

UNICAMP

UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS
ÁREA DE METALOGÊNESE E GEOQUÍMICA**

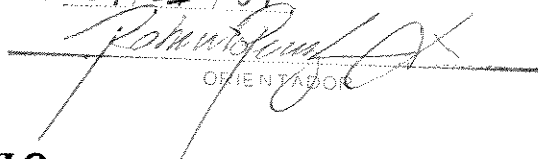
HECTOR ROLANDO BARRUETO

**INTRUSÕES SUB-VULCÂNICAS ALCALINAS E
LAMPRÓFIROS NAS MINERALIZAÇÕES AURÍFERAS DO
GREENSTONE BELT DO RIO ITAPICURU, BAHIA:
PETROGRAFIA, GEOQUÍMICA E INCLUSÕES FLUIDAS**

Dissertação apresentada ao Instituto de Geociências, como
parte dos requisitos para obtenção do grau de Mestre em
Geociências - Área de Metalogênese

Orientador: Prof. Dr. Roberto Perez Xavier

Este exemplar corresponde à
redação final da dissertação defendida
por Hector Rolando Barrueto
e aprovada pelo Julgador
em 31/01/97

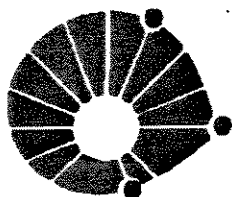

ORIENTADOR

CAMPINAS - SÃO PAULO

JANEIRO - 1997

B279i

30572/BC



UNICAMP

UNICAMP

UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS
ÁREA DE METALOGÊNESE E GEOQUÍMICA**

HECTOR ROLANDO BARRUETO

**INTRUSÕES SUB-VULCÂNICAS ALCALINAS E
LAMPRÓFIROS NAS MINERALIZAÇÕES AURÍFERAS
DO GREENSTONE BELT DO RIO ITAPICURU, BAHIA:
PETROGRAFIA, GEOQUÍMICA E INCLUSÕES FLUIDAS**

Dissertação apresentada ao Instituto de Geociências como
requisito parcial para obtenção do título de Mestre em
Geociências - Área de Metalogênese e Geoquímica.

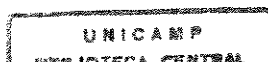
Orientador: Prof. Dr. Roberto Perez Xavier - IG/UNICAMP

Co-Orientador: Prof. Dr. Elson Paiva de Oliveira - IG/UNICAMP

IG- número/ano

CAMPINAS - SÃO PAULO

JANEIRO - 1997



88506

UNIDADE	BC
N.º CHAMADA:	71/UNICAMP
	3279i
V.	Ex
TOMBO BC/	30572
PROC.	281197
C	☐
D	☒
PREÇO	R\$ 11.100
DATA	24/05/97
N.º CPD	

CM-00098722-9

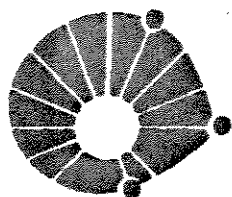
**FICHA CATALOGRÁFICA ELABORADA PELA
BIBLIOTECA LG. - UNICAMP**

Barrueto, Hector Rolando

B279i Intrusões sub-vulcânicas alcalinas e lamprófiros nas mineralizações auríferas do greenstone belt do Rio Itapicuru, Bahia: petrografia, geoquímica e inclusões fluidas.

Orientadores: Roberto Perez Xavier, Elson de Paiva Oliveira
Dissertação (mestrado) - Universidade Estadual de Campinas, Instituto de Geociências.

1. Ouro - Minas e Mineração - Itapicuru, RIO (BA).
2. Petrografia. 3. Metalogenia. Geoquímica. 5. *Inclusões Fluidas.
I. Xavier, Roberto Perez. II. Oliveira, Elson Paiva de,. III. Universidade Estadual de Campinas, Instituto de Geociências. IV. Título.



UNICAMP

UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS
ÁREA: METALOGÊNESE E GEOQUÍMICA**

AUTOR: Hector Rolando Barrueto

TÍTULO DA DISSERTAÇÃO/TESE: Intrusões sub-vulcânicas alcalinas e lamprófiros nas mineralizações auríferas do *greenstone belt* do Rio Itapicuru, Bahia: petrografia, geoquímica e inclusões fluidas

ORIENTADOR: Prof. Dr. Roberto Perez Xavier

CO-ORIENTADOR: Prof. Dr. Elson Paiva de Oliveira

Aprovada em: ____/____/____

PRESIDENTE: Prof. Dr. Roberto Perez Xavier

EXAMINADORES:

Prof. Dr. Roberto Perez Xavier

- orientador

Prof. Dr. Asit Choudhuri

Prof. Dr. Germano Melo

Campinas, de Janeiro de 1997

A Elba Inés (*in memoriam*)

Don Hector

Adri

.....

AGRADECIMENTOS

Ao meu orientador, prof. Dr. Roberto P. Xavier, pela elaboração do projeto de pesquisa que propiciou a confecção deste trabalho, assim como pelo incentivo demonstrado em algumas etapas do mesmo.

Agradeço à CAPES pela concessão da bolsa de mestrado, assim como à FAPESP pelo suporte financeiro do projeto de pesquisa.

À DOCEGEO e Vale do Rio Doce (CVRD), nas pessoas de Walter Hirata, Fernando Guedes, Caíca, Gustavo C. Abreu, Everton Figueiredo.

À Valdirene Pinotti, hoje minha amiga, pelos constantes votos de “força” transmitidos, e pelas “altas quebradas de galho” durante o decorrer deste trabalho.

À profa. Dra. Jacinta por sua sempre instantânea disposição perante às dúvidas surgidas durante todas as etapas deste trabalho.

Ao prof. Dr. Elson pelo constante estímulo no decorrer da elaboração desta dissertação, assim como pelas profundas discussões científicas e pelas correções e sugestões de estratégia e redação.

Ao prof. Dr. Asit pelas discussões e sugestões propostas no transcorrer deste trabalho, em mais de uma oportunidade.

Ao restante do elenco do corpo docente, principalmente aos profs. Drs. Bernardino, Job, e Beto, pela sua pronta disposição e colaboração no decorrer deste trabalho, principalmente em assuntos “extra-geológicos”.

À Maria Aparecida, pela sua ótima disposição na realização das análises químicas, na confecção das pastilhas e leitura das análises.

Ao Dailto Silva pelos estudos e discussões dos resultados das análises de inclusões fluidas.

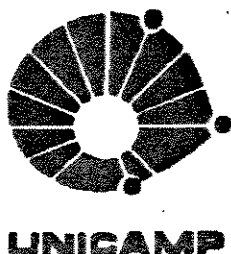
Ao Sergio Hassan pelos contínuos debates e pelos elevados níveis das discussões.

A Wagner Giaconi, e Ze Renato, pela correção ortográfica e sintática do meu português, ou espanhes, conforme a ocasião.

Ao José Ricardo Bohrer e família pelo enorme apoio, principalmente nas etapas iniciais deste mestrado, aos quais minha profunda gratidão.

A todos os funcionários do IG pelas animadas jornadas aqui transcorridas.

E a todos os colegas e amigos do IG que direta ou indiretamente contribuíram para a realização deste trabalho, assim como pelo apoio quase sempre instantâneo, principalmente na etapa mais difícil deste mestrado.



UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE METALOGÊNESE E
GEOQUÍMICA

PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS - ÁREA DE
METALOGÊNESE

INTRUSÕES SUBVULCÂNICAS ALCALINAS E
LAMPRÓFIROS NA MINERALIZAÇÃO AURÍFERA DO *GREENSTONE BELT* DO RIO
ITAPICURU, BAHIA: PETROGRAFIA, GEOQUÍMICA E INCLUSÕES FLUIDAS.

RESUMO

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Hector Rolando Barrueto

Nos depósitos auríferos de Fazenda Maria Preta (FMP) e Mari (MR), no *greenstone belt* do Rio Itapicuru, foram reclassificados dois litotipos hospedeiros da mineralização aurífera, assim como caracterizados um filão máfico. No Corpo H (FMP) a mineralização encontra-se unicamente confinada à uma rocha subvulcânica reclassificada, com base na mineralogia, como álcali-feldspato sienito (AFS) (anteriormente designado como dacito silicificado), a qual não se estende para a o seu equivalente cisalhado (anteriormente dacito). O Corpo C1 do depósito de MR está embutido numa intrusão hipoabissal classificada como álcali-feldspato traquito (AFT), e não como microgabro como antes considerada.

Ao longo da zona da mineralização aurífera da FMP, ocasionalmente ocorrem vários corpos filoneanos, conhecidos como metadioritos cisalhados. Neste trabalho, estes diques foram textural e quimicamente caracterizados como lamprófiros de composição minética.

Tanto o AFS quanto o AFT se caracterizam por ter teores muito altos de Na e muito baixo de K. Ambas as rochas são saturadas em Si, empobrecidas em Nb, Y, Rb e Sr. O AFS mostra-se mais fracionado em elementos de terras raras do que o AFT, sem mostrar grandes variações perante a alteração e o cisalhamento. Ambos mostram razões de Ti/Zr, Zr/Y, Nb/Y e La/Y constantes entre as partes frescas e modificadas. O alto teor em Na do AFS é considerado primário, sem participação de eventos metamórficos posteriores, ao passo que os teores do AFT são considerados altos em função do metamorfismo aplicado, embora não se descarte a possibilidade de origem primária. As razões entre elementos-traço, colocaram estas rochas sódicas como de afinidade dacítica-riodacítica, em ambiente de arco vulcânico, sin-colisionais, com o AFS possuindo uma afinidade cálcio-alcálica, e o AFT transicional. Nesse ambiente, o AFS tem assinatura de arco andino, típico de suítes trondhjemiticas, e pode ser considerado como produto da fusão crustal. Por outro lado, o AFT apresenta características da família de andesitos de arco insular de margem continental.

Os dados químicos do lamprófiro revelam o seu caráter básico, com elevados número de magnésio, teores de TiO_2 , CaO, e P_2O_5 , Ni, Sr, Ba, assim como fracionamento de ETR alto.

A mineralização no AFS tem a característica de ocorrer disseminada preferencialmente na matriz da rocha, numa paragénesis de arsenopirita + pirita + clorita + ankerita + rutilo. A maioria desses sulfetos ocorre de forma isolada, mas em algumas partes se orientam ao longo de microfraturas. Todo este quadro foi provocado por um evento de deformação rúptil mas talvez com contribuição de um processo de desgasificação tardi-magmático. No AFT a mineralização aurífera ocorre associada a veios de quartzo com carbonato, albita e pirita, hospedados nas porções alteradas dessa rocha. Estudos de inclusões fluidas nos veios estéreis do AFS, e nos mineralizados e estéreis do AFT, mostraram fluidos constituídos predominantemente de CO_2 , e subordinadamente CH_4 e N_2 , representados por inclusões monofásicas primárias.

Esse enriquecimento extremo em CO_2 não seria o resultado da deformação, e sim estaria vinculado a processos de degassificação pervasiva, favorecido pela presença de lamprófiros, assim como desses corpos alcalinos pouco hidratados, todos orientados segundo a direção das megazonas de cisalhamento.

Dentro desse panorama, a gênese do ouro na porção média do *greenstone belt* do Rio Itapicuru estaria relacionada à geração e/ou intrusão de magmas alcalinos e lamprófiricos em zonas de cisalhamento profundas (transcrustais), a elevada



UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE METALOGÊNESE E
GEOQUÍMICA

PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS - ÁREA DE
METALOGÊNESE

INTRUSÕES SUBVULCÂNICAS ALCALINAS E
LAMPRÓFIROS NA MINERALIZAÇÃO AURÍFERA DO *GREENSTONE BELT* DO RIO
ITAPICURU, BAHIA: PETROGRAFIA, GEOQUÍMICA E INCLUSÕES FLUIDAS.

ABSTRACT

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Hector Rolando Barrueto

At the Fazenda Maria Preta (FMP) and Mari (MR) gold deposits, in the Rio Itapicuru greenstone belt (RIGB), two host volcanic rocks and a mafic dyke were studied and reclassified. In the Corpo H body (FMP) the host rock is called silicified dacite, but in this work, based on the mineralogy and textural framework, the rock is reclassified as alkali-feldspar syenite (AFS). The mineralization is confined only to this lithology which does not extend to its sheared equivalents, previously called dacite. The C1 of MR is emplaced in a hypabyssal rock here classified as alkali-feldspar trachyte (AFT), considered previously as microgabbro.

Along the gold shear-zone in the RIGB, some disrupted dykes may be found, named sheared metadiorite. In this work, these dykes are redefined by textural and, mainly, chemical criteria, as minettic lamprophyre.

The AFS and the AFT have high contents of Na and are very poor in K. Both are silica-saturated, and have very low values of Nb, Y, Rb and Sr. The AFS is more fractionated in REE than the AFT, without significant changes during the shear-event or hydrothermal alteration. Both rocks have constant Ti/Zr, Zr/Y, Nb/Y and La/Y ratios between fresh and altered parts. The high Na concentrations in the AFS, are considered to be primary, without metasomatic contribution. Otherwise, the high Na values in the AFT are considered as a product of a metamorphic contribution, although, an igneous origin cannot be discarded. These rocks show rhyodacitic/dacitic trace-element ratios indicating syn-collisional volcanic arc, calc-alkaline (AFS) to transitional (AFT) affinities. The AFS has Andean arc signatures, like the trondhjemitic suites, and the AFT shows andesite characteristics of continental margin arc.

The lamprophyre datas show a basic composition, with high magnesium number, high TiO₂, CaO, P₂O₅, Ni, Sr, Ba, and high REE fractionated pattern.

The mineralization in the AFS occurs as disseminations preferentially in the matrix, in a paragenesis composed of arsenopyrite, pyrite, chlorite, ankerite and rutile. This scenario was caused by a brittle event, possibly with a late-magmatic degassification contribution. On the other hand, the mineralization in the AFT is associated with quartz, carbonate, albite and pyrite, and occurs in the altered parts of these rocks.

Microthermometry of fluid inclusions in mineralized and unmineralized veins reveal fluids in the AFS and AFT with high CO₂, and subordinate amounts of N₂ and CH₄.

This extreme CO₂ enrichment can not be attributed to the deformation, but is linked to the pervasive degassification process, favoured by the presence of lamprophyres, as well as little hydrated alkaline bodies (not much hydrated), with the orientation following the megashear zone trend.

In all likelihood, the gold genesis in the middle portion of de RIGB is related to the generation and or intrusions of alkaline and lamprophyric magmas in deep shear zones (transcrustal), to high CO₂ concentrations, and to an arc setting in a collisional regime.

