, J.H. Gonçalves (orgs.) - *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*. – CPRM, Brasília. Chapter IV (II): p. 169-226.
- Schminke, H.U. (2004). *Volcanism*. Springer: 324p.
- Schobbenhaus, C.; Campos, D. A; Derze, G. R.; Asmus, H. E. (1981). *Mapa geológico do Brasil e da área Oceânica adjacente, incluindo os depósitos minerais*. Brasília, Ministério das Minas e Energia/DNPM.
- Silva, G.G., Lima, J.J.C., Andrade, A.R.F., Issler, R.S.; Guimarães, G. (1974). Geologia da Folha Sc.22 – Tocantins. Rio de Janeiro: DNPM, 143 p.
- Smith, J.V. (1974). *Feldspar minerals*. Berlin: Springer-Verlag.
- Smith, J.V. & Brown, W.L. (1988). *Feldspar minerals*. Berlin: Springer-Verlag.
- Tassinari, C.C.G. & Macambira, M.J.B. (1999). Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, 22: 174-182.
- Teixeira N.P. 1999. Contribuição ao estudo das rochas granítoides e mineralizações associadas da Suite Intrusiva Velho Guilherme, Província Estanifera do Sul do Pará. *Instituto de Geociências*, USP, São Paulo, Tese de Doutoramento, 508p
- Teixeira, N.P.; Bettencourt, J.S.; Moura, C.A.V.; Dall'Agnol, R.; Macambira, E.M.B. (2002a). Archean crustal sources for Paleoproterozoic tin-mineralized granites in the Carajás Province, SSE Pará, Brazil: Pb-Pb geochronology and Nd isotope geochemistry. *Precambrian Research*, 119: 257-275.
- Teixeira, N.P.; Fernandes, C.M.D.; Moura, C.A.V.; Pinho, S.C.C.; Bettencourt, J.S. (2002b). Geologia, geoquímica, geocronologia e isótopos de Sm-Nd de rochas vulcânicas paleoproterozóicas do Grupo Uatumã ocorrentes na região de São Félix do Xingu, Província Mineral de Carajás, Cráton Amazônico, Brasil. In: SBG (Ed.) *Simp. Vulc. Amb. Assoc. Belém*, p. 28.
- Teixeira, N.P.; Bettencourt, J.S.; Dall'Agnol, R.; Moura, C.A.V.; Fernandes, C.M.D.; Pinho, S.C.C. (2005). Geoquímica de granitos paleoproterozóicos da Suite Intrusiva Velho Guilherme, Província Estanifera do Sul do Pará. *Revista Brasileira de Geociências*, 35: 217-226.
- Thompson, A. J. B., Thompson, J. F. H. (1996). *Atlas of Alteration: A Field and Petrographic Guide to Hydrothermal Alteration Mapping*, Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, 119 p.
- White N.C., Hedenquist J.W. (1990). Epithermal environments and styles of mineralization—variations and their causes, and guidelines for exploration. *J Geochem Exploration*, 36(1-3):445–474
- Williams, H.; Turner, F.J.; Gilbert, C.H. (1962). *Petrography. An introduction to the study of rocks in thin section*. San Francisco: Freeman and Company.

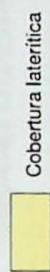
ANEXOS

**ANEXO I - MAPA GEOLÓGICO
PRELIMINAR DA REGIÃO DE
VILA TANCREDO**

CONVENÇÕES GEOLÓGICAS

- Traços de falha e/ou fratura
- Fraturas radiais

UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS



Cobertura latéritica

Suite Intrusiva Velho Guilherme

- Anfibólio-biotita monzogranitos e biotita sienogranitos.
a- Maciço Serra da Queimada.
b- Maciço Rio Xingu

Formação Santa Rosa

- Dique de biotita pôrfiro granítico



Stock biotita sienogranito médio



Stock de biotita pôrfiro granítico



Brecha polimictica e tufo de cristais felsicos



Igimbrito (contatos inteiros)
Quartzo-feldspato potássico-plagioclásio, riодacito, plagioclásio-quartz-feldspato potássico riolito e feldspato potássico-quarzo álcali-riolito fíricos