SUMÁRIO

INTRODUÇÃO

Objetivos.....	2
Estrutura da dissertação.....	2
Localização da área.....	3
Sistemática de trabalho.....	3

CAPÍTULO 1 - GEOLOGIA DO *GREENSTONE BELT* DO RIO ITAPICURU (GBRI).....5

1.a. Posicionamento tectônico do <i>greenstone belt</i> do Rio Itapicuru.....	5
1.b. Litoestratigrafia.....	5
1.c. Arcabouço estrutural.....	7
1.d. Metamorfismo.....	8
1.e. Geocronologia.....	8
1.f. Ambiente geotectônico: discussões e polêmicas.....	9
1.g. Metalogênese do ouro.....	10

CAPÍTULO 2 - DEPÓSITOS DE FAZENDA MARIA PRETA E MARÍ: GEOLOGIA E PETROGRAFIA DAS ROCHAS HOSPEDEIRAS

2.1. Introdução.....	14
2.2. Depósito aurífero de Fazenda Maria Preta.....	14
2.2.1 Corpo H - Arcabouço geológico.....	16
2.2.2. Dacito silicificado.....	18
2.2.3. Brecha dacítica.....	22
2.2.4. Dacito.....	24
2.2.5. Corpos filonares de metadioritos.....	26
2.3. Depósito aurífero de Mari	
2.3.1. Unidades litológicas e tipologia da mineralização.....	32
2.3.2. Microgabro.....	34
a) Alteração hidrotermal.....	38
b) A paragénese associada ao metamorfismo regional.....	41

CAPÍTULO 3 - LITOGEOQUÍMICA.....44

3.1. Finalidades gerais.....	44
------------------------------	----

3.1.1. Critérios de amostragem.....	44
3.1.2. Materiais e preparação das amostras.....	45
3.2. Álcali-feldspato sienito (AFS).....	46
3.2.1 Elementos maiores.....	46
3.2.2. Elementos-traço: elementos de baixo e alto campo de força (<i>LFSE e HFSE</i>).....	54
3.2.3. Elementos do grupo das terras raras (ETR).....	58
3.2.4. Diagrama multielementar normalizado.....	59
3.3. Lamprófiro.....	60
3.3.1. Elementos maiores.....	60
3.3.2. Elementos-traço.....	63
3.3.3. Elementos do grupo das terras raras (ETR).....	64
3.4. Álcali-feldspato traquito (AFT).....	64
3.4.1. Elementos maiores.....	64
3.4.2. Elementos de baixo e alto campo de força (<i>LFSE e HFSE</i>).....	73
3.4.3. Elementos do grupo das terras raras (ETR).....	77
3.4.4. Diagrama multielementar normalizado.....	78
3.5. Discussão dos dados.....	79
3.5.1. Significado do alto teor de Na ₂ O em rochas félsicas.....	79
Rochas sódicas primárias.....	79
Efeitos do metassomatismo sódico.....	80
3.5.2. Mobilidade de elementos-traço.....	88
3.5.3. Diagrama multielementar comparativo entre o AFS e o AFT.....	92
3.5.4. Elementos do grupo das terras raras: móveis ou imóveis perante a alteração ?.....	94
a) Relação dos ETR com a interação fluido-rocha.....	95
b) Relação dos ETR com a mineralogia.....	96
c) Comparação dos elementos de terras raras entre o AFS e o AFT.....	97
3.6. Classificação litogeoquímica dos litotipos.....	100
3.7. Regime tectônico - tentativas de discriminação.....	103
3.8. Comparação do AFS e do AFT com outras rochas vulcânicas félsicas intercaladas na sequência do GBRI.....	109
3.9. Lamprófios: características gerais.....	112
a) Assinatura geoquímica do lamprófiro da Fazenda Maria Preta.....	112
b) Comparação geoquímica do lamprófiro com rochas de natureza	

semelhante presentes no GBRI.....	116
3.10. Associação de lamprófiros e mineralizações auríferas.....	119

CAPÍTULO 4 - A MINERALIZAÇÃO AURÍFERA NAS INTRUSÕES SUB-VULCÂNICAS E SUA RELAÇÃO COM AS FASES FLUIDAS

4.1. Introdução.....	120
4.2. A mineralização aurífera no AFS.....	120
4.3. A mineralização aurífera no AFT.....	125
4.4. Fases fluidas associadas às mineralizações auríferas no AFS e no AFT.....	128
4.4.1. Amostragem e métodos analíticos.....	128
4.4.2. Características das inclusões fluidas em vênulas no AFS mineralizado.....	129
4.4.3. Características das inclusões fluidas em vênulas mineralizadas e estéreis no AFT.....	132
4.5. Discussão: fonte de CO ₂ e sua possível vinculação com a mineralização aurífera.....	136

CAPÍTULO 5 - CONCLUSÕES.....140

CAPÍTULO 6 - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....142

ÍNDICE DE FIGURAS

INTRODUÇÃO

Figura 1.a. - Mapa de localização da área.....	4
--	---

CAPÍTULO 1

Figura 1.1 - Mapa geológico do greenstone belt do Rio Itapicuru (GBRI).....	6
Figura 1.2 - Diagrama de evolução geotectônica do GBRI.....	10

CAPÍTULO 2

Figura 2.1 - Mapa geológico do distrito aurífero do GBRI médio.....	15
Figura 2.2 - Mapa geológico da porção centro leste da Mina de Fazenda Maria Preta (FMP).....	17
Figura 2.3 - Perfil esquemático da frente de lavra do Corpo H (FMP).....	18
Figura 2.4 - Mapa geológico do Depósito de Mari (MR).....	33

CAPÍTULO 3

Figura 3.1. a,b,c - Diagramas binários de variação dos metais alcalinos para o álcali-feldspato sienito (AFS).....	49
Figura 3.1. d,e,f - Diagramas binários do AFS.....	51
Figura 3.2 - Índice de Shand para o AFS	53
Figura 3.3 - Diagrama ternário normativo do AFS.....	54
Figura 3.4. a,b - Variação dos elementos-traço do AFS.....	55
Figura 3.4. c,d,e - Diagrama de variação de elementos imóveis do AFS.....	57
Figura 3.5 - Diagrama de elementos de terras raras (ETR) para o AFS.....	58
Figura 3.6 - Diagrama multielementar expandido do AFS.....	59
Figura 3.7 - Diagrama ternário de Jensen para o lamprófito.....	61
Figura 3.8 - Diagrama sílica vs. álcalis para o lamprófito.....	62
Figura 3.9 - Diagrama multielementar expandido para o lamprófito.....	63
Figura 3.10 - Padrão dos ETR para o lamprófito.....	64
Figura 3.11 a,b,c - Diagrama de variação de elementos maiores para o AFT.....	68
Figura 3.11 d,e - Diagrama binário de variação de elementos maiores do AFT.....	69

Figura 3.11. f,g,h - Diagramas de variação de elementos maiores do AFT.....	70
Figura 3.12 - Índice de Shand para o AFT.....	72
Figura 3.13 - Diagrama normativo do AFT.....	73
Figura 3.14.a,b,c - Diagramas de variação dos elementos-traço do AFT.....	74
Figura 3.14.d,e,f - Diagramas de variação de elementos-traço do AFT.....	76
Figura 3.15 - Diagrama de ETR para o AFT.....	77
Figura 3.16 - Diagrama multielementar expandido para o AFT.....	78
Figura 3.17 - Diagramas multielementares expandidos sob efeitos da alteração sódica provocada pela água do mar.....	82
Figura 3.18 - Diagrama multielementar expandido sob efeitos da alteração sódica metassomática.....	87
Figura 3.19 - Diagrama multielementar comparativo entre amostras frescas do AFS e AFT.....	92
Figura 3.20 - Diagrama de ETR comparativo entre o AFS e AFT.....	98
Figura 3.21 - Diagrama de classificação litogeoquímica.....	101
Figura 3.22 - Diagrama de afinidade magmática para o AFS e o AFT	102
Figura 3.23 - Diagrama de discriminação tectônica por elementos-traço.....	103
Figura 3.24 - Diagrama ternário de discriminação por ambiente tectônico.....	105
Figura 3.25 - Diagrama binário de discriminação entre rochas andesíticas e similares.....	107
Figura 3.26 - Diagrama discriminação por ambiente para rochas andesíticas.....	109
Figura 3.27 - Diagrama multielementar expandido comparando o AFS e o AFT com litologias de afinidade semelhante.....	111
Figura 3.28 - Diagrama multielementar expandido comparativo entre as suítes de lamprófiros.....	114
Figura 3.29 - Diagrama multielementar expandido comparando o lamprófiro da FMP e outras litologias similares do GBRI.....	116
Figura 3.30 - Diagrama multielementar expandido comparando o lamprófiro da FMP com outros lamprófiros do GBRI...	118

CAPÍTULO 4

Figura 4.1 - Histograma da ThCO_2 nos veios do AFS.....	131
Figura 4.2 - Diagrama ThCO_2 vs Tf CO_2 nos veios do AFS.....	132
Figura 4.3 - Diagramas ThCO_2 vs Tf CO_2 dos veios estéreis mineralizados no AFT.....	135
Figura 4.4 - Diagrama ThCO_2 vs Tf CO_2 nos veios do AFT.....	136

INDICE DE FOTOGRAFIAS

(Dacito) - Álcali-feldspato sienito (AFS)

Foto 2.1 - vista parcial do Corpo H.....	19
Foto 2.2 - amostras de mão do dacito e da brecha dacítica.....	19
Foto 2.3 - amostras de mão do dacito silicificado e da brecha dacítica.....	20
Foto 2.4 - aspecto textural microscópico do dacito silicificado.....	21
Foto 2.5 - microfotografia das arsenopiritas distribuídas na rocha.....	21
Foto 2.6 - microfotografia de albita com ripas de sericita.....	23
Foto 2.7 - microfotografia da cimentação de carbonato e hidróxido na brecha dacítica.....	23
Foto 2.8 - microfotografia do dacito	24
Foto 2.9 - microfotografia de material ferruginoso com agregados de carbonato.....	25

(Metadiorito) - Lamprófiro

Foto 2.10 - modo de ocorrência do metadiorito do Corpo 15.....	27
Foto 2.11 - aspecto detalhado do metadiorito do Corpo 15.....	28
Foto 2.12 - microfotografia de aglomerados de micas no metadiorito do Corpo 15.....	29
Foto 2.13 - microfotografia de fenocristais micáceos do metadiorito do Corpo 15	30
Foto 2.14 - microfotografia do zonamento de micas	30
Foto 2.15 - microfotografia dos vestígios da alteração.....	31

(Micogabro) - Álcali-feldspato traquito (AFT)

Foto 2.16 - testemunho de sondagem do micogabro.....	34
Foto 2.17 - microfotografia do micogabro.....	35
Foto 2.18 - microfotografia de fenocristais de albita.....	36
Foto 2.19 - microfotografia de mineral secundário alterado.....	39
Foto 2.20 - testemunho de sondagem do micogabro alterado.....	40
Foto 2.21 - alteração do micogabro na parte mineralizada.....	40
Foto 2.22 - microfotografia de cloritas metamórficas.....	41
Foto 2.23 - microfotografia da relação de contato entre as ripas de plagioclásio e biotitas.....	42

Mineralização

Foto 4.1 (a) e (b) microfotografia da forma de ocorrência das arsenopiritas disseminadas no AFS.....	121
Foto 4.2 - microfotografia de um fenocristal de albita falhado.....	122
Foto 4.3 - relação dos cristais euédricos de arsenopirita com agregados de clorita.....	123
Foto 4.4 - halo de alteração nas partes alteradas do AFT.....	126
Foto 4.5 - microfotografia de cristais de pirita rotacionados.....	127
Foto 4.6 - cristal de pirita pseudomorfizado para goethita.....	127

Foto 4.7 - microfotografia de filmes euédricos de pirita e goethita.....	128
Foto 4.8 - microfotografia das inclusões do AFS.....	130
Foto 4.9 (a) e (b) - microfotografia das inclusões fluidas do AFT.....	133

.....

INTRODUÇÃO

É conhecida a potencialidade dos terrenos do tipo *greenstone*, sejam estes de idades arqueanas ou proterozóicas, como as maiores fontes de depósitos auríferos mesotermiais. Muitos depósitos têm algumas características em comum, como o grau metamórfico, arcabouço estrutural, tipos de alteração hidrotermal, tipos de suítes intrusivas e corpos menores associados, além de características químicas dos fluidos.

Tratando-se da relação entre depósitos auríferos e magmatismo, nota-se que, em reiteradas ocasiões, muitas das intrusões apresentam composição félsica e possuem uma afinidade alcalina sódica a cálcio-alcalina. Intimamente associados a esses depósitos, sem saber se há uma ligação temporal ou cogenética, ocorrem diques de lamprófiro. Das intrusões félsicas maiores, as que são consideradas como as fontes de Au e Ag em veios (ex. Abitibi) são as séries tonalito-trondhjemitó-granodiorito (TTG) e localmente sienitos (Burrows & Spooner, 1989). Outras intrusões satélites por vezes albitizadas, como diques de pórfiros (Witt, 1992), podem hospedar a mineralização. Ao que parece, a relação entre o Na e o Au não se restringe à intrusões maiores, mas se estende também a zonas de alteração hidrotermal peralcalina, onde pode ocorrer extensa albitização (Schandl *et al.*, 1994), chegando em alguns casos até a formar diques albiticos de até 2 metros de espessura, mineralizados em ouro (Couture & Pilote, 1993).

Essa relação Au-rochas cálcio-alcalinas, se estende à família dos diques de lamprófiro, cujos membros que mostram uma maior afinidade com os depósitos de ouro são os do tipo cálcio-alcalinos ou shoshoníticos. Devido à sua repetitividade e relação com as mineralizações, começaram a ser considerados como a fonte ou meio transportador mais efetivo do ouro (Rock & Groves, 1988; Rock *et al.*, 1989), embora outros autores os considerem como meras intrusões no mesmo ambiente que os dos corpos félsicos, provocando grandes descargas de voláteis, principalmente CO₂ (Wyman & Kerrich, 1988).

Dentre as características químicas mais comuns dos fluidos nos depósitos mesotermiais, aparecem a sua composição áqueo-carbônica, com densidade média a alta de CO₂ (12-25 mol% de CO₂), alguns traços de CH₄, baixa salinidade, e um pH neutro a alcalino (Goellnicht *et al.*, 1988). Porém, trabalhos recentes têm mostrado que o CO₂ desempenha um papel bem mais relevante do que se pensava. Processos de carbonatação local e regional das rochas encaixantes ocorrem em íntima associação com os locais mineralizados (Colvine *et al.*, 1988), assim como com as intrusivas alcalinas (Wyman and Kerrich, 1993). Os condutos mais apropriados para a descarga de todo esse alto volume de gás carbônico seriam profundas

megazonas de cisalhamento (transcrustais, translitosféricas), cuja existência seria corroborada pela presença de magmas lamprofíricos associados (Wyman & Kerrich, 1993; Whickham *et al.*, 1994).

Toda essa conjunção entre magmas cálcio-alcálinos (shoshoníticos), alteração sódica, lamprófiros, carbonatação pervasiva e depósitos de ouro possivelmente reflete um ambiente geodinâmico comum, como o de colisão de placas em ambiência de arco de ilha, com cada suite de rocha formada por processos magmáticos diferentes (Wyman & Kerrich, 1990; Sutcliffe *et al.*, 1993).

Na porção central da sequência vulcano-sedimentar do *greenstone belt* do Rio Itapicuru, ocorrem dois corpos alcalinos sódicos, subvulcânicos, que hospedam mineralizações auríferas com tipologias distintas. Além disso, em associação com estes corpos sódicos, ocorre também uma rocha que pertence ao clã dos lamprófiros, dissociada com a mineralização, porém aparentemente importante no processo mineralizante.

Esta dissertação ocupa-se com a definição dessas rochas, do ponto de vista petrológico e geoquímico, a descrição das mineralizações auríferas associadas, a natureza dos fluidos mineralizantes e as implicações geotectônicas decorrentes.

OBJETIVOS

Este trabalho foi formulado com o intuito de se caracterizar, de forma bem mais apurada, dois corpos hospedeiros de ouro e avaliar as diferenças existentes entre as suas porções frescas e alteradas, assim como também, classificar um outro litotipo não- mineralizado. Complementando, analisou-se a composição dos fluidos mineralizantes e não mineralizantes. Para atingir tais objetivos foram realizados trabalhos de campo e de laboratório, estes últimos envolvendo estudos petrográficos convencionais, análises químicas e estudo de inclusões em microtermometria.

ESTRUTURA DA DISSERTAÇÃO

A estrutura da dissertação esta dividida em cinco capítulos.

O primeiro trata da geologia regional, a qual foi subdividida em itens de acordo com cada assunto específico. No segundo capítulo apresentam-se a geologia local e as descrições petrográficas correspondentes aos corpos estudados. No capítulo seguinte são apresentados e discutidos os dados de análises químicas, utilizando-se diversos gráficos de discriminação e

classificação. No quarto capítulo são apresentados os dados levantados por microtermometria e espectrometria Raman e as suas discussões pertinentes. O quinto e último capítulo ficou reservado para as conclusões.

LOCALIZAÇÃO DA ÁREA

A região pesquisada localiza-se na porção NE do Estado da Bahia, cerca de 40 km ao norte da cidade de Santa Luz, como mostrado na figura A. Partindo-se de Salvador, o acesso à área é feito pela BR-324 até a cidade de Feira de Santana, que está ligada à cidade de Serrinha pela BR-116. A partir de Santa Luz, o acesso é viabilizado por uma estrada não-pavimentada. O acesso ao depósito de Mari, a partir da mina de Fazenda Maria Preta, é também feito por estradas não pavimentadas.