Olivina-clinopiroxênio gabro médio

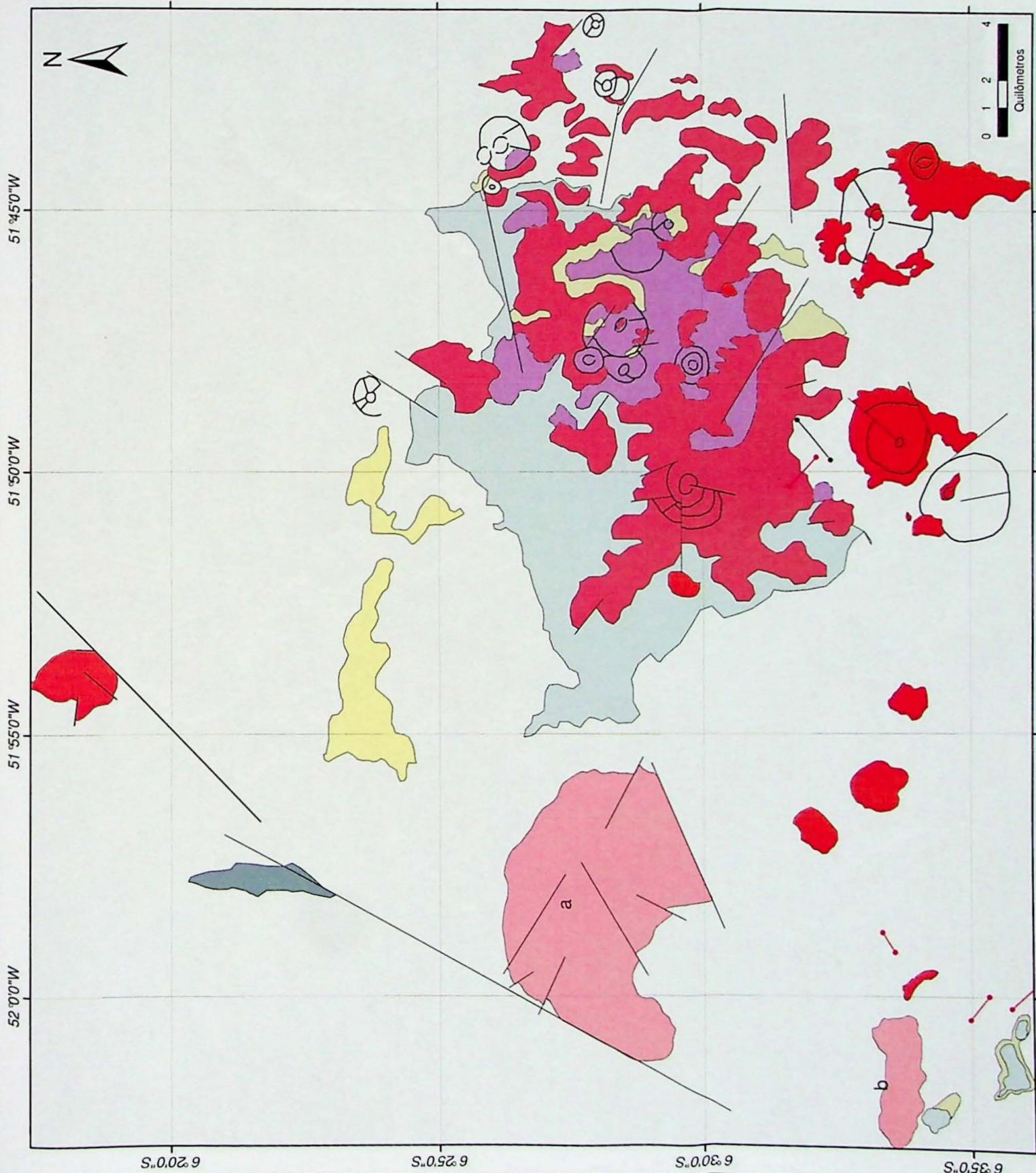
Formação Sobreiro

- Dique de dacito / andesito

- Plagioclásio-clinopiroxênio-anfibólio andesito basalto, anfibólio andesito e feldspato potássico-plagioclásio dacito fíricos; andesitos e andesitos basaltos alfrícos



Sequências arqueanas e proterozoicas indiferenciadas

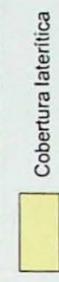


ANEXO II - FUSÃO GEOLOGIA x RADAR R99

CONVENÇÕES GEOLÓGICAS

- Traços de falha e/ou fratura
- Fraturas radiais
- Estradas e vicinais

UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS



Suite Intrusiva Velho Guilherme

- Anfíbolio-biotita monzogranitos e biotita sienogranitos.
 a- Maciço Serra da Queimada.
 b- Maciço Rio Xingu

Formação Santa Rosa

- Dique de biotita pôrfiro granítico
- Stock biotita sienogranito médio
- Stock de biotita pôrfiro granítico felsício
- Brecha polimictica e tufo de cristais felsícios
- Ignimbrito (contatos inferidos)
- Quartzo-feldspato potássico-plagioclásio riodacito, plagiocálio-quartzo-feldspato potássico riolito e feldspato potássico-quartzo ácalci-riolito sírficos
- Olivina-clinopiroxênio gabbro médio

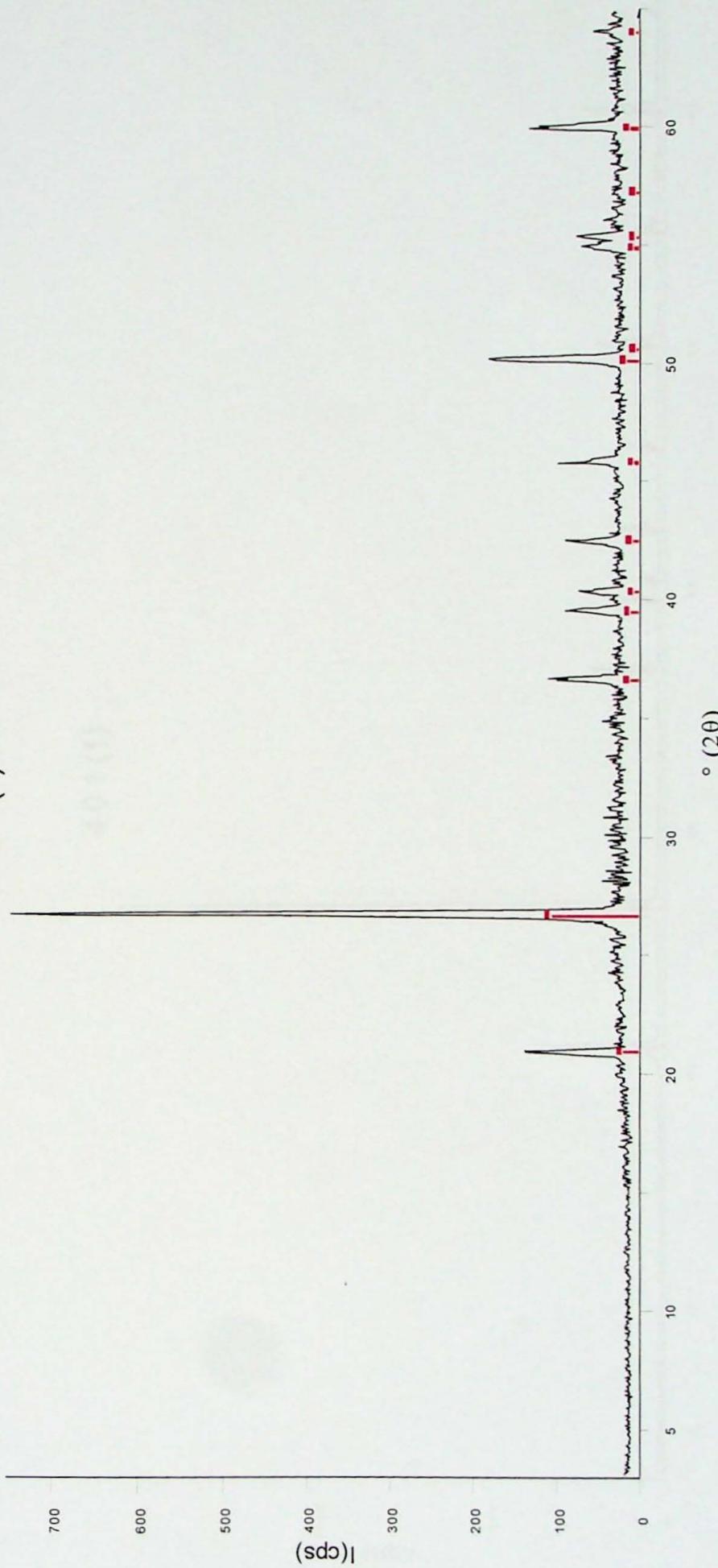
Formação Sobreiro

- Dique de dacito / andesito
- Plagiocálio-clinopiroxênio-anfíbolio andesito basalto, anfíbolio andesito e feldspato potássico-plagioclásio dacito fíncios, andesitos e andesitos basaltos alfrínicos