SISTEMÁTICA DE TRABALHO

Para se atingirem os objetivos desejados, a metodologia seguida, foi:

- 1 - Levantamento do acervo bibliográfico relativo às características dos terrenos greenstone, com ênfases nas mineralizações auríferas, mesotermiais, hospedadas ou em íntima associação com rochas félsicas;
- 2 - Descrição e monitoração das variações texturais e estruturais, no campo e em testemunhos de sondagens, decorrentes do cisalhamento e ou alteração hidrotermal;
- 3 - Seleção de amostras dos afloramentos (frente de lavra) para as respectivas descrições micropetrográficas;
- 4 - Os estudos micropetrográficos visaram uma caracterização mineralógica mais apurada, identificação dos padrões texturais predominantes, assim como o estudo dos tipos de processos posteriores (metamórficos ou metassomáticos) impostos aos litotipos.
- 5 - Fruto de todas as observações anteriores (campo e petrográficas), posteriormente foram selecionadas para análises químicas;
- 6 - Os estudos de inclusões fluidas por microtermometria e espectrometria Raman tiveram por finalidade investigar a composição dos fluidos nos veios mineralizados e estéreis e compara-los entre si.

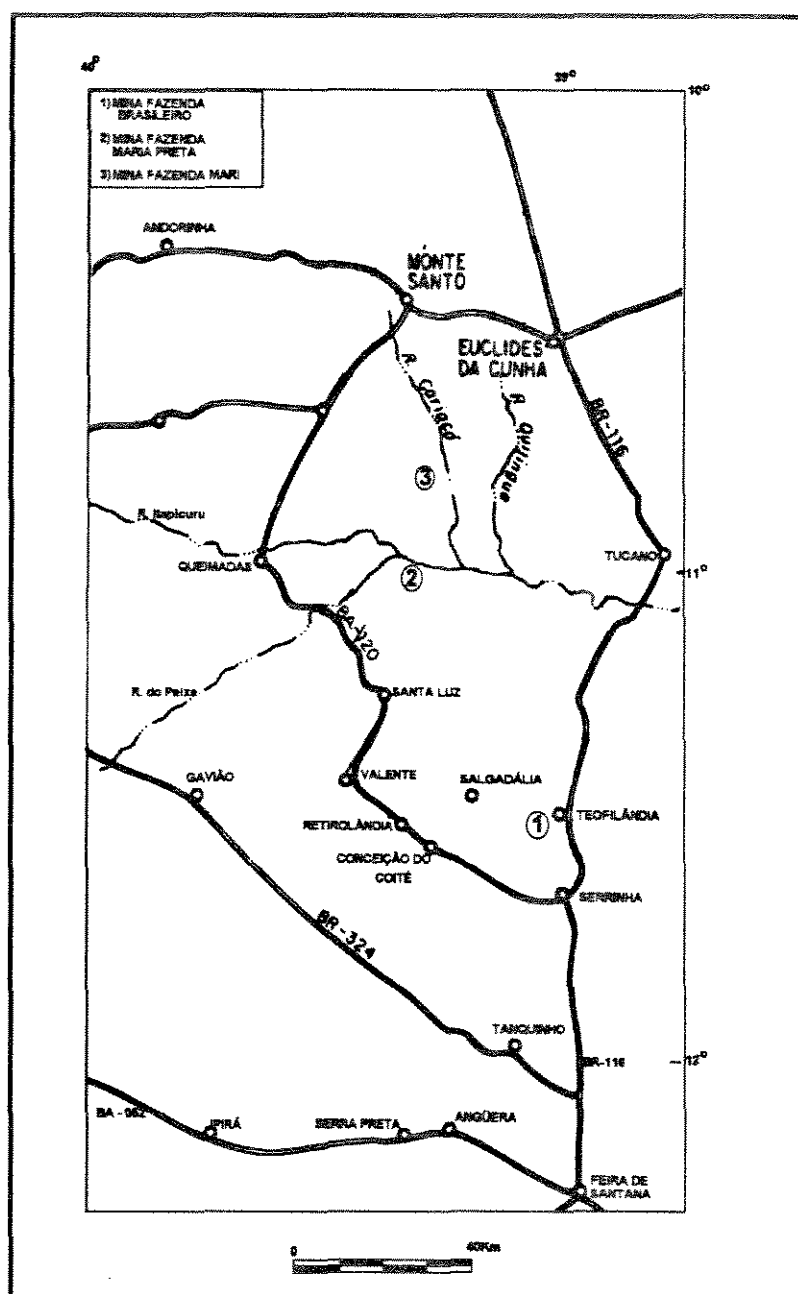


Figura 1.a - Figura de localização e principais vias de acesso à região estudada (Modificado de Rocha Neto, 1994).

1. GEOLOGIA REGIONAL

1.a) Posicionamento tectônico do *greenstone belt* do Rio Itapicuru (GBRI)

A sequência vulcano-sedimentar do *greenstone belt* do Rio Itapicuru (GBRI) localiza-se na porção NE do Estado da Bahia e está incluída no Cráton de Serrinha (Seixas *et al*, 1975), que constitui o embasamento migmatítico e gnáissico do referido *greenstone*.

Geotectonicamente, o Cráton de Serrinha é um dos blocos estáveis que compõem o Craton de São Francisco (CSF), encontrando-se limitado a leste por sequências sedimentares proterozóicas e pelos sedimentos fanerozoicos formadores da Bacia de Tucano, e a oeste pelo cinturão móvel Salvador-Curaçá (Fig. 1.1)

1.b) Litoestratigrafia

De um modo geral essa unidade geotectônica consiste de cinturões vulcano-sedimentares cortados por domos granito-gnáissicos sin-tectônicos e outros corpos graníticos tardi-tectônicos (Fig. 1.1).

O empilhamento estratigráfico desta sequência supracrustal foi dividido em três domínios distintos, da base para o topo: Domínio Vulcânico Máfico (DVM), Domínio Vulcânico Félsico (DVF) e Domínio Sedimentar (DS) (Kishida & Riccio, 1980; Silva, 1984).

O DVM é formado por lavas basálticas tholeiíticas, maciças e almofadadas, com intercalações subordinadas de piroclásticas, sedimentos clásticos finos (pelitos carbonosos) e químicos (cherts e BIF). Andesitos, dacitos e riodacitos cálcio-alcalinos, com piroclásticas intercaladas (tufos finos, lapilli-tufos e aglomerados), são os litotipos dominantes do DVF. O DS é formado principalmente por uma associação de pelitos, grauvacas, com arcósios e conglomerados subordinados, interpretada como turbiditos distais. Corpos sub-vulcânicos máficos (gabros), intermediários (dioritos) e félsicos (riodacitos) são de ocorrência comum, particularmente no contato entre o DVF e DS. No DVF, Silva (1984) destaca a ocorrência dos dois únicos corpos de serpentinitos encontrados no *greenstone*, de filiação química komatiítica.

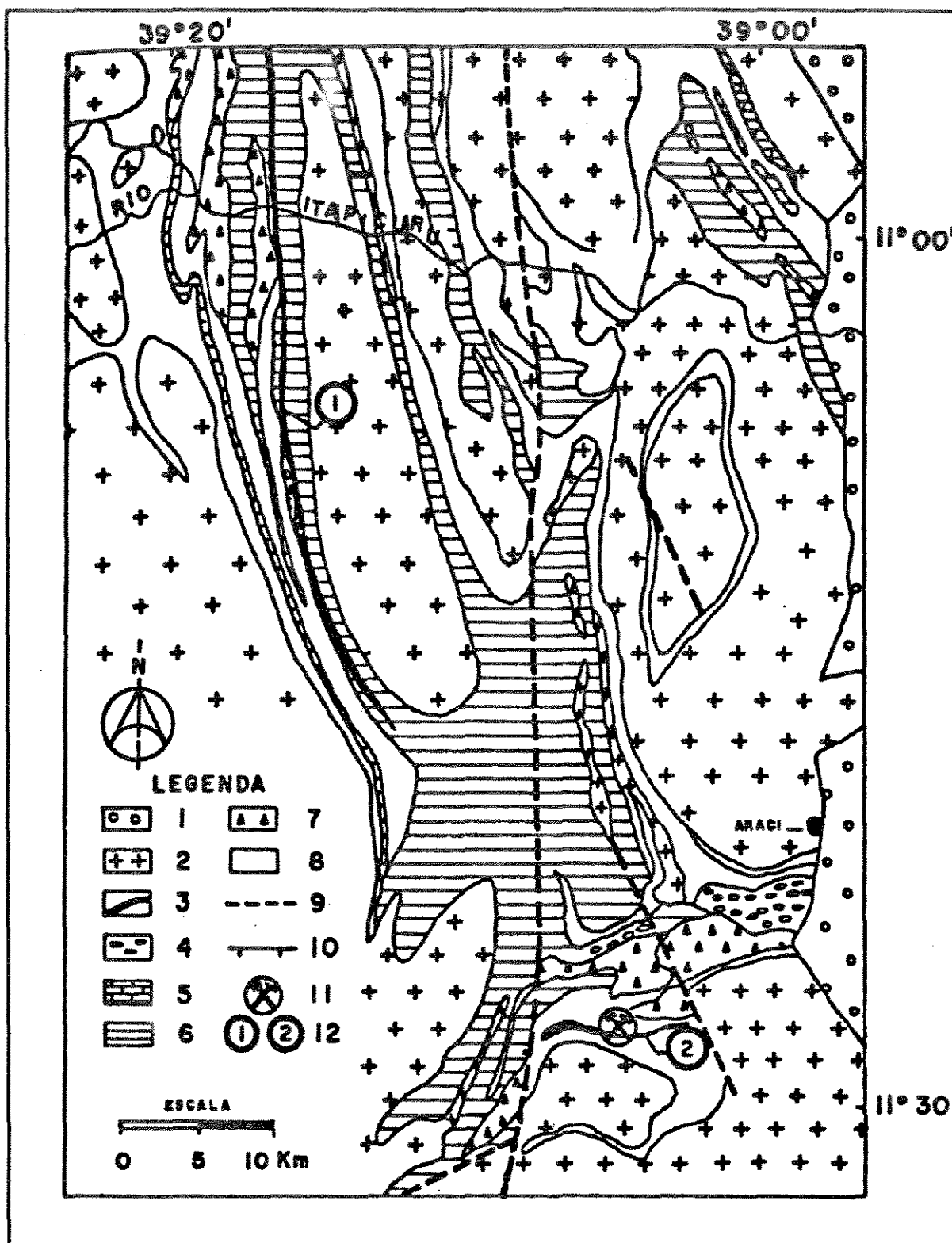


Figura 1.1 - Mapa geológico regional, setor centro-sul do *Greenstone Belt* do rio Itapicuru : 1 - Bacia do Tucano; 2 - Gnaisses granitos e migmatitos; 3 - Intrusivas máficas; 4 - Metaconglomerados; 5 - Mármore dolomíticos; 6 - Domínio Sedimentar; 7 - Domínio Vulcânico Felsico; 8 - Domínio Vulcânico Máfico; 9 - Zona de falha; 10 - Falha normal; 11 - Mina de Fazenda Brasileiro; 12 - (1) Faixa Mansinha, (2) Faixa Weber. (Teixeira *et al.*, 1990).

1.c) Arcabouço estrutural

Analisando a anatomia do *greenstone*, o mesmo pode ser dividido em duas porções diferentes: uma localizada na parte norte e central, e a outra na parte sul.

Na parte norte e central Davison *et al.* (1988) reconheceram duas fases de deformação. As supracrustais na porção norte do GBRI teriam sofrido uma compressão na direção E-W ao longo de quase toda a sua extensão, resultando num cisalhamento paralelo ao acamamento, conjuntamente com exposições de dobramentos em grande escala com vergência para leste e uma foliação plano-axial penetrativa N-S, mergulhando 50 -70 W.

Alves da Silva & Matos (1991) descrevem e separam quatro zonas de cisalhamento paralelas ao acamamento (N-S) para a região do Rio Itapicuru médio, intimamente relacionadas com as mineralizações auríferas da Fazenda Maria Preta e Mari. As mesmas seriam o resultado dos movimentos iniciais de cavalgamento, e a deformação regional estaria ligada às intrusões plutônicas que resultam na estruturação em domos e quilhas. A separação de cada zona foi baseada nos seus regimes estruturais, sua geometria e sua relação espacial com a mineralização. Ao todo foram reconhecidas duas fases de deformação.

Na faixa ao longo do depósito de Maria Preta, Freitas Silva e Coelho (1993) sugerem a terminologia de zona deformacional de Fazenda Maria Preta (ZDFMP), cujos elementos estruturais esboçam o produto de uma deformação progressiva (evento D1), e não bifásica, como assinalado anteriormente por Davison *et al.*, (1988).

Já no setor sul, Teixeira (1985) descreve que a deformação regional é caracterizada por dobramentos isoclinais recumbentes, com vergência para norte, e uma foliação plano-axial penetrativa E-W, com mergulho de 40° S. Além disso, as supracrustais estão afetadas por zonas de cisalhamento de extensão regional, com características rúpteis-dúcteis, cuja cinemática revela movimentos transcorrentes com componentes de cavalgamento (Coelho *et al.*, 1990; Reinhardt e Davison, 1990; Alves da Silva e Matos, 1991; Xavier, 1991). Ao longo dessas zonas de cisalhamento concentram-se os principais depósitos e ocorrências de ouro do GBRI.

Reinhardt & Davison (1990) afirmam que a primeira fase de deformação D1, produziu um cisalhamento dúctil, com zonas de cisalhamento de direção E-W. O evento D2 foi o responsável pelo mergulho atual da foliação para sul. Estes autores atribuem o cavalgamento na direção norte ao empurrão provocado pelo domo Barrocas sobre as supracrustais, a partir do sul, com desenvolvimento de estruturas duplex, observadas na mina de Fazenda Brasileiro.

Silva & Matos (1991) interpretaram as estruturas predominantes na faixa Weber (dobras com eixos L-W e vergência para N) como sendo o fruto de dobramentos de alta amplitude.

Em trabalho mais recente acerca da evolução do *greenstone*, Alves da Silva *et al* (no prelo) atribuem a essa geometria particular no setor sul, principalmente no complexo Barrocas, à sua colocação sin-tectônica ao cavalgamento, por eles denominado de fase D1.

1.d) Metamorfismo

O estudo metamórfico mais detalhado foi realizado por Silva (1984) que identificou três eventos distintos. O primeiro (M1) foi interpretado como de fundo oceânico, transformando parte das rochas vulcânicas em espilitos e queratófiros. O segundo evento (M2), de extensão regional, foi associado à intrusão dos domos granito-gnáissicos, conferindo às rochas supracrustais um zonamento metamórfico, desde facies xisto verde até facies anfibolito, esta nas proximidades dos domos. O terceiro evento (M3) restringe-se às aureólas de metamorfismo de contato que circundam as intrusões graníticas e gabróicas tardi-tectônicas. O evento M2 desenvolveu-se sob condições de pressão de 2 kb e temperaturas da ordem de 350^o C, para a facies xisto-verde, e pressões de 2 a 4 kbar e temperaturas da ordem de 650^o C para a facies anfibolito (Silva, 1984; Silva & Neto, 1993).

1.e) Geocronologia

A idade por isócrona Rb/Sr das rochas intrusivas fica em torno de 2097 +/- 27 Ma, c/Ri=0,704, em amostras dos plutões de Araci, Santa Luz, Euclides da Cunha e migmatitos do embasamento (Brito Neves *et al.*, 1980). O maciço Lago do Boi teve a sua idade confirmada em 2,1 Ga pelo método U/Pb em zircões (Gaal *et al.*, 1987), enquanto os granitos de Poço Grande e Santa Luz revelaram idades de 2,0 Ga e 2,1 Ga, respectivamente. Para o domo de Ambrosio foi obtido 1,9 Ga, enquanto que para o de Nordeste 2,0 Ga.

Ainda Gaál *et al* (1987) dataram o embasamento a partir de um mega-xenólito de migmatito-gnaiss dentro do domo de Ambrósio, e encontraram uma idade de 2,9 Ga. Silva (1992a) interpreta este xenólito como derivado de uma crosta continental mais antiga, que também causaria a contaminação do vulcanismo basáltico.