- ? Sequências arqueanas e proterozóicas indiferenciadas

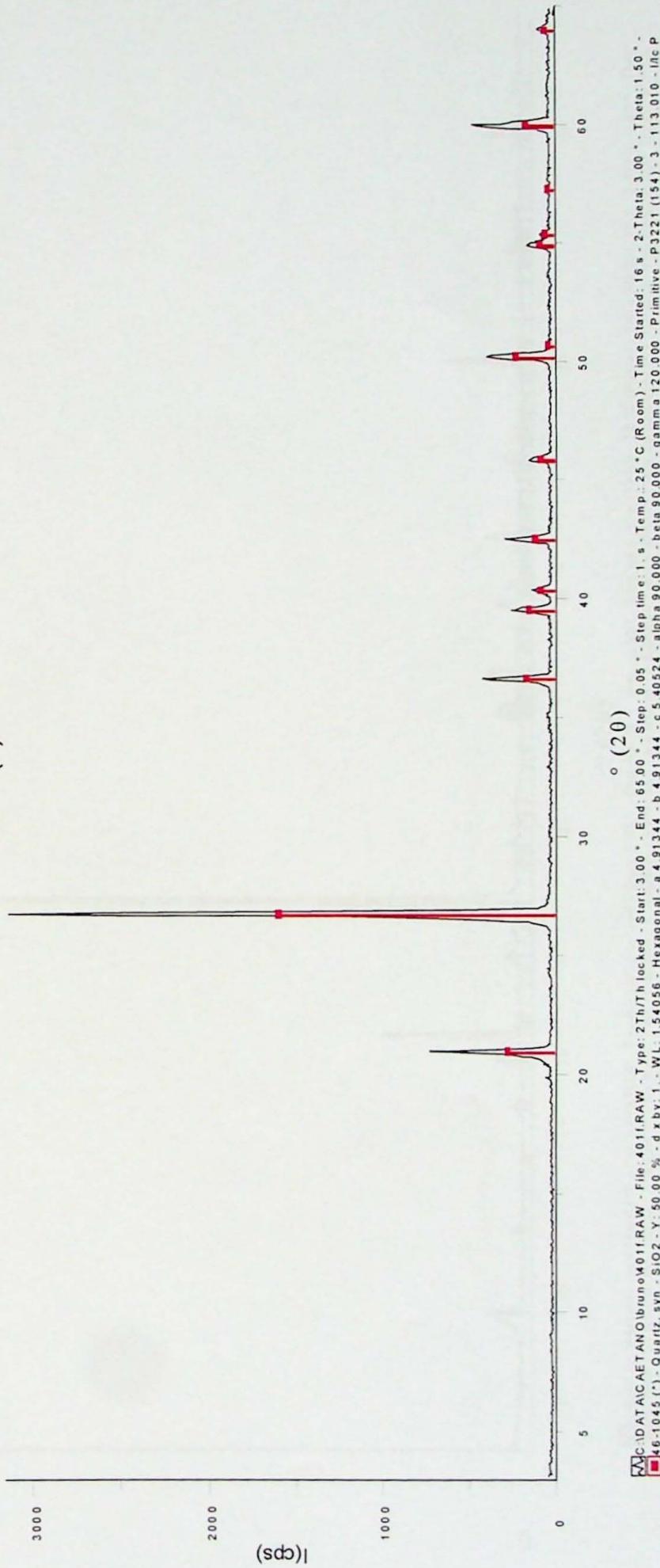


401(f)mb

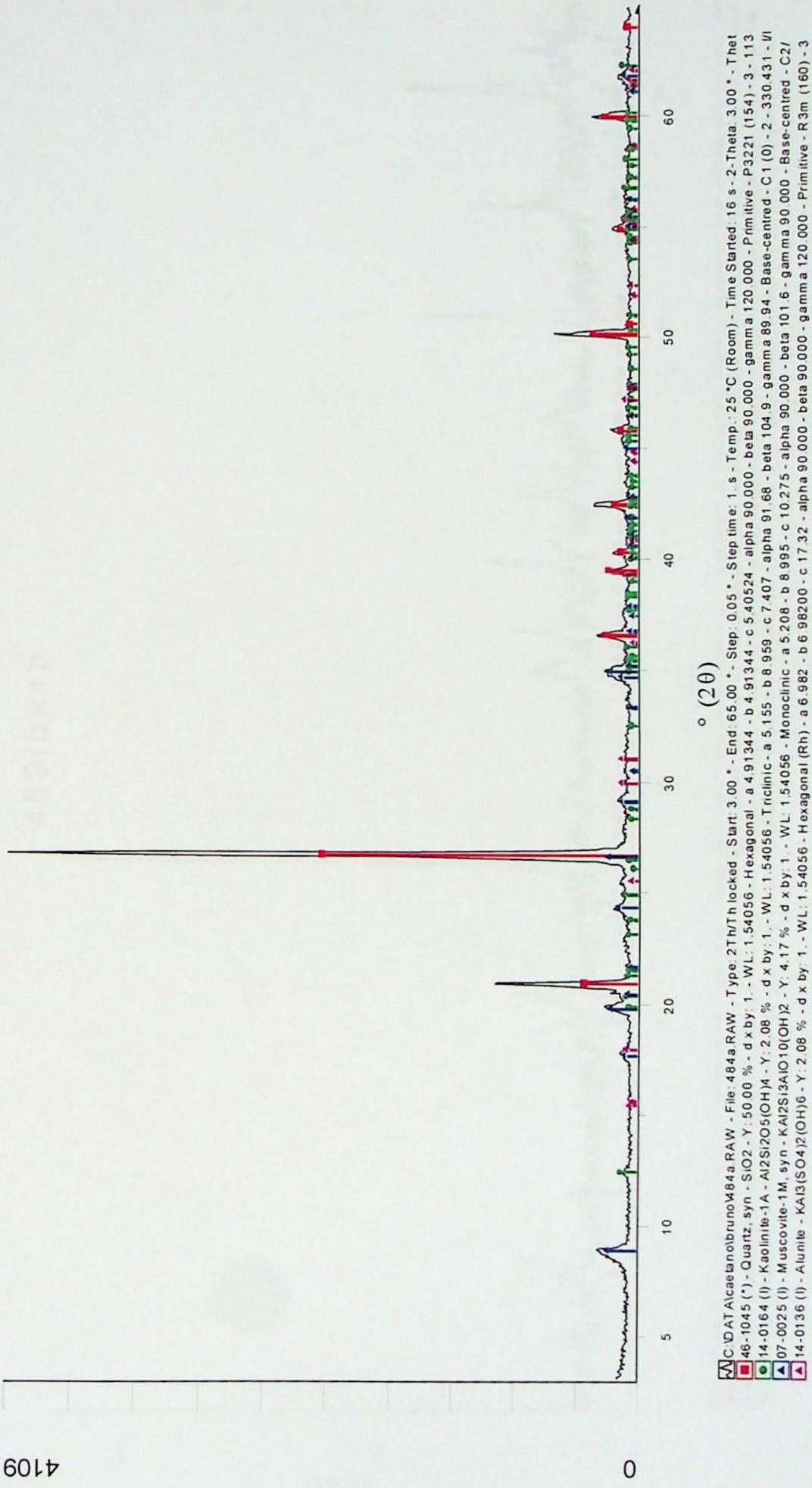


AMOSTRA 401(b) - BRECHA HIDROTERMAL

401 (f)

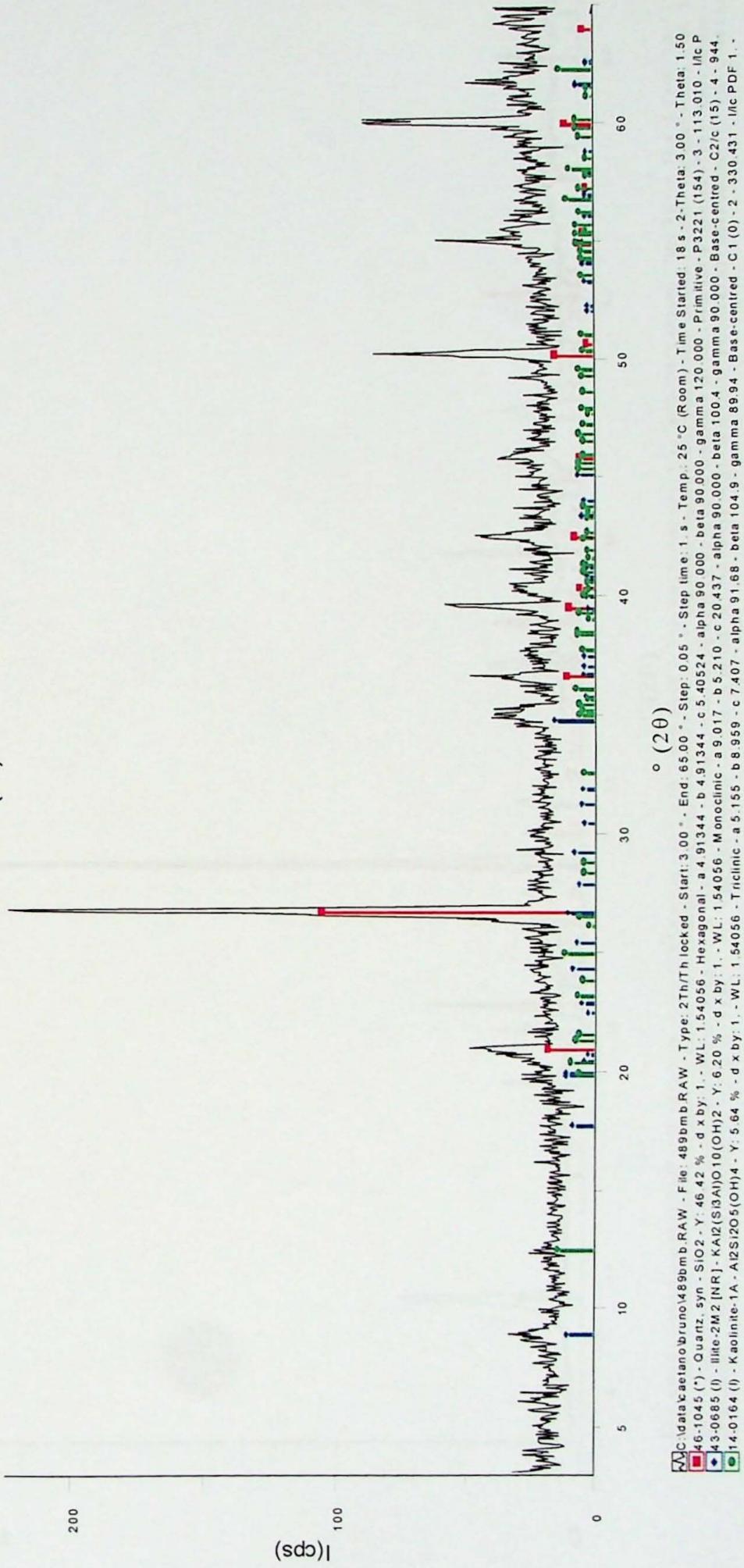


AMOSTRA 401(f) - BRECHA HIDROTERMAL

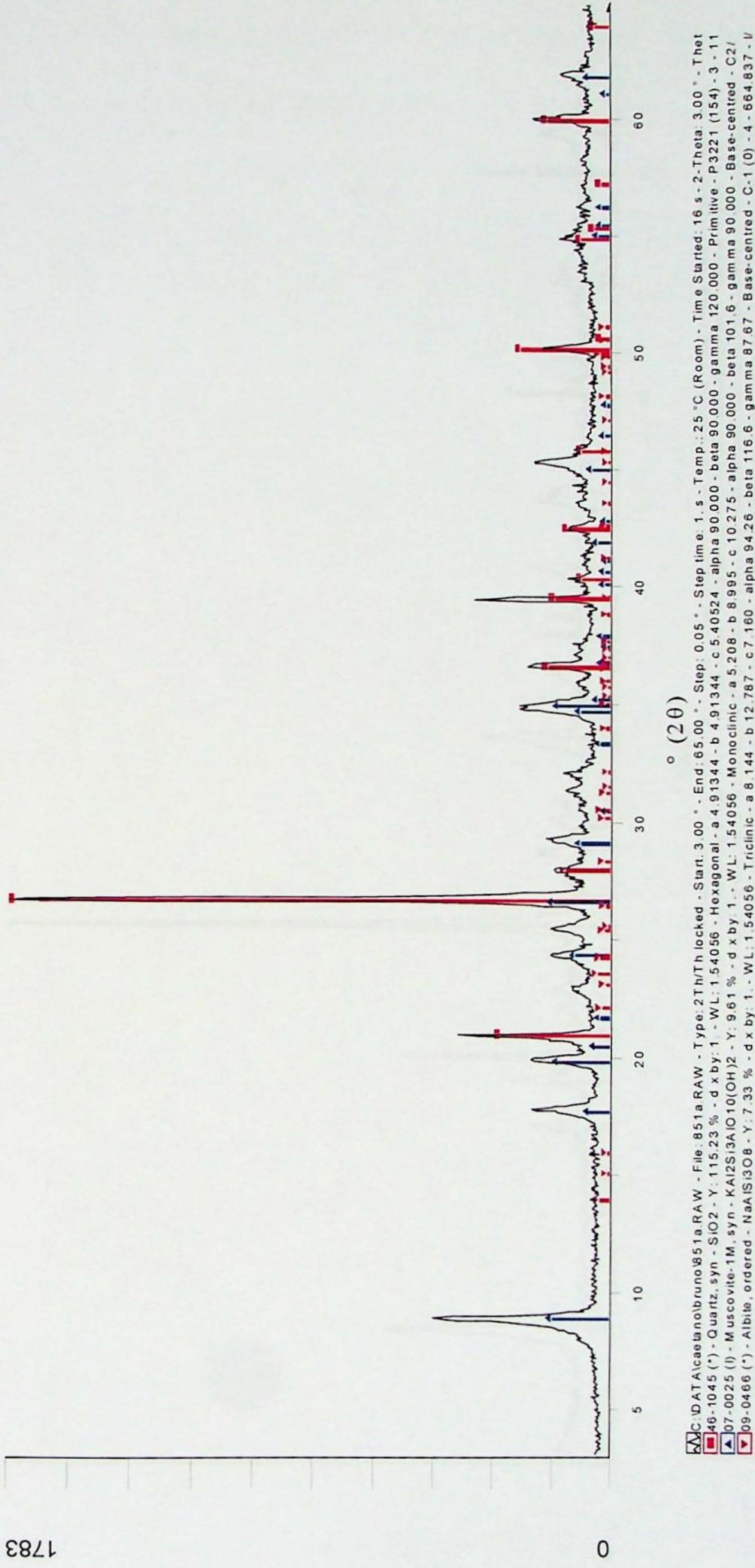


AMOSTRA 484(a) - RIOLITO DA FSR

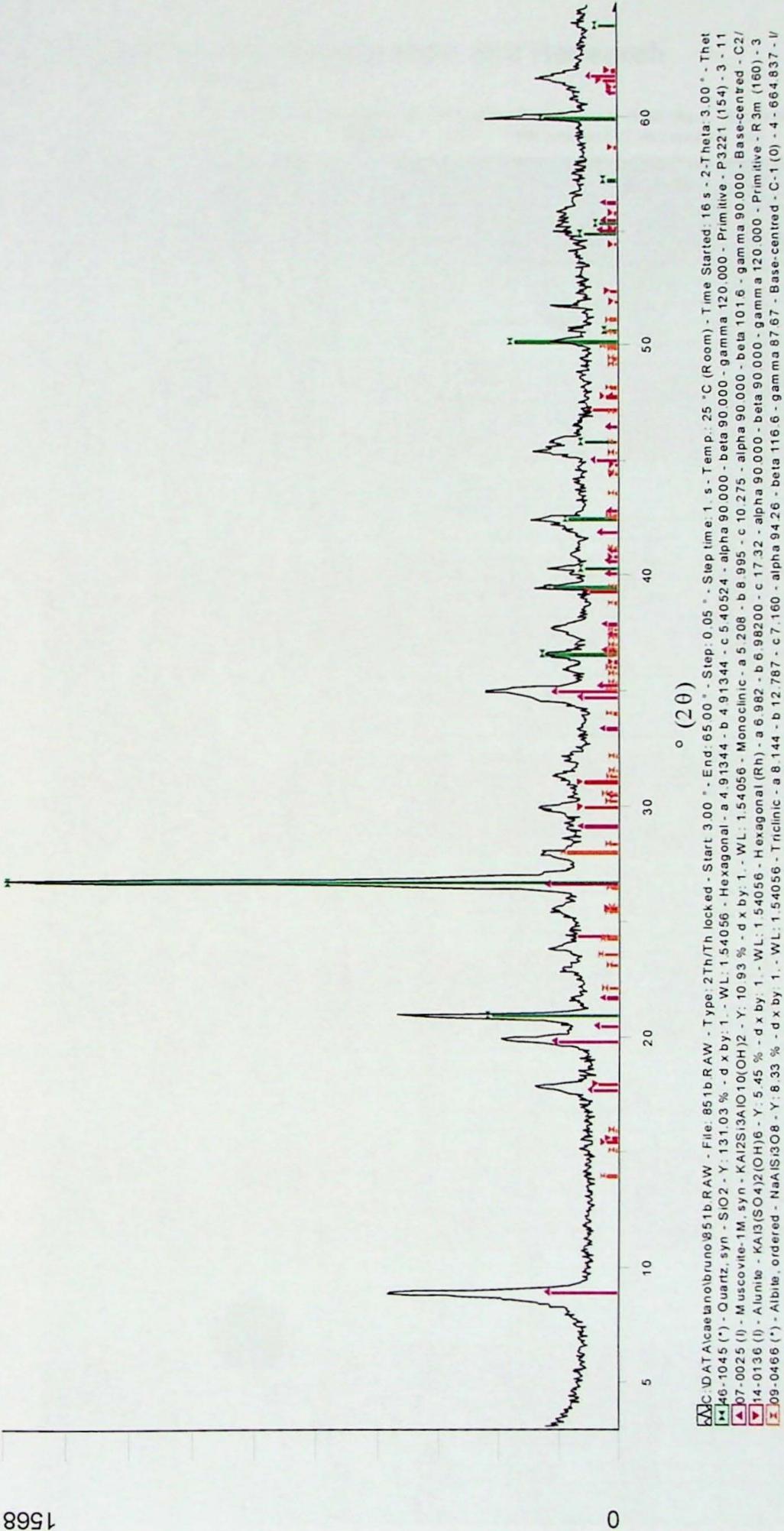
489(b)m b



AMOSTRA 489(b) - RIOLITO DA FSR



AMOSTRA 851(a) - BRECHA HIDROTERMAL ASSOCIADA A RIODACITO



AMOSTRA 851(b) - BRECHA HIDROTERMAL ASSOCIADA A RIODACITO

Tabela de precisão analítica para os elementos maiores e traço analisados no Actlabs.

Lithogeochemistry for Exploration and Research

All elements are in ppm except where noted.

Code	INAA 4A-expl	INAA 4A-research	WRA-ICP 4B	Trace Element 4B2-std	WRA+trace 4Litho	Trace Element 4B2 -research	WRA+trace 4Lithoresearch	WRA-XRF 4C	XRF 4C Laterite	XRF pressed pellet 4C1
Al ₂ O ₃			0.01%		0.01%		0.01%	0.01%	0.01%	
CaO			0.01%		0.01%		0.01%	0.01%	0.01%	
Cr ₂ O ₃								0.01%	0.01%	
Co ₃ O ₄								0.01%		
CuO								0.01%		
Fe ₂ O ₃			0.01%		0.01%		0.01%	0.01%	0.01%	
K ₂ O			0.01%		0.01%		0.01%	0.01%	0.01%	
MgO			0.01%		0.01%		0.01%	0.01%	0.01%	
MnO			0.001%		0.001%		0.001%	0.001%	0.01%	