Empregando o método de evaporação de Pb em zircões, Alves da Silva *et al* (no prelo) encontraram uma idade de cristalização para o plúton Nordeste de 2100 ± 10 Ma. Para o plúton Barrocas obtiveram idades de 2127 ± 5 Ma (Pb/Pb em zircões) e 2029 ± 13 Ma (Ar/Ar em biotitas). A idade obtida através dos zircões para o plúton Barrocas é considerada como sin-D1, enquanto que a outra seria devido ao resfriamento próprio do pluton, ou ao resfriamento posterior ao evento tectono-metamórfico. Em contrapartida, o granito Poço Grande foi datado pelo método Ar/Ar em muscovitas, com um platô indicando idade de 2023 ± 13 Ma.

Para a sequência supracrustal, todos os resultados indicaram idades do Proterozóico Inferior. Em andesitos, Brito Neves *et al.* (1980) encontraram uma idade de 2080 ± 80 Ma (Rb-Sr) e Gaal *et al.* (1987) outra de 2107 ± 23 Ma (U-Pb em zircões). Silva (1992a) obteve para os basaltos uma idade isocrônica Pb-Pb (rocha total) de 2209 ± 60 Ma e uma idade modelo de 2.2 Ga, pelo método Sm-Nd. Paralelamente, essa autora obteve nos andesitos uma idade isocrônica Pb-Pb (rocha total) de 2109 ± 80 Ma, comparável com a idade de 2,1 Ga encontrada pelo método Sm-Nd. Os dados isotópicos de Nd (ϵ Nd em torno de +2) apontam para a inexistência de contribuição expressiva de material crustal mais antigo na geração dessas rochas.

1.f) Ambiente geotectônico: discussões e polêmicas

A partir da integração de dados geoquímicos e petrológicos, Silva (1987, 1991) propõe uma evolução geodinâmica segundo a qual o ambiente gerador do conjunto granito-greenstone do Itapicuru seria de colisão de placas do tipo arco-continente, durante o Proterozóico Inferior (Fig.1.2). A deposição da sequência do greenstone teria ocorrido num substrato siálico, no citado ambiente, desenvolvido na colisão de placas. Os basaltos da DVM representariam o assoalho de um bacia tipo *back-arc* e os vulcanitos félsicos da DVF um arco de margem continental adjacente à bacia. Apoiada na distribuição espacial dos diferentes domínios litológicos, a autora deduz que o sentido da subducção tenha sido de W para E.

Um modelo alternativo para o greenstone belt, a partir de plumas basálticas na base de uma crosta siálica, foi proposto por Carvalho (1991). Assim, o vulcanismo começaria com um processo de “rifleamento”, permitindo a ascensão de magma basáltico, com ocorrência posterior de derrames de natureza siálica (andesito ácido, dacito, e riolitos) com todas as suas atividades explosivas. Na passagem do magmatismo básico para o ácido haveria processos de mistura de magmas.

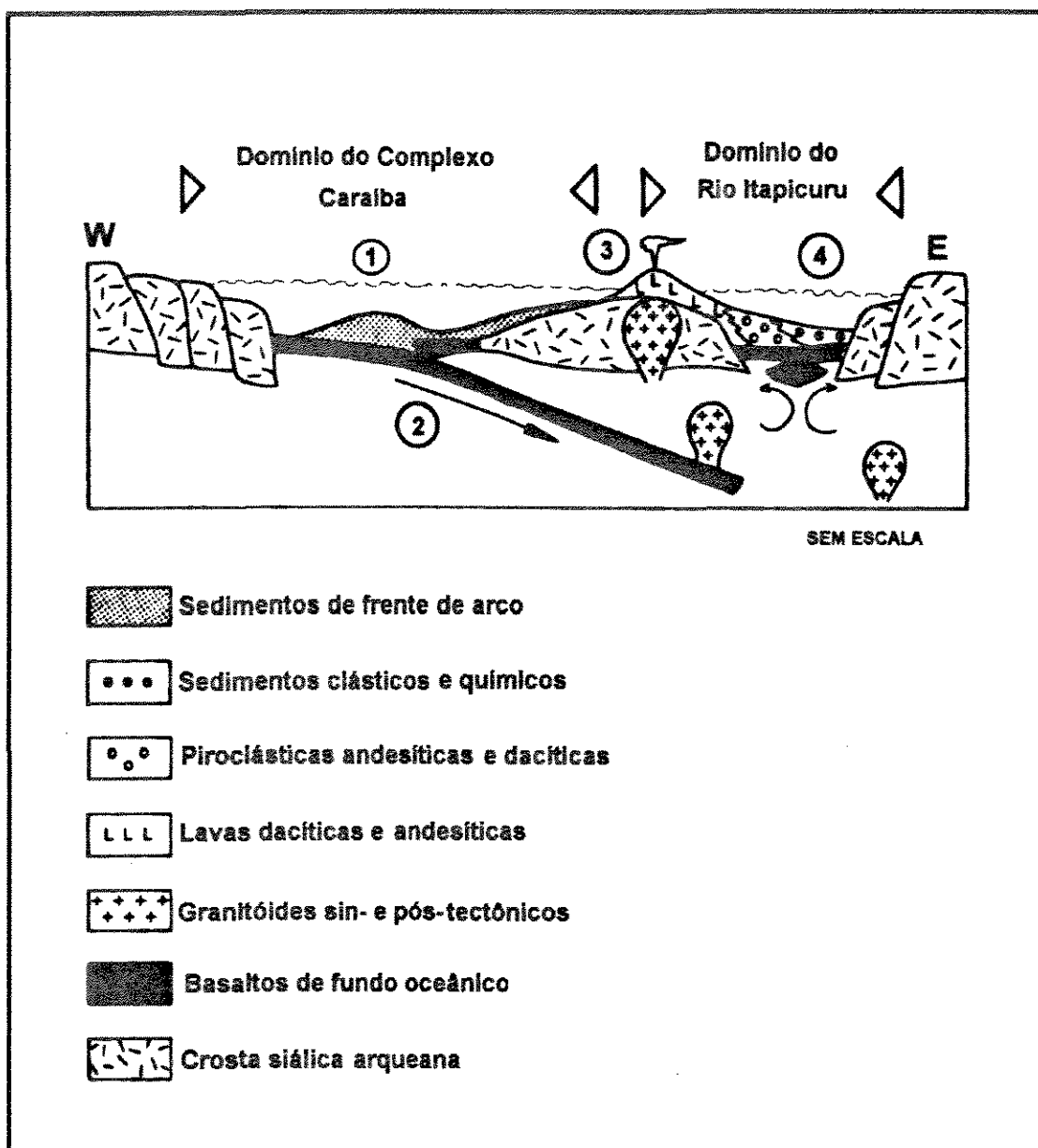


Figura 1.2. - Diagrama de evolução geotectônica proposto para o greenstone belt do Rio Itapicuru (Silva, 1987). 1 - margem continental ativa; 2 - zona de subducção; 3 - arco de ilha; 4 - bacia retroarco.

Posteriormente, Silva (1992b) reafirma o ambiente de retroarco a partir do domínio dos basaltos tholeiíticos ricos em Fe, o vulcanismo alcalino compatível com os de margem continental ativa, a presença de granitos sintectônicos, geneticamente correlatos aos andesitos, e o vulcanismo félsico que gerou diferentes tipos de rochas piroclásticas. Como características sedimentológicas que suportam tal ambiência, a autora menciona a gênese turbidítica para os sedimentos clásticos derivados de arco vulcânico dissecado, presença de sedimentos marinhos profundos intercalados nas vulcânicas máficas, o baixo grau de metamorfismo, a existência de

uma deformação com movimento inicial tangente, o padrão sinformal de deformação associado ao posicionamento dos domos graníticos e pico de metamorfismo.

A interpretação da ambiência tectônica de retroarco parece também ser a mais adequada para Figueiredo (1993), com base nas características geoquímicas dos metassedimentos, e principalmente nas das rochas vulcânicas (basaltos, andesitos, dacitos e riolitos) da parte sul desta sequência vulcanosedimentar (região compreendida entre Araci e Salgadália). Nesta região, o autor sugere que os basaltos têm afinidade tholeiítica e representam reliquias de fundo oceânico e arco insular imaturo, ao passo que as félsicas resultam de fusão da crosta oceânica em ambiente de subducção e crustal.

A separação por facies mineralógicas dos diferentes tipos de intrusões graníticas entre a região de Santa Luz e Queimadas, combinada com a vergência estrutural das supracrustais para leste, levaram Matos & Conceição (1993) a apoiar a hipótese na qual o transporte tectônico seria de Oeste para Leste, com a zona de subducção mergulhando para Leste.

Contrastando com as considerações anteriores, Alves da Silva *et al.* (inédito) modelam a porção N do *greenstone belt* do Rio Itapicuru como o resultado de uma colisão durante a qual houve um encurtamento horizontal NW-SE, provocando o fechamento uma bacia, diapirismo e processos de *strike-slip*, estes submetendo os corpos intrusivos à deformação de alta T. Os mesmos autores acham difícil considerar o *greenstone* equivalente a uma bacia de retroarco moderna, devido a localização incerta do arco e à falta de evidências inequívocas da existência de uma crosta oceânica.

Portanto, o modelo por eles definido evoluiria a partir da deposição das unidades vulcano-sedimentares numa crosta continental afinada, posteriormente comprimida com orientação vetorial NW-SE (D1), dando origem a um cavalgamento sin-metamórfico, com vergência subhorizontal para SE, em cujo estágio final se posicionou o primeiro pulso granítico, representado pelo pluton Barrocas. Com o fechamento contínuo da bacia, o número de intrusões graníticas aumenta, alterando o estilo da deformação, e passando a ter sinais de domínio transcorrente, o que verticalizou a foliação pretérita imposta por D1. Dessa forma, a mesma compressão NW-SE atuaria agora na direção dos planos da foliação N-S, induzindo um cisalhamento sinistral característico do evento D2, que também impôs uma foliação periférica aos plutons de Ambrósio e Nordestina no seu último estágio. Os autores interpretam o evento D1 como o resultado de uma colisão incompleta, sendo D2 o evento tectônico maior na evolução geodinâmica do GBRI.

Com exceção do último trabalho, nota-se, do exposto anteriormente, que há um consenso geral quanto ao tipo de ambiente tectônico, isto é, bacia retro-arco. Quanto à determinação do sentido de subducção da placa oceânica a questão permanece polêmica. Alguns autores consideram ter sido de O para L (Gáal et al., 1987; Silva, 1988), enquanto outros de L para O (Figueiredo, 1989; Sabaté et al., 1990).

1.g) Metalogênese do ouro

No setor sul do GBRI, na importante concentração aurífera da mina Fazenda Brasileiro, os corpos de minério principais estão hospedados numa rocha xistosa escura, comumente conhecida como xisto magnético (Teixeira *et al.*, 1990), e cuja gênese é bem controvertida.

Desde o início dos estudos mais detalhados das zonas mineralizadas, sempre ficou explícito a associação destas com as zonas de cisalhamento principais, paralelas à extensão longitudinal do *greenstone belt*.

No setor norte, um dos primeiros trabalhos referentes a esta questão foi o de Davison et al. (1988) que demonstraram o controle dos principais depósitos pelo mergulho íngreme das zonas de cisalhamento, embora a mineralização principal ocorra nas zonas alteradas hidrotermalmente, posteriores ao cisalhamento.

Essa dualidade, zona de cisalhamento-mineralização aurífera, também foi ressaltada por Silva & Matos (1991), que relacionaram os principais depósitos do GBRI com megazonas de cisalhamento, cada uma com suas características cinemáticas próprias.

Xavier (1991) discute a localização das mineralizações na mina Fazenda Maria Preta, na região central do GBRI, onde ocorrem ao longo de duas zonas de cisalhamento de caráter rúptil a rúptil-dúctil, mais precisamente posicionadas dentro de vários sistemas de veios concordantes e/ou discordantes em relação à foliação.

Numa visão mais aproximada dessa relação, Silva e Rocha Neto (1993) avaliam a ocorrência intermitente das mineralizações auríferas ao longo das zonas de cisalhamento. Quando presentes estariam diretamente relacionadas à evolução metamórfica. Segundo os autores, os principais metalotectos, em ordem decrescente de importância, seriam: 1) existência de um evento metamórfico-hidrotermal (M1), 2) formação de zonas de cisalhamento anteriores ao pico do metamorfismo (pré-F2), 3) existência da transição fácies xisto verde - anfibolito, 4) presença de corpos intrusivos concomitantes ao pico do metamorfismo (sin-F2) e de rochas ricas em óxidos e/ou silicatos de Fe, ou de rochas ricas em material carbonoso. Ainda, Silva e Rocha

Neto (1993) destacam que na porção central do GBRI, o ouro ocorre disseminado, ou em veios de quartzo, em quatro zonas de cisalhamento geradas na fase F1 do evento D1, em rochas de paragênese xisto verde, com evidências de interação com fluidos ricos em CO₂, K e As, dentre outros elementos.

CAPÍTULO 2 - DEPÓSITOS DE FAZENDA MARIA PRETA E MARÍ: GEOLOGIA E PETROGRAFIA DAS ROCHAS HOSPEDEIRAS

2.1 - INTRODUÇÃO

No decorrer deste capítulo será apresentado o arcabouço geológico das áreas nas quais os depósitos da Fazenda Maria Preta e Marí estão inseridos. Ênfase será dada, particularmente, ao modo de ocorrência no campo e principais características petrográficas dos corpos sub-vulcânicos das mineralizações auríferas desses depósitos.

No caso do depósito aurífero de Fazenda Maria Preta, esta relação mineralização - corpos sub-vulcânicos pôde ser melhor observada no Corpo H, antes denominado de Antas III, onde a mineralização ocorre principalmente de forma disseminada em uma rocha, denominada pelo *staff* da CVRD (Companhia Vale do Rio Doce), de dacito silicificado. Ainda para este depósito incluiu-se o estudo de corpos filoneanos, espacialmente restritos as zonas mineralizadas, de uma rocha originalmente conhecida na referida empresa como metadiorito cisalhado.

No depósito aurífero de Fazenda Marí, este trabalho restringiu-se ao Corpo C1, onde a mineralização encontra-se vinculada a veios de quartzo e zonas de alteração hidrotermal associadas, hospedados por uma rocha descrita como microgabro (Docegeo, 1986).

2.2 - DEPÓSITO AURÍFERO DE FAZENDA MARIA PRETA

O depósito aurífero de Fazenda Maria Preta (FMP) situa-se no setor centro-norte do *greenstone belt* do Rio Itapicuru, onde insere-se principalmente no Domínio Vulcânico Félsico, embora unidades dos Domínios Sedimentar e Máfico encontram-se também presentes (Fig. 2.1).

As unidades litológicas principais correspondem a: 1) rochas vulcânicas e piroclásticas associadas, de composição intermediária; 2) grauvacas "vulcanogênicas" caracterizadas por uma sequência de sedimentos psamíticos e pelíticos, freqüentemente carbonosos, constituídos por litoclastos e fragmentos de minerais derivados de rochas vulcânicas; e 3) intrusões sub-vulcânicas máficas e félsicas. Todas estas litologias encontram-se invariavelmente metamorfasadas no fácies xisto verde.