Na ₂ O			0.01%		0.01%		0.01%	0.01%	0.01%	
NiO								0.01%		
P ₂ O ₅			0.01%		0.01%		0.01%	0.01%	0.01%	
SiO ₂			0.01%		0.01%		0.01%	0.01%	0.01%	
TiO ₂			0.001%		0.001%		0.001%	0.01%	0.01%	
LOI			0.01%		0.01%		0.01%	0.01%	0.01%	
Ag	5	2	(0.5+)	0.5	0.5					
As	2	1	(0.5++)	5 (0.5++)	5 (0.5++)	5 (0.5++)				
Au	5 ppb	2 ppb	(2 ppb++)	(2 ppb++)	(2 ppb++)	(2 ppb++)				
Ba	100	20	3	3	3	3	3			5*
Be			1		1					
Bi			(10+)	0.4	0.4	0.1				
Br	1	0.5	(0.5++)	(0.5++)	(0.5++)	(0.5++)				
Ca	0.5%	0.2%								
Cd			(0.5+)	(0.5+)	(0.5+)	(0.5+)				
Co	1	0.1	(1++)	1	1	1				5**
Cr	2	0.5	(5++)	20 (5++)	20 (5++)	20 (5++)	20 (5++)			5**
Cs	0.5	0.2	(1++)	0.5	0.5	0.1				
Cu			(1+)	10 (1+)	10 (1+)	10 (1+)				5**
Fe	0.02%	0.005%		(0.01%++)		(0.01%++)				
Ga				1	1	1				5*
Ge				1	1	0.5				
Hf	0.5	0.2	(1++)	0.2	0.2	0.1	0.1			
In				0.2	0.2	0.1				
Ir	5 ppb	2 ppb	(5 ppb++)	(5 ppb++)	(5 ppb++)	(5 ppb++)				
Mo	5	2	(5++)	2	2	2				
Na	0.01%	0.001%		(0.01%++)		(0.01%++)				
Nb				1	1	0.2	0.2			1*
Ni	100	50	(1+)	20 (1+)	20 (1+)	20 (1+)	20 (1+)			4**
Pb			(5+)	5	5	5				5**