Os corpos de minério do depósito FMP, nas áreas denominadas de Antas I, II e III, estão hospedados ao longo de zonas de cisalhamento N-S, de extensão regional, e com mergulho médio

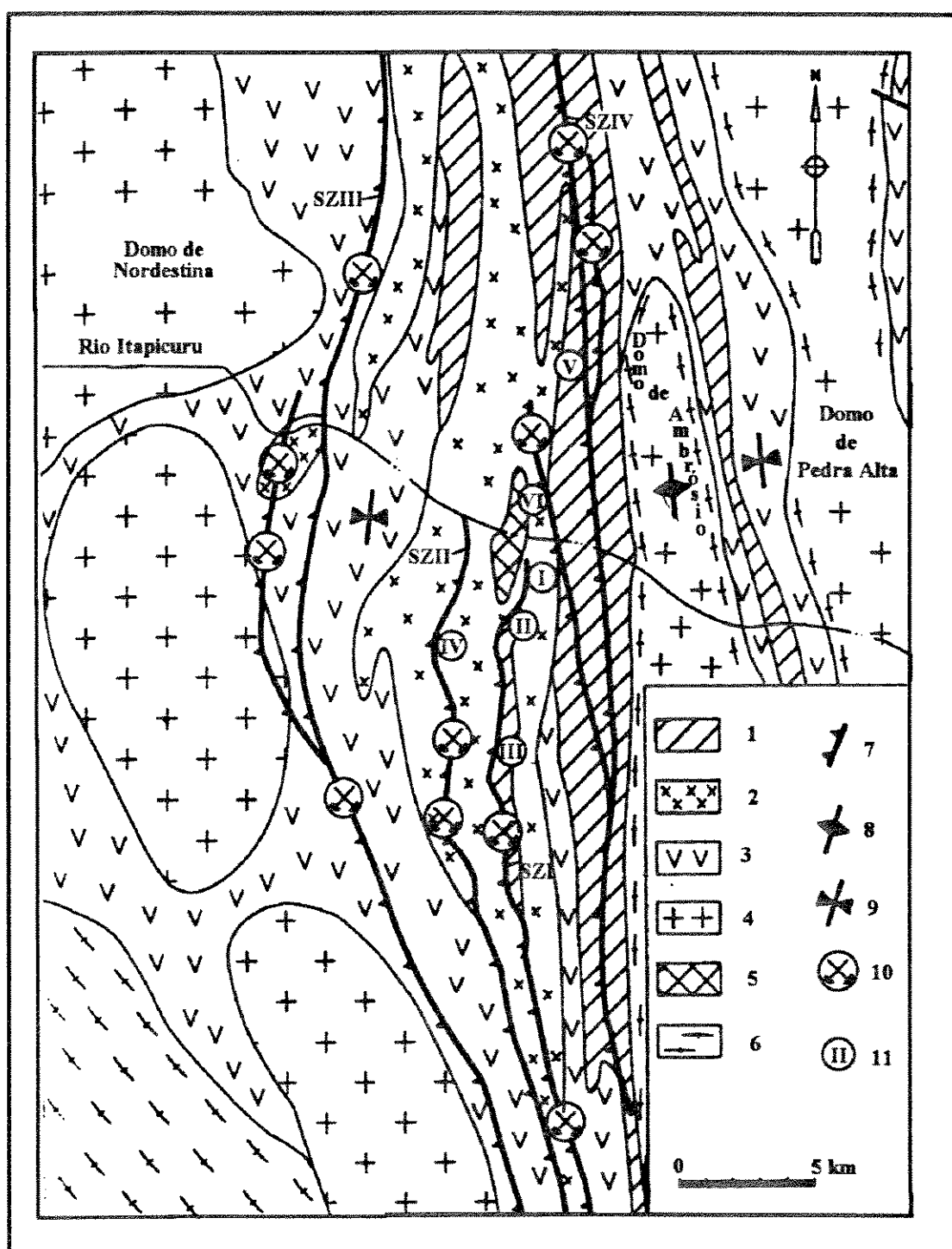


Figura 2.1 - Mapa geológico do distrito aurífero do Rio Itapicuru médio. 1- metassedimentos; 2 - metandesitos; 3 - metabasalto; 4 - granitóides; 5 - quartzo-diorito; 6 - gneisses; 7 - zonas de cisalhamento; 8 - antiiformes; 9 - sinforme; 10 - ocorrências auríferas; 11 - minas de ouro: I. Maria Preta (CBPM); II. Antas; Antas III; IV. Antas II, V. Mari; VI. Mansinha XI. (Modificado de Alves da Silva & Matos, 1991).

de 50°-60° para W, onde relacionam-se a uma intensa alteração hidrotermal (Fig. 2.1; Alves da Silva & Matos, 1991).

Neste depósito, Soares *et al.* (1992) reconheceram dois estilos de mineralização: um primeiro relacionado a zonas de cisalhamento e outro à ação hidrotermal. Enquadrados no primeiro estilo identificaram-se 3 tipos de estruturas mineralizadas: i) veios de cisalhamento quartzo-carbonáticos (de até 1 m) encaixados em tufos andesíticos e sedimentos; ii) localizadas zonas de brechas quartzosas, intimamente associada aos diques de dacitos, cujo aspecto parece ter características hidráulicas explosivas, e, iii) redes disarmônicas de vênulas (stockworks quartzo-carbonáticos) encaixadas em diques de diorito e dacito, estas dentro da zona de cisalhamento Antas 1. Já o segundo estilo de mineralização é referido como pretérito, e é representado por quartzo stockwork piritoso nas zonas onde o dacito recebeu grande influência hidrotermal, como silicificação, albitização e sericitização.

A maioria dos veios mineralizados ocorrem nas proximidades ou ao longo dos contatos entre litologias com forte contraste de competência, particularmente na presença de sedimentos carbonosos (Freitas Silva & Coelho, 1993). Para Silva & Rocha Neto (1993) as mineralizações auríferas do Rio Itapicuru estão diretamente relacionadas à evolução metamórfica da sequência supracrustal, porém consideram como metalotectos importantes (1) a influência de um evento metamórfico hidrotermal de fundo oceânico (evento M1 de Silva, 1984); (2) a formação de zonas de cisalhamento anteriores ao pico de metamorfismo; (3) o zonamento metamórfico de transição fácies xisto verde-anfibolito; (3) a presença de corpos intrusivos concomitantes ao pico de metamorfismo, balizando as zonas de cisalhamento; e (4) a presença de rochas ricas em óxidos e / ou silicatos de Fe ou de rochas ricas em material carbonoso.

2.2.1 - O CORPO H - Arcabouço Geológico

O Corpo H, anteriormente designado de Antas III, está situado na porção centro - oeste da área do depósito (Fig. 2.2), onde posiciona-se na interface entre uma rocha sub-vulcânica de composição dacítica a riodacítica a Leste e um pacote de metasedimentos, representados por filitos maciços, com intercalações carbonosas a Oeste. Associado a este pacote metassedimentar, o Corpo H é balizado por uma camada contínua de matéria carbonosa (Fig. 2.3; Fotos 2.1 e 2.2).

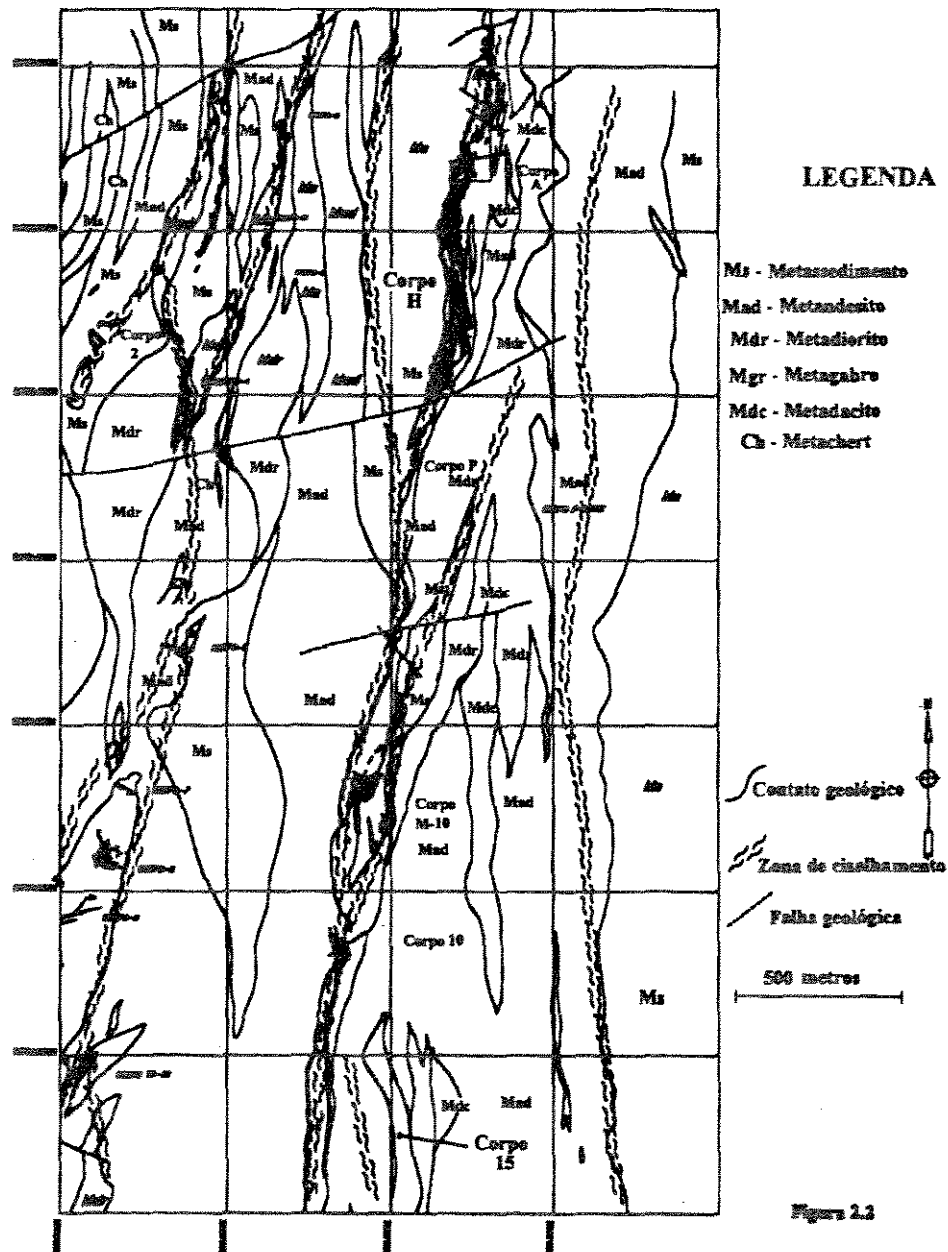


Figura 2.2 - Mapa geológico da porção centro-leste da Mina de Fazenda Maria Preta.
(Modificado da CVRD, 1993)

Toda a sequência possui uma clivagem penetrativa, paralela ao S_0 , sempre com direção N-S. Até o momento, este corpo é o mais extenso, chegando a atingir mais de 70 metros de comprimento, como também é o que oferece maior teor dentre todos os demais corpos que compõem o depósito de FMP. Ao longo das frentes de lavra, o Corpo H apresenta uma geometria predominantemente tabular, com espessura variando entre 0.5 a 3 metros aproximadamente, e praticamente não registra mudanças geométricas ou texturais consideráveis (Foto 2A).

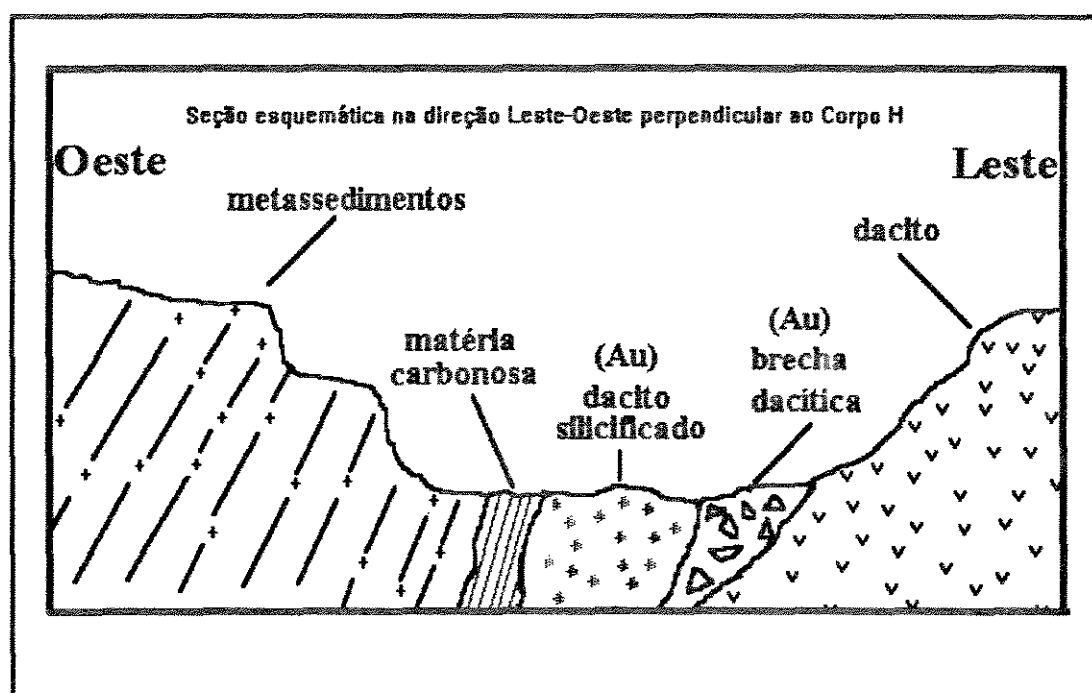


Figura 2.3 - Perfil esquemático representando uma frente de lavra do Corpo H, com as principais unidades litológicas (sem escala).

A mineralização aurífera hospeda-se em porções silicificadas e brechadas do dacito, que são denominadas informalmente no campo pelos geólogos da mina de dacito silicificado e brecha dacítica, respectivamente.

2.2.2 - Dacito Silicificado

O dacito silicificado caracteriza-se por ser uma rocha leuco-mesocrática, azulada, muito fina, o que lhe confere um aspecto homogêneo, embora existam alguns fenocristais

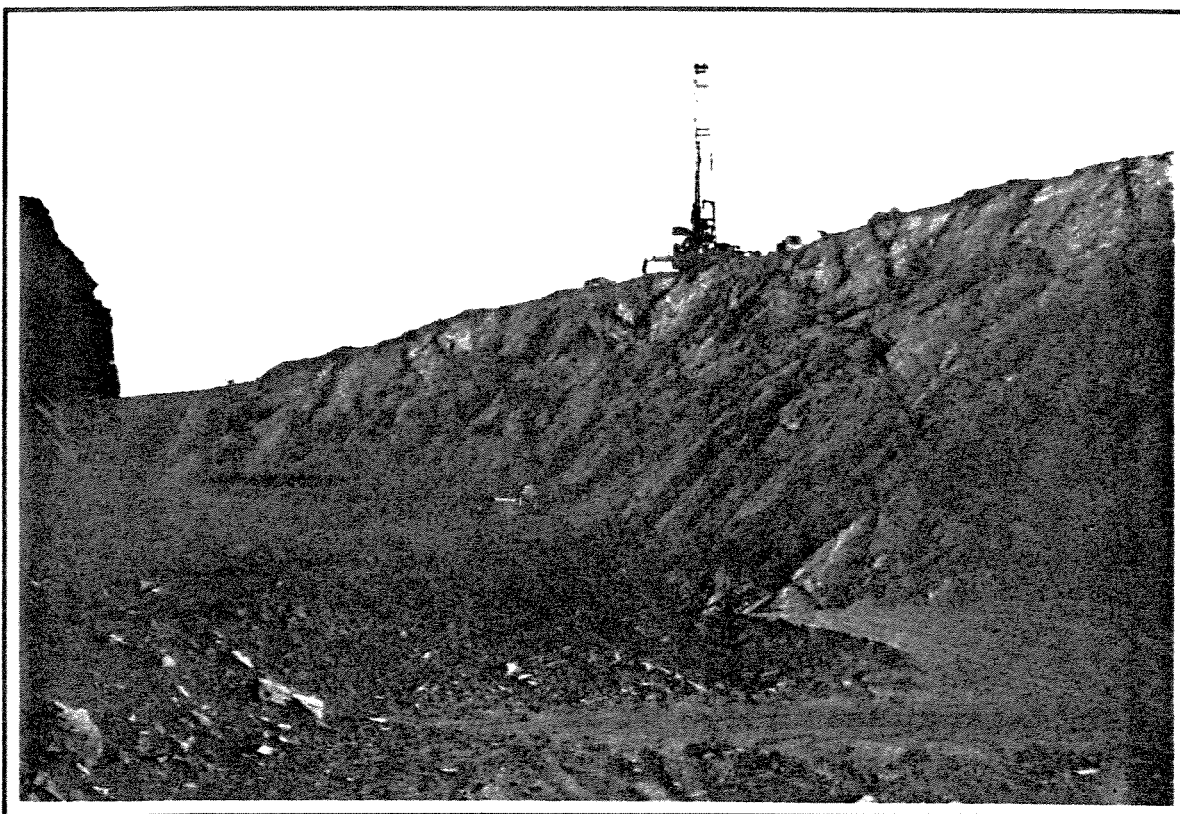


Foto 2.1 - Vista parcial do Corpo H destacando parte do corpo de dacito.