Rb	20	10	(20++)	2	2	1	1			2*
S			(100+)	(100+)	(100+)	(100+)				
Sb	0.2	0.1	(0.2++)	0.5 (0.2++)	0.5 (0.2++)	0.2				
Sc	0.1	0.01	1	(0.1++)	1 (0.1++)	(0.1++)				
Se	3	0.5	(3++)	(3++)	(3++)	(3++)				
Sn				1	1	1				5
Sr	500	100	2	2	2	2	2			2*
Ta	1	0.3	(0.5++)	0.1	0.1	0.01	0.01			
Th	0.5	0.1	(0.2++)	0.1	0.1	0.05	0.05			
Tl				0.1	0.1	0.05				
U	0.5	0.1	(0.5++)	0.1	0.1	0.01				
V				5	5	5				5**
W	3	1	(1++)	1	1	0.5				
Y				2	1	1	0.5			2*
Zn	40	10	(1+)	30 (1+)	30 (1+)	30 (1+)				5**
Zr				4	5	5	1	1		5*
La	0.2	0.05	(0.5++)	0.1	0.1	0.05	0.05			
Ce	3	1	(3++)	0.1	0.1	0.05	0.05			
Pr		(±0.01)			0.05	0.05	0.01	0.01		
Nd	5	1	(5++)	0.1	0.1	0.05	0.05			
Sm	0.1	0.01	(0.1++)	0.1	0.1	0.01	0.01			
Eu	0.1	0.05	(0.2++)	0.05	0.05	0.005	0.005			
Gd		(±0.01)			0.1	0.1	0.01	0.01		
Tb	0.5	0.1	(0.5++)	0.1	0.1	0.01	0.01			
Dy		(±0.01)			0.1	0.1	0.01	0.01		
Ho		(±0.01)			0.1	0.1	0.01	0.01		
Er		(±0.01)			0.1	0.1	0.01	0.01		
Tm		(±0.01)			0.05	0.05	0.005	0.005		
Yb	0.1	0.05	(0.2++)	0.1	0.1	0.01	0.01			
Lu	0.05	0.01	(0.05++)	0.01	0.04	0.002	0.002			