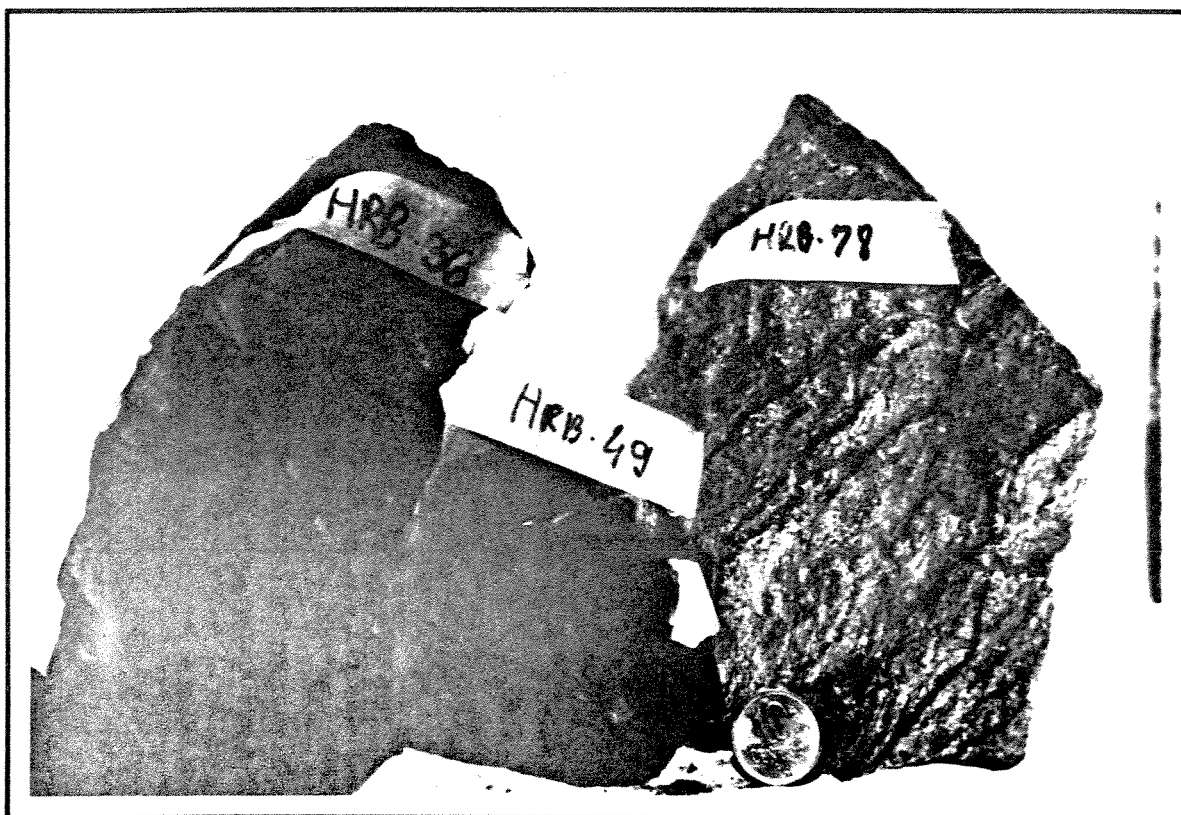


Foto 2.2 - Amostras de mão correspondentes à brecha riódacítica (HRB 36 e 49) e ao riódacito (HRB78).

xenomórficos muito finos, esbranquiçados a amarelados, que se espalham indiscriminadamente na matriz da rocha. Juntos a estes fenocristais posicionam-se caoticamente na matriz, cristais sub-euédricos muito finos de sulfetos (Foto 2.3). As evidências de um processo hidrotermal tardio é verificado pela presença de veios e vênulas disarmônicas de quartzo, de cor azul escuro, as quais conferem ao litotipo a denominação atual de riodacito silicificado.

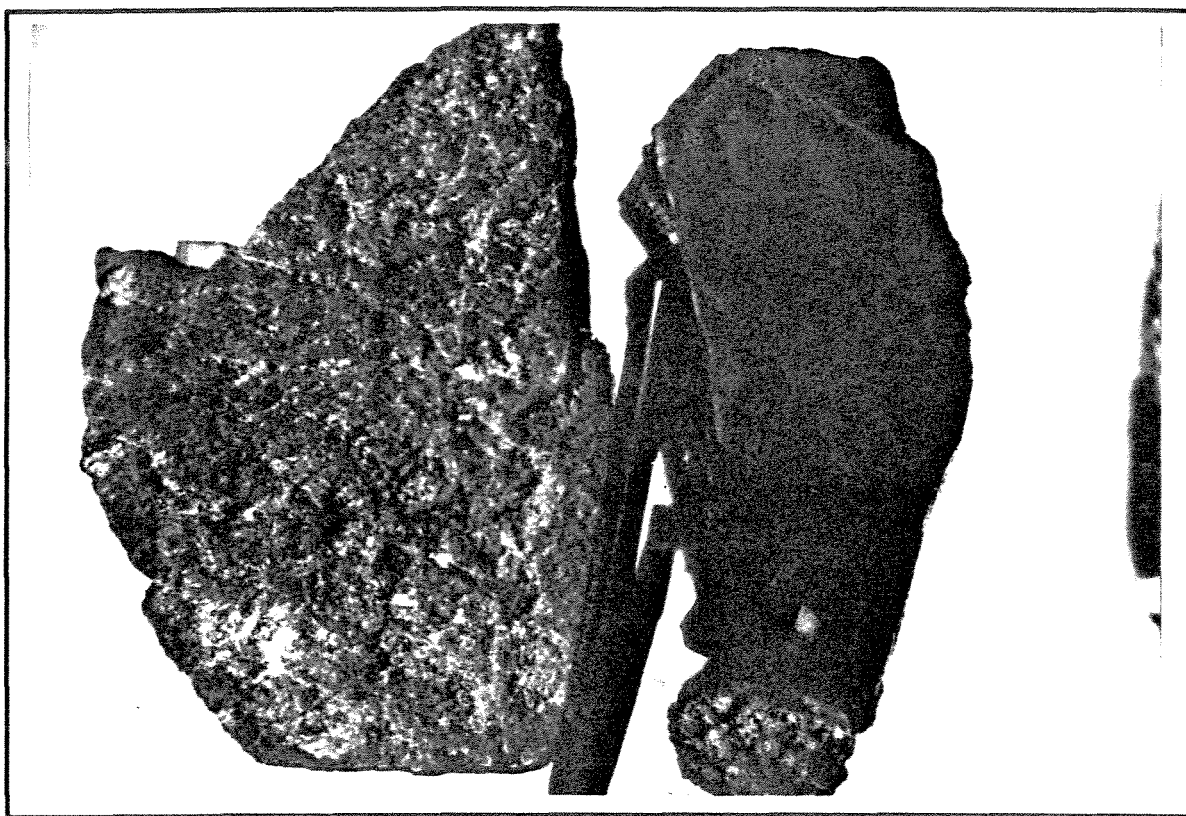


Foto 2.3 - Amostras do par mineralizado dacito silicificado (esquerda) e brecha dacítica (direita).

Em termos petrográficos trata-se de uma rocha fírica a ortofírica, constituída predominantemente por fenocristais de plagioclásio e quartzo, em ordem de abundância, imersos em uma matriz felsítica de mesma composição, que as vezes pode formar um mosaico monominerálico de plagioclásio (Foto 2.4). Como minerais acessórios, a rocha apresenta ilmenita, rutilo, microlitos de carbonato e, localmente epidoto, estes últimos talvez derivados do processo metamórfico-hidrotermal a que a rocha foi submetida. A rocha é seccionada por veios que se alternam composicionalmente entre quartzo, albita e carbonato, as vezes acompanhados por pirita. Finalmente, a rocha apresenta cristais euédricos a sub-euédricos de arsenopirita (Foto 2.5)

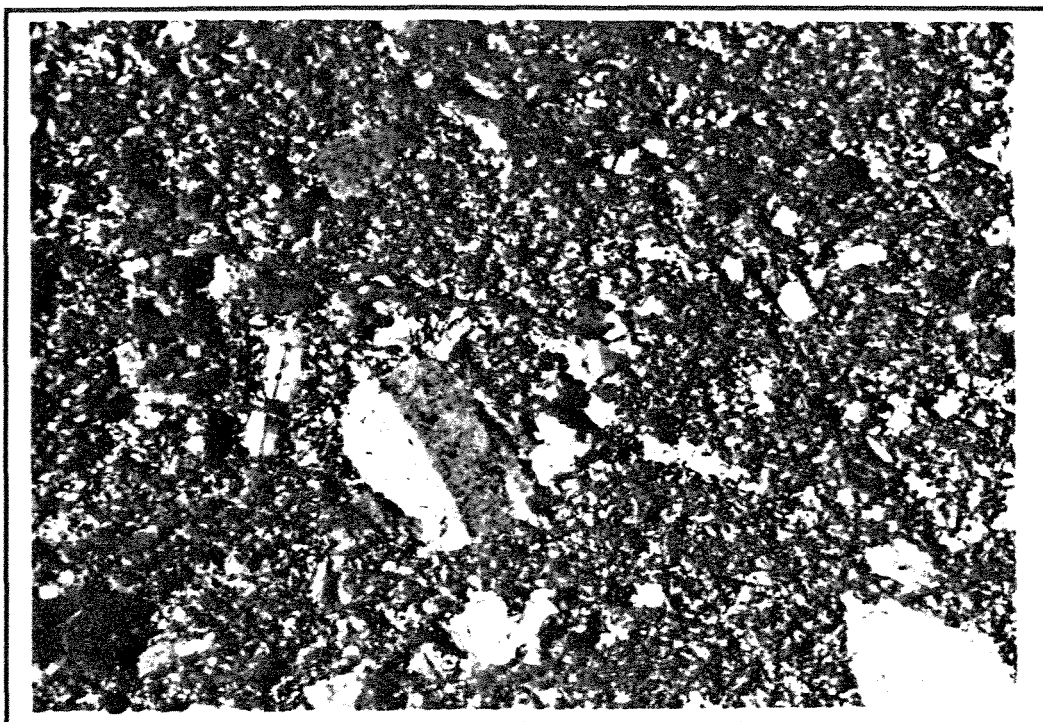


Foto 2.4 - Fotomicrografia do aspecto textural do dacito silicificado hospedeiro da mineralização aurífera no Corpo H. Os fenocristais euedrais a subeuedrais de albita flutuam numa matriz felsítica, que lhe confere um arranjo textural que varia de ortofírica a localmente glomeroporfírica (amostra HRB 81, x5).

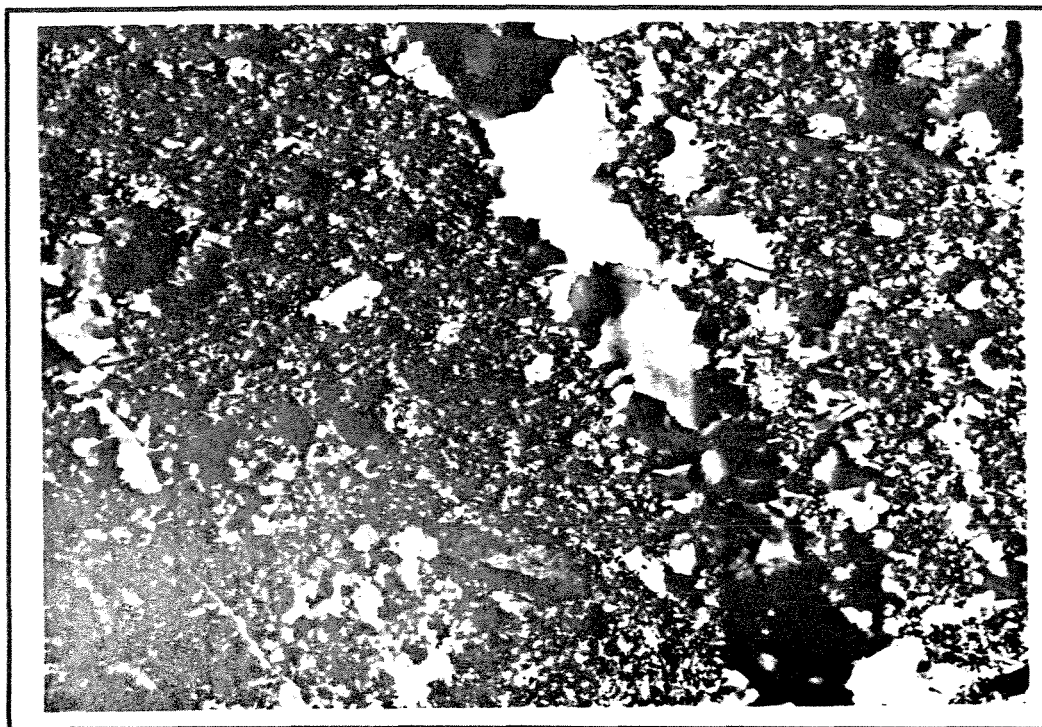


Foto 2.5 - Fotomicrografia mostrando a distribuição espacial das arsenopiritas pelo dacito silicificado. Notar que a distribuição destes ocorre predominantemente sobre o componente matricial do que sobre os fenocristais. (amostra HRB 118, x5).

e pirita, assim como cristais anedrais de ilmenita, todos disseminados pela matriz. Com os cristais de sulfetos encontra-se frequentemente ouro associado.

Os fenocristais são muito finos (500-700 μm) e na grande maioria apresentam geminações segundo as leis de albita, mas geminações Carlsbad e Manebach podem ser observadas, sendo esta última a mais rara. Pelos estudos de microsonda eletrônica realizados por Xavier (1991), não ficam dúvidas da sua composição essencialmente albitica ($\text{Ab}_{97} \text{An}_{03}$ a $\text{Ab}_{99} \text{An}_{01}$). Os poucos fenocristais de quartzo aparecem de forma muito esparça, geralmente com formas arredondadas a sub-arredondadas, o que sugere um processo reativo de absorção e dissolução com a matriz da rocha.

Como indícios de deformação destacam-se o curvamento das maclas e a geminação em chamas ou acunhada dos fenocristais de albita, assim como a ocorrência de textura *pull-apart*, com o plano da distensão recristalizado, nestes cristais. Por outro lado, por ser muito fina, a matriz deformada forma mosaicos isogranulares com contatos difusos. Outras evidências da deformação na rocha são os cristais de quartzo de veio, alguns dos quais apresentam extinção *patchy*, com os contatos lobados, enquanto que outros mostram nucleação de subgrãos ao longo das bandas de deformação.

O metamorfismo regional da fácies xisto verde não parece ter promovido grandes mudanças texturais no dacito silicificado, expressando-se através de alterações muito localizadas. As poucas evidências incluem a formação de pequenas ripas de sericita em fenocristais de albita, agrupadas de forma indiscriminada ou as vezes sub-orientadas dentro dos mesmos, assim como microlitos de carbonato e, subordinadamente, epidoto. Este último aparece de forma bastante restrita, ao passo que os microlitos de carbonato chegam até formar agregados de grãos euedrais a sub-euedrais dispersos preferencialmente na matriz, e em íntima associação com as fases sulfetadas (Foto 2.6).

2.2.3 - Brecha Dacítica

Localmente, o dacito está irrigado por uma pronunciada venulação de quartzo, em padrão entrelaçado. Os clastos dessa rocha são geralmente angulares e de pequeno tamanho, e seus contatos com as vênulas são difusos. Aparentemente, também ocorre percolação de material ferruginoso. Em termos petrográficos, o aspecto pseudo-brechoide macroscópico não fica claro. Aqueles clastos de dacito são o produto da infiltração de material ferruginoso, a qual as vezes resulta em contornos acunhados (Foto 2.3). Em microescala (Foto 2.7), é visível que este

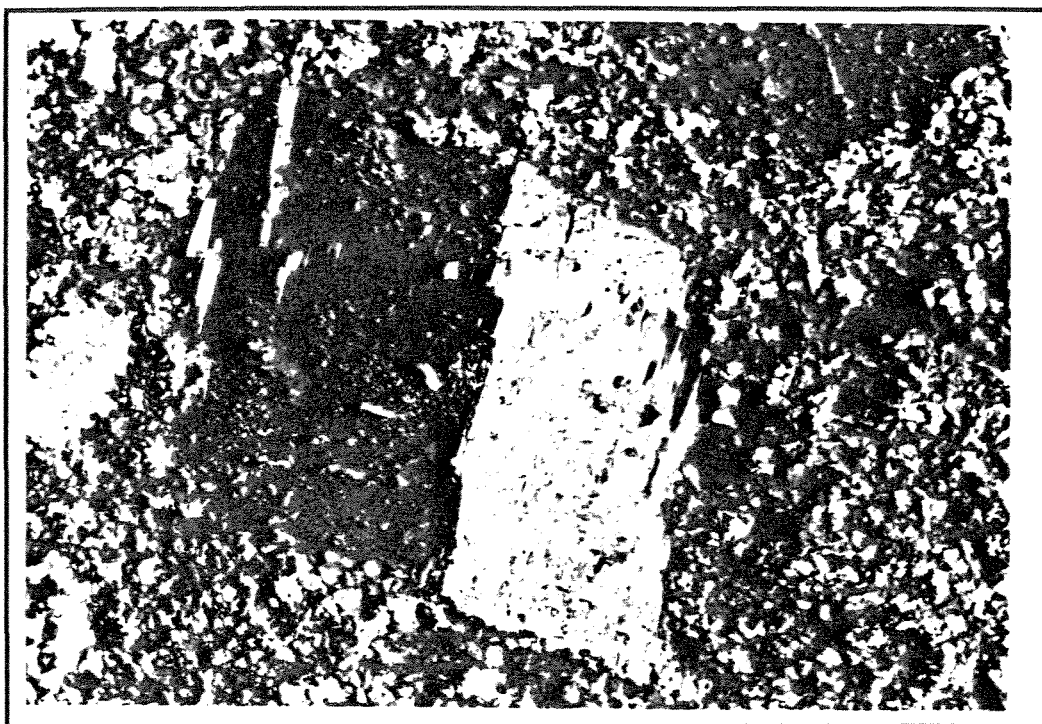


Foto 2.6 - Fotomicrografia de fenocristal de albita contendo ripas caoticamente distribuidas de sericita, e pequenos microlitos de epidoto e carbonato (amostra HRB 81, x10).

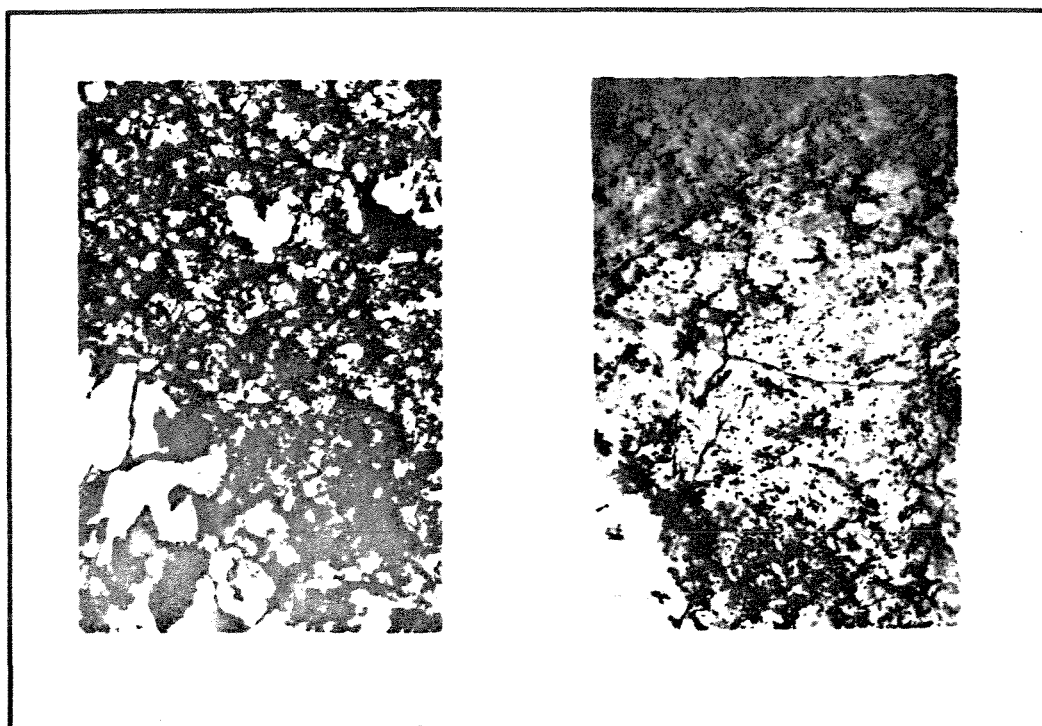


Foto 2.7. - Fotomicrografia mostrando o cimento de hidróxidos e carbonato que conferem à rocha um aspecto macroscópico pseudobrechóide bem diferente (amostra HRB 49, x10).

material penetrou na rocha através das fraturas nas albitas e nos veios de quartzo.

2.2.4 - Dacito

Em amostra de mão, o dacito é uma rocha leucocrática, de cor bege alaranjada, com uma textura que varia de maciça, afírica, até localmente microporfírica, com os fenocristais subeuédricos de quartzo esfumado. Em porções onde o cisalhamento de caráter rúptil-dúctil foi mais intenso, a foliação torna-se penetrativa e anastomosada, com atitude variando entre 300° - $330^{\circ}/45^{\circ}$. Este padrão anastomosado pode isolar lentes da rocha com feições primárias ainda preservadas. Nestas porções cisalhadas o dacito passa a ter características de clorita-sericita xisto e apresenta um maior aporte de veios e vênulas de quartzo e carbonato, concordantes ou não com a foliação (Fotos 2.1 e 2.2).

De uma maneira geral, o dacito constitui-se de fenocristais de albita e muito subordinadamente quartzo, imersos em uma matriz de mesma composição mineralógica, porém com várias porções foliadas ditada pelo arranjo penetrativo da sericita (Foto 2.8).



Foto 2.8. - Fotomicrografia correspondente ao dacito. Observa-se a formação de níveis sericíticos compactos, bem finos, que se anastomosam na presença um fenocristal de albita resistata. Na borda inferior esquerda pode-se notar um fenocristal de quartzo fraturado. Notar, também, que há pequenos filamentos de opacos que acompanham o traçado da foliação (amostra HRB 29, x5).

Os fenocristais de quartzo aparecem de forma isolada com geometria esférica, mostrando extinção variante desde *patchy* até brusca, o que dependerá da intensidade da deformação aplicada em cada setor. Essa forma arredondada pode estar associada à reação absorção-dissolução com o componente matricial (Sial & McReath, 1984).

Os fenocristais de albita, com dimensões de 500 a 700 μm , aparecem ora em aglomerados, ora isolados, e normalmente contêm pequenas ripas de sericita caoticamente espalhadas. Todo este contexto mineral é banhado por agregados de carbonato e hidróxidos, juntamente com opacos localizados, fato que fica melhor registrado na matriz.

Disso, é notório ressaltar que esta rocha corresponde ao dacito silicificado, porém com a extrema diferença provocada pela foliação, que ao mesmo tempo, deve ter provocado esses agregados de hidróxido, e subordinadamente, carbonato. Localmente os agregados de hidróxido mostram uma orientação preferencial quando injetados ao longo de microfraturas (Foto 2.9). Vênulas com quartzo, carbonato, albita e, muito localizadamente, apatita, são frequentes recortando a matriz do dacito.

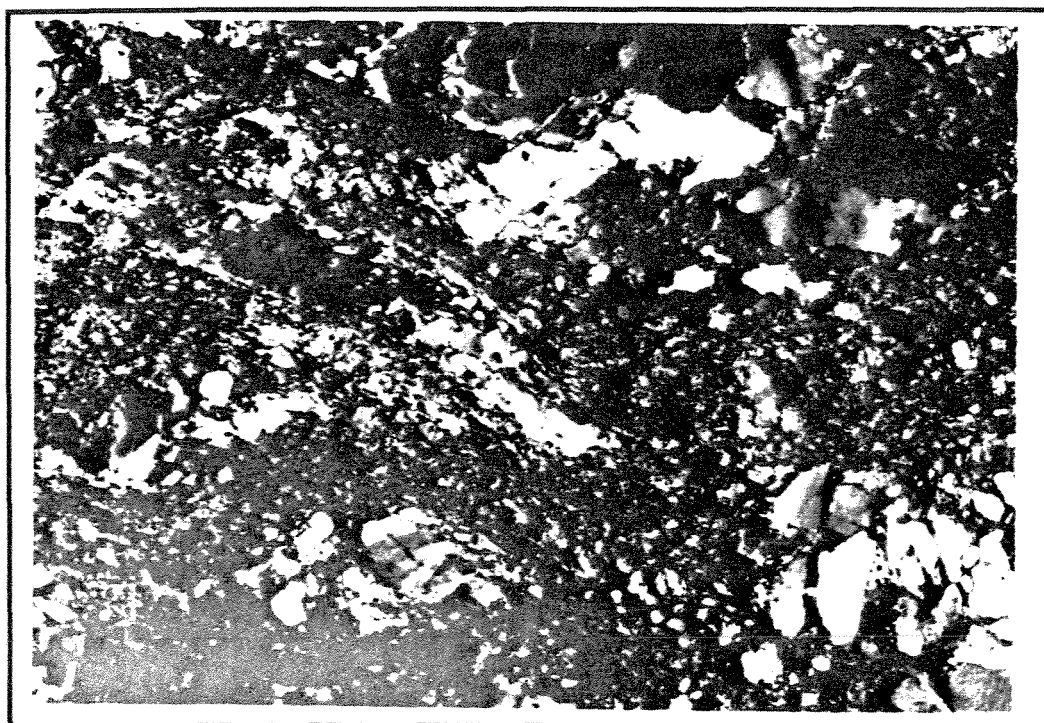


Foto2.9. - Fotomicrografia mostrando a ocorrência de material ferruginoso juntamente com agregados carbonáticos (cor ocre) que penetram os veios e a matriz do dacito. Esta injeção desse material é responsável pela aparência da brecha dacítica (amostra HRB 30, x 10).

Portanto, estas observações mostram que o dacito representa o equivalente cisalhado do dacito silicificado.

Embora as características macroscópicas (cor, texturas e estruturas) do dacito, brecha dacítica e dacito silicificado venham a diferir consideravelmente, pelas observações em microescala pode-se dizer que trata-se do mesmo litotipo, mas variavelmente modificado. Decorrente desse efeito cisalhante, houve a percolação e consequente infiltração do material ferruginoso a partir do domínio de maior ductilidade (dacito; Fig. 2.3), a qual, macroscopicamente, inflitiou à rocha um caracter a pseudo-brechóide.

Resumidamente, a passagem do dacito silicificado para o dacito não acarreou substanciais variações mineralógicas, mais sim houve modificações no aspecto textural da rocha como um todo.

Assim, pelo apresentado até agora, o que mais ressalta é que o dacito silicificado (mineralizado) é composto por um arcabouço cristalino praticamente monomineralico, isto é, a sua fase mineral primária é constituída essencialmente por albita, e subordinadamente por quartzo, sem minerais ferromagnesianos ou secundários. Composições essencialmente albiticas caracteriza os albititos (Le Maitre *et al.*, 1989). A textura mais comum que predomina nestas rochas é a equigranular a inequigranular (Schwartz, 1992; Witt, 1992). Isto contrasta com a textura de microporfirítica a glomeroporfirítica do dacito silicificado. Por outro lado, os albititos tem sido considerados filões associados a alteração hidrotermal, portanto geralmente são corpos de pequeno porte, mesmo que as vezes chegando a ter dimensões métricas (Couture & Pilote, 1993). A espessura do pacote que conformam o dacito silicificado e o dacito (± 20 ms) é também um outro fator que se confronta com a ideia de albitito.

Portanto, por todas essas implicações e considerações, o dacito silicificado tem a sua composição modal correspondente a de um álcali-feldspato sienito, classificação baseada no IUGS (Le Maitre *et al.*, 1989).

2.2.5 - CORPOS FILONARES DE METADIORITOS

Na área do depósito de FMP, ocorrem ocasionais exposições de filões máficos, mapeados como o equivalente cisalhado dos metadioritos. Porém, esses diques tem sido chamado informalmente de lamprófiros, e em muitos dos casos, ocorrem em íntima relação espacial com as zonas de minério, as vezes chegando até corta-las (Figueiredo, Guedes, Abreu, com. verbal).

Uma de suas ocorrências mais expressivas está situada no mesmo *trend* mineralizado do Corpo H, mais ao sul, particularmente na sua porção mais meridional (Corpo 15; Fig.2.2). Neste local, o corpo do metadiorito encontra-se no contato entre rochas metavulcânicas intermediárias e um pacote de metasedimentos. Aqui aflora em forma de dique, meso-melanocrática, de cor verde-ocre, com um aspecto predominantemente friável, mas as vezes maciça (Foto 2.10).

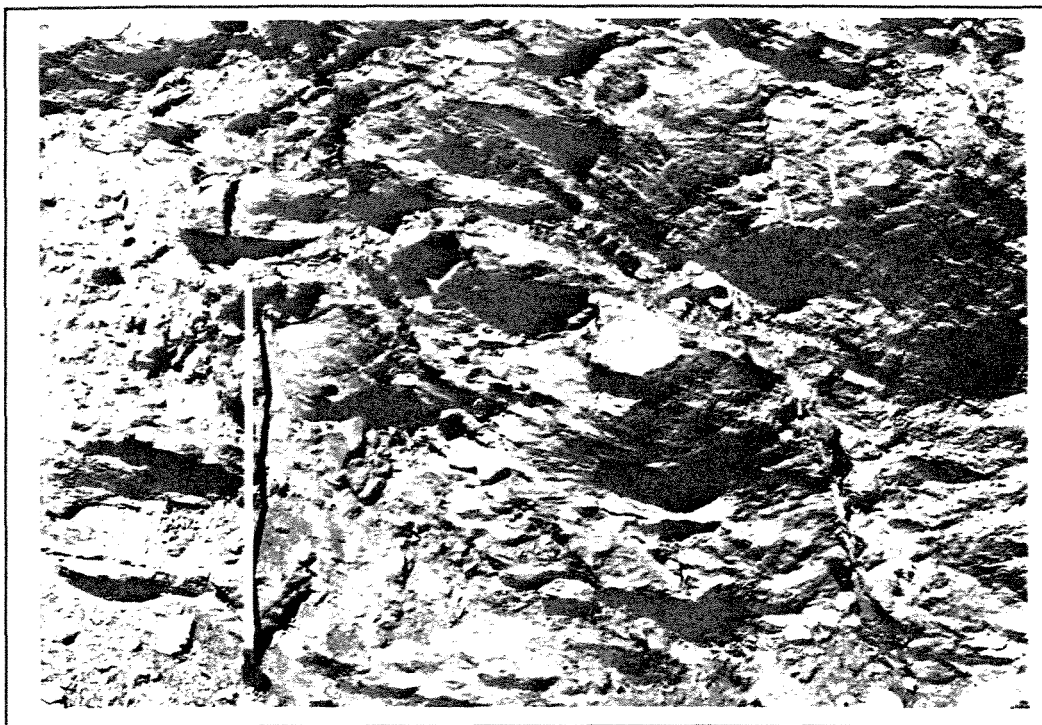


Foto 2.10. - Modo de ocorrência de um corpo de metadiorito cisalhado na lateral da lavra do Corpo 15. Escala da trena é de 1 metro.

A mesma se caracteriza por ter cristais micáceos placóides, alguns orientados no plano da foliação. Estes cristais se caracterizam por ter uma cor marron, e flutuam numa matriz fina (Foto 2.11).

Os efeitos do cisalhamento imprimiram-lhe uma foliação penetrativa, contínua, com atitude N40-60°E/270°. A alteração intempérica imposta dificultou uma melhor observação de outras características da rocha, assim como limitou a escolha entre amostras.

— Quanto aos aspectos petrográficos, trata-se de uma rocha holocristalina, formada por uma matriz bem fina, exibindo um *fabric* foliado, e com fenocristais micáceos euedrais, muitos

deles contidos no plano da foliação. Todo esse arranjo cristalino lhe confere uma textura predominantemente panidiomórfica a, subordinadamente, alotriomórfica.