ANÁLISE DE QUÍMICA MINERAL PARA CLINOPIROXENO

Amostra	CC-SO-167 ^a									
SiO ₂	54.124	54.268	53.888	52.454	53.618	50.709	53.733	54.439	52.544	53.922
TiO ₂	0.118	0.088	0.077	0.204	0.092	0.389	0.140	0.152	0.201	0.150
Al ₂ O ₃	1.995	1.875	2.089	3.044	2.018	4.145	2.524	2.219	2.257	1.915
FeO	5.039	4.818	5.857	7.372	5.516	9.317	5.636	5.607	7.783	4.567
Cr ₂ O ₃	0.277	0.291	0.280	0.264	0.565	0.026	0.210	0.140	0.097	0.221
MnO	0.114	0.178	0.178	0.208	0.166	0.250	0.134	0.154	0.205	0.146
NiO	0.061	0.032	0.018	0.027	0.011	0.053	0.057	0.043	0.040	0.050
MgO	17.482	17.580	17.107	15.544	16.756	14.537	16.890	17.053	16.032	17.643
CaO	21.363	21.702	20.833	20.851	20.968	20.594	20.971	21.266	20.465	21.592
Na ₂ O	0.383	0.357	0.434	0.333	0.378	0.270	0.486	0.338	0.242	0.347
K ₂ O	0.000	0.018	0.000	0.000	0.013	0.000	0.028	0.000	0.011	0.000
Total	100	101	100	100	100	100	101	99	100	100
TSi	96	21	76	30	10	29	81	41	88	55
TAI	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
TFe3	953	953	953	926	959	874	946	962	938	951
M1Al	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
M1Ti	47	47	74	41	126	54	38	62	49	61
M1Fe3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
M1Fe2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
M1Cr	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
M1Mg	38	32	42	58	46	55	53	56	36	33
M1Ni	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
M2Mg	3	2	2	6	3	11	4	4	6	4
M2Fe2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
M2Mn	21	27	22	20	0	67	23	0	30	26
M2Ca	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
M2Na	0	0	0	0	57	22	64	1	18	43
M2K	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Sum_cat	8	8	8	16	1	6	4	3	6	7
Ca	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Mg	928	929	924	851	913	801	912	916	881	929
Fe2_Mn	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
JD1	2	1	1	0	0	2	1	1	1	1
AE1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
CFTS1	12	14	0	0	0	0	0	0	0	0
CTTS1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
CATS1	131	118	155	149	147	157	147	151	167	112
WO1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
EN1	3	5	5	6	5	8	4	5	6	4
FS1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Q	826	837	809	820	821	816	814	821	809	837
J	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
WO	27	25	31	24	27	19	34	24	17	24
EN	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
FS	0	1	0	0	1	0	1	0	0	0
WEF	4	3	4	4	3	4	3	4	4	4
JD	0	999	0	0	999	0	999	0	0	999
AE	43	43	42	43	43	44	43	42	43	44

ANÁLISE DE QUÍMICA MINERAL PARA PLAGIOCLÁSIO

Amostra	CCSO167a	CCBR294	545b
SiO ₂	56.989	55.36	53.185
TiO ₂	0.017	0.077	0.035
Al ₂ O ₃	27.329	27.743	29.594
Fe ₂ O ₃	0.896	1.619	1.118
FeO	0	0	0
MnO	0.007	0.024	0
MgO	0.058	0.563	0.12
BaO	0.215	0.101	0.079
CaO	9.317	9.784	11.897
Na ₂ O	5.881	5.237	4.443
K ₂ O	0.648	0.403	0.367
Total	101	100	99
Si	36	91	84
Al	10	9	10
Fe ₃	153	928	588
Ti	5	5	6
Fe ₂	734	859	283
Mn	0	0	0
Mg	120	218	152
Ba	0	0	0
Ca	2	10	5
Na	0	0	0
K	0	0	0
Cations	0	0	0
X	1	4	0
Z	0	0	0
Ab	15	151	32
An	0	0	0
Or	15	7	6
SiO ₂	56.643	55.508	53.185
TiO ₂	0.010	0.035	0.077
Al ₂ O ₃	27.521	27.438	29.594
Fe ₂ O ₃	0.519	0.581	0.118
FeO	0	0	0
MnO	0.005	0.005	0.012
MgO	0.046	0.046	0.019
BaO	0.046	0.046	0.046
CaO	9.311	9.502	11.897
Na ₂ O	5.559	5.467	4.443
K ₂ O	0.696	0.775	0.367
Total	100	100	99
Si	91	84	38
Al	9	9	10
Fe ₃	928	588	73
Ti	5	6	5
Fe ₂	859	283	882
Mn	0	0	0
Mg	218	152	71
Ba	0	0	0
Ca	10	5	1
Na	0	0	0
K	0	0	0
Cations	0	0	0
X	4	0	2
Z	0	0	0
Ab	151	32	1
An	0	0	0
Or	15	7	6
SiO ₂	56.643	55.508	53.185
TiO ₂	0.012	0.052	0.010
Al ₂ O ₃	27.438	31.260	24.909
Fe ₂ O ₃	0.581	0.879	0.804
FeO	0	0	0
MnO	0.025	0.025	0.012
MgO	0.046	0.046	0.011
BaO	0.046	0.046	0.050
CaO	9.502	9.311	11.897
Na ₂ O	5.467	5.559	4.443
K ₂ O	0.775	0.696	0.367
Total	100	100	99
Si	91	84	38
Al	9	9	10
Fe ₃	928	588	73
Ti	5	6	5
Fe ₂	859	283	882
Mn	0	0	0
Mg	218	152	71
Ba	0	0	0
Ca	10	5	1
Na	0	0	0
K	0	0	0
Cations	0	0	0
X	4	0	2
Z	0	0	0
Ab	151	32	1
An	0	0	0
Or	15	7	6
SiO ₂	56.643	55.508	53.185
TiO ₂	0.012	0.052	0.010
Al ₂ O ₃	27.438	31.260	24.909
Fe ₂ O ₃	0.581	0.879	0.804
FeO	0	0	0
MnO	0.025	0.025	0.012
MgO	0.046	0.046	0.011
BaO	0.046	0.046	0.050
CaO	9.311	9.502	11.897
Na ₂ O	5.559	5.467	4.443
K ₂ O	0.696	0.775	0.367
Total	100	100	99
Si	91	84	38
Al	9	9	10
Fe ₃	928	588	73
Ti	5	6	5
Fe ₂	859	283	882
Mn	0	0	0
Mg	218	152	71
Ba	0	0	0
Ca	10	5	1
Na	0	0	0
K	0	0	0
Cations	0	0	0
X	4	0	2
Z	0	0	0
Ab	151	32	1
An	0	0	0
Or	15	7	6
SiO ₂	56.643	55.508	53.185
TiO ₂	0.012	0.052	0.010
Al ₂ O ₃	27.438	31.260	24.909
Fe ₂ O ₃	0.581	0.879	0.804
FeO	0	0	0
MnO	0.025	0.025	0.012
MgO	0.046	0.046	0.011
BaO	0.046	0.046	0.050
CaO	9.311	9.502	11.897
Na ₂ O	5.559	5.467	4.443
K ₂ O	0.696	0.775	0.367
Total	100	100	99
Si	91	84	38
Al	9	9	10
Fe ₃	928	588	73
Ti	5	6	5
Fe ₂	859	283	882
Mn	0	0	0
Mg	218	152	71
Ba	0	0	0
Ca	10	5	1
Na	0	0	0
K	0	0	0
Cations	0	0	0
X	4	0	2
Z	0	0	0
Ab	151	32	1
An	0	0	0
Or	15	7	6
SiO ₂	56.643	55.508	53.185
TiO ₂	0.012	0.052	0.010
Al ₂ O ₃	27.438	31.260	24.909
Fe ₂ O ₃	0.581	0.879	0.804
FeO	0	0	0
MnO	0.025	0.025	0.012
MgO	0.046	0.046	0.011
BaO	0.046	0.046	0.050
CaO	9.311	9.502	11.897
Na ₂ O	5.559	5.467	4.443
K ₂ O	0.696	0.775	0.367
Total	100	100	99
Si	91	84	38
Al	9	9	10
Fe ₃	928	588	73
Ti	5	6	5
Fe ₂	859	283	882
Mn	0	0	0
Mg	218	152	71
Ba	0	0	0
Ca	10	5	1
Na	0	0	0
K	0	0	0
Cations	0	0	0
X	4	0	2
Z	0	0	0
Ab	151	32	1
An	0	0	0
Or	15	7	6
SiO ₂	56.643	55.508	53.185
TiO ₂	0.012	0.052	0.010
Al ₂ O ₃	27.438	31.260	24.909
Fe ₂ O ₃	0.581	0.879	0.804
FeO	0	0	0
MnO	0.025	0.025	0.012
MgO	0.046	0.046	0.011
BaO	0.046	0.046	0.050
CaO	9.311	9.502	11.897
Na ₂ O	5.559	5.467	4.443
K ₂ O	0.696	0.775	0.367
Total	100	100	99
Si	91	84	38
Al	9	9	10
Fe ₃	928	588	73
Ti	5	6	5
Fe ₂	859	283	882
Mn	0	0	0
Mg	218	152	71
Ba	0	0	0
Ca	10	5	1
Na	0	0	0
K	0	0	0
Cations	0	0	0
X	4	0	2
Z	0	0	0
Ab	151	32	1
An	0	0	0
Or	15	7	6
SiO ₂	56.643	55.508	53.185
TiO ₂	0.012	0.052	0.010
Al ₂ O ₃	27.438	31.260	24.909
Fe ₂ O ₃	0.581	0.879	0.804
FeO	0	0	0
MnO	0.025	0.025	0.012
MgO	0.046	0.046	0.011
BaO	0.046	0.046	0.050
CaO	9.311	9.502	11.897
Na ₂ O	5.559	5.467	4.443
K ₂ O	0.696	0.775	0.367
Total	100	100	99
Si	91	84	38
Al	9	9	10
Fe ₃	928	588	73
Ti	5	6	5
Fe ₂	859	283	882
Mn	0	0	0
Mg	218	152	71
Ba	0	0	0
Ca	10	5	1
Na	0	0	0
K	0	0	0
Cations	0	0	0
X	4	0	2
Z	0	0	0
Ab	151	32	1
An	0	0	0
Or	15	7	6
SiO ₂	56.643	55.508	53.185
TiO ₂	0.012	0.052	0.010
Al ₂ O ₃	27.438	31.260	24.909
Fe ₂ O ₃	0.581	0.879	0.804
FeO	0	0	0
MnO	0.025	0.025	0.012
MgO	0.046	0.046	0.011
BaO	0.046	0.046	0.050
CaO	9.311	9.502	11.897
Na ₂ O	5.559	5.467	4.443
K ₂ O	0.696	0.775	0.367
Total	100	100	99
Si	91	84	38
Al	9	9	10
Fe ₃	928	588	73
Ti	5	6	5
Fe ₂	859	283	882
Mn	0	0	0
Mg	218	152	71
Ba	0	0	0
Ca	10	5	1
Na	0	0	0
K	0	0	0
Cations	0	0	0
X	4	0	2
Z	0	0	0
Ab	151	32	1
An	0	0	0
Or	15	7	6
SiO ₂	56.643	55.508	53.185
TiO ₂	0.012	0.052	0.010
Al ₂ O ₃	27.438	31.260	24.909
Fe ₂ O ₃	0.581	0.879	0.804
FeO	0	0	0
MnO	0.025	0.025	0.012
MgO	0.046	0.046	0.011
BaO	0.046	0.046	0.050
CaO	9.311	9.502	11.897
Na ₂ O	5.559	5.467	4.443
K ₂ O	0.696	0.775	0.367
Total	100	100	99
Si	91	84	38
Al	9	9	10
Fe ₃	928	588	73
Ti	5	6	5
Fe ₂	859	283	882
Mn	0	0	0
Mg	218	152	71
Ba	0	0	0
Ca	10	5	1
Na	0	0	

DOAÇÃO	_____
TGC-059	
Data: 20/02/09	