Todo este arcabouço cristalino está indiscriminadamente coberto por agregados finos de hidróxidos, junto com carbonato, e esporadicamente biotitas muito finas, talvez produto da alteração a que foi submetido (Foto 2.12).

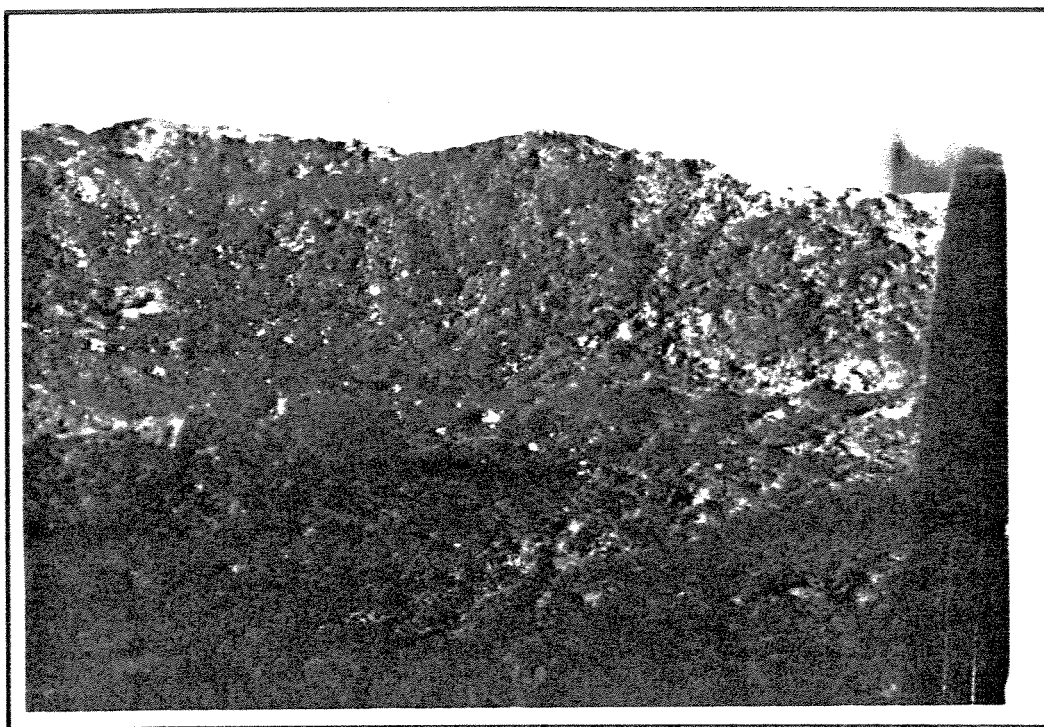


Foto 2.11. - Aspecto mais detalhado do metadiorito do corpo 15, na qual é possível se observar a abundância e a distribuição das placas micáceas escuras, que flutuam numa matriz muito fina.

Com base somente nas características óticas não foi possível identificar mais precisamente o tipo de filossilicato ferromagnésiano, ou seja, se biotita ou flogopita. Os fenocristais possuem uma birrefringência média, pleocroísmo intenso, variando de marrom escuro até bege claro, e ocasionalmente estão alterados para clorita magnésiana. Apresentam o núcleo amarelado até incolor, ao passo que a periferia mantém a sua cor natural, o que talvez indique uma variação composicional indicativa da própria evolução do magma (Foto 2.13). Em algumas seções basais poligonais é possível se distinguir um sutil zonamento (Foto 2.14), característica de rochas com alto teor de voláteis, como as lamprofíricas (Bourne & Bossé, 1992). Em corte

subparalelo à foliação pode-se notar sobre os fenocristais micáceos os efeitos da deformação, com a presença de *kink bands*.

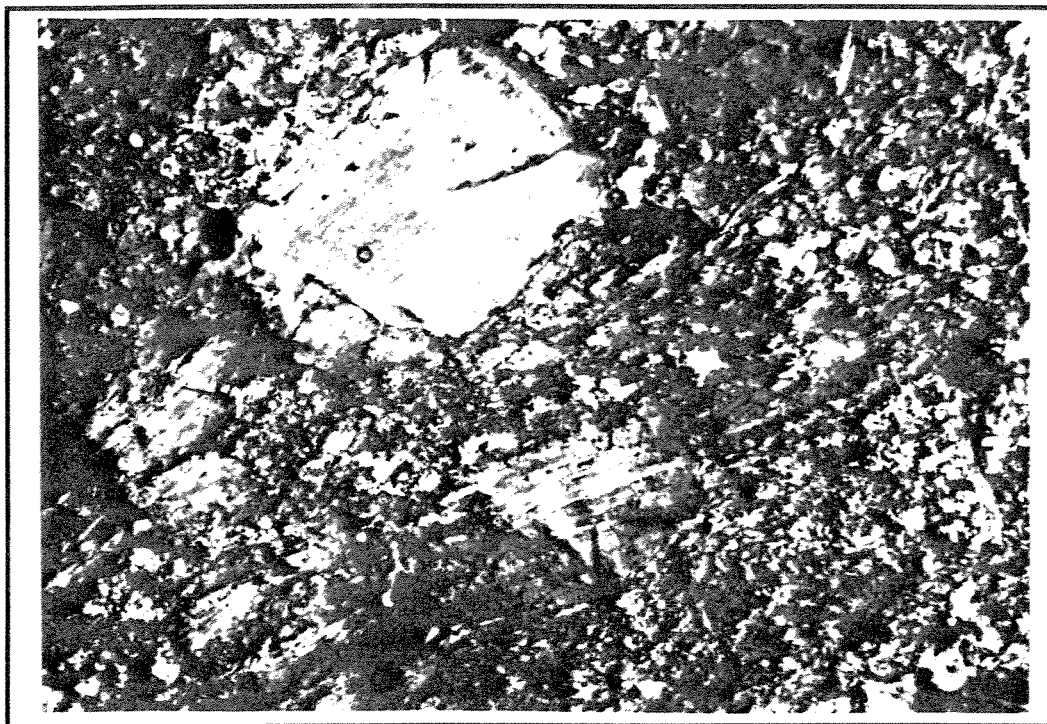


Foto 2.12 - Microfotografia do metadiorito cisalhado do corpo 15, onde se observam aglomerados de micas euédricas inseridas numa matriz muito fina composta por feldspato alcalino, plagioclásio e muito raramente quartzo. Finas massas micáceas também se espalham pelo litotipo. Notar que todo este arcabouço cristalino está banhado por agregados de carbonato e hidróxidos, muito provavelmente derivados de alguma manifestação metassomática tardia (amostra LAMP 02, x 2,5. tamanho das micas 3-4 μm).

A matriz da rocha é constituída principalmente por plagioclásio, aparentemente feldspato alcalino, e localmente carbonato e pouco quartzo, tendo como acessórios apatita e epidoto. Devido à deformação, alguns desses grãos de quartzo apresentam extinção ondulante ou por setores, e chegam a formar subgrãos.

Neste arcabouço cristalino são evidentes os vestígios de um evento posterior (metamórfico-hidrotermal). Dentre esses vestígios ressalta-se o crescimento localizado de opacos paralelos à direção da foliação, agregados finos de carbonato e hidróxido, assim como também vênulas de carbonato, muitas delas subparalelas à foliação, que seccionam os fenocristais micáceos (Foto 2.15).

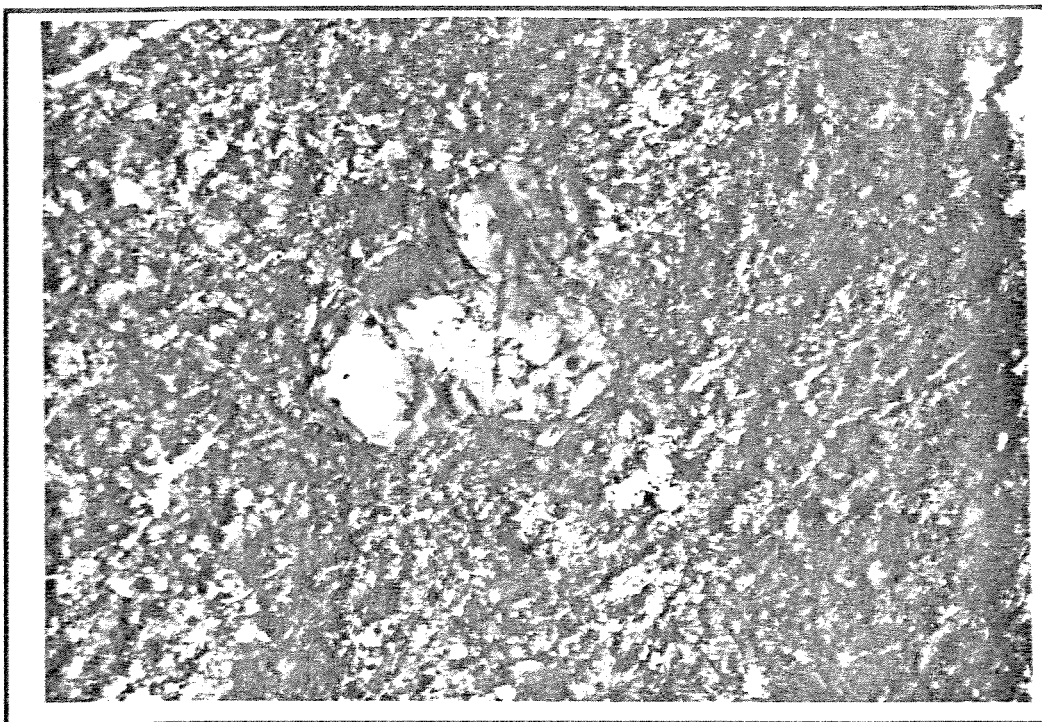


Foto 2.13 - Aspectos dos fenocristais micáceos (flogopita ou bitotia) encontrados no metadiorito cisalhado do corpo 15. Notar a diminuição de coloração de sua parte central, muito possivelmente atestando para uma composição diferente do que as bordas. (amostra LAMP 01, x2,5).

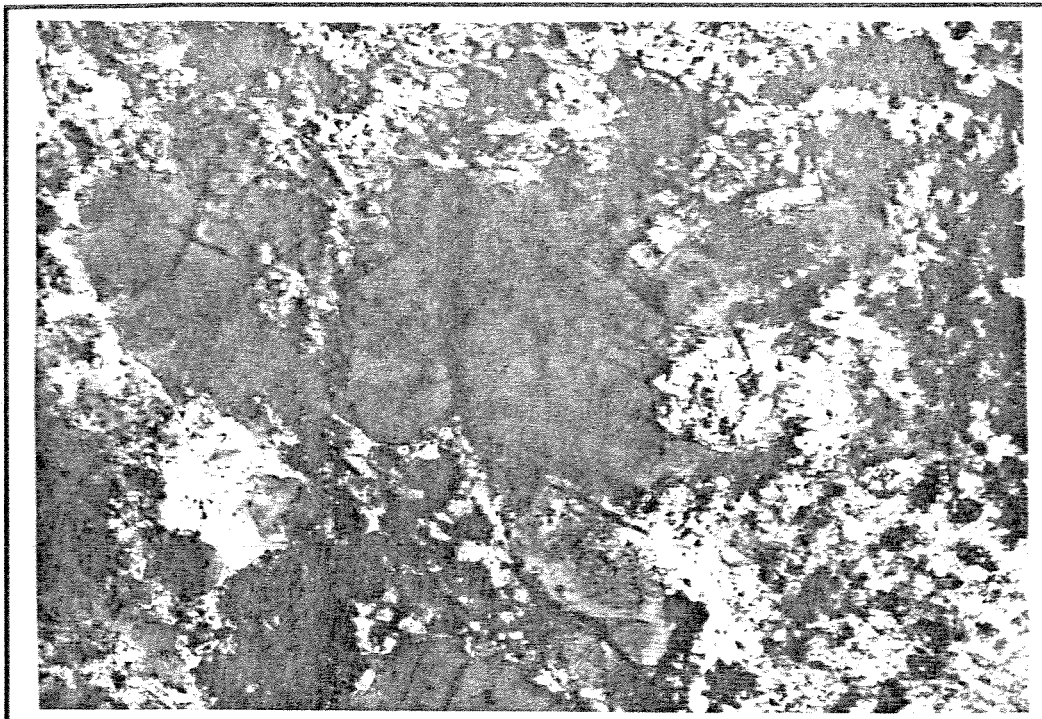


Foto 2.14. - Seção basal poligonal de um cristal de mica corroído, sutilmente zonado, feição comum em rochas lamprófiricas. Os agregados escuros que circundam os fenocristais são carbonato e hidróxidos (x10, mica 2 μ m).

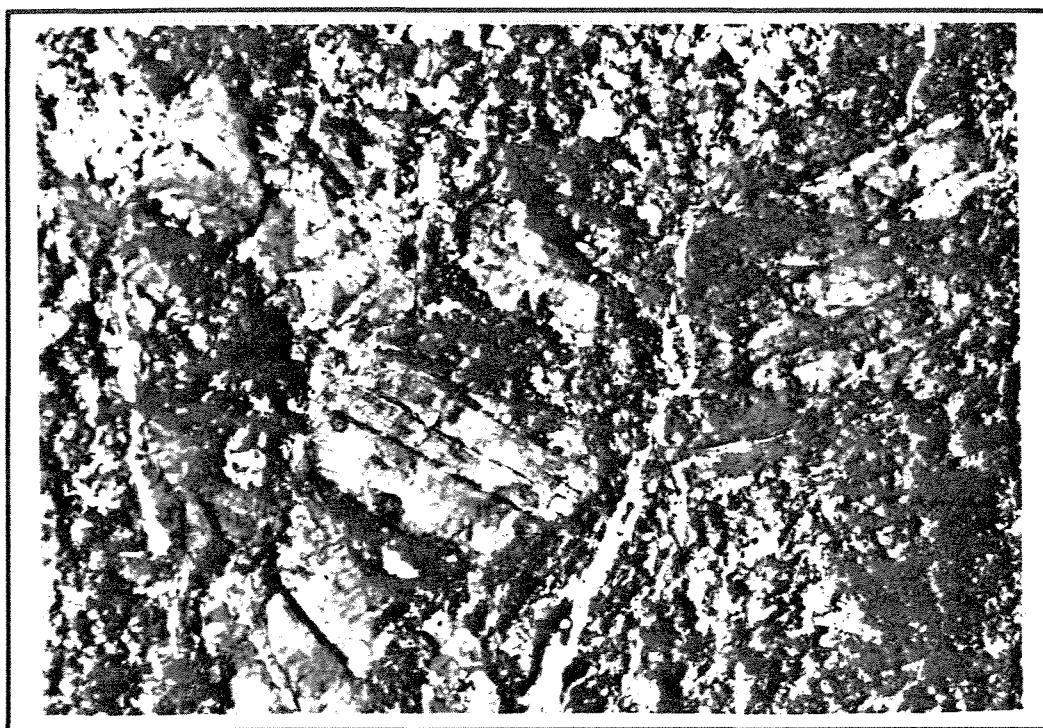


Foto 2.15. - Fotomicrofotografia de micas (5 µm) fraturadas e percoladas por pequenas vênulas de carbonato. Notar o bom número de agregados de hidróxidos (material escuro) (amostra LAMP01, x2,5).

De acordo com as características originais acima expostas, além das macroscópicas e pelo seu modo de ocorrência, este litotipo não se enquadra como uma rocha de natureza diorítica. O tipo de textura corresponde a uma rocha lamprofirica. Dentre a família destas, pelo predomínio modal da mica sobre o anfibólio e, aparentemente, do feldspato alcalino sobre o plagioclásio, a rocha pode ser classificada como um minette (Le Maitre *et al.*, 1989). Porém, a partir do recente trabalho de classificação, recomenda-se que se as fases micáceas fossem flogopitas, o termo mais adequado passaria a ser álcali-minette (Wooley *et al.*, 1996). Como apontado anteriormente, diante a impossibilidade de se definir mais apuradamente a composição dos fenocristais micáceos, o termo aqui adotado é minette.

2.3 - DEPÓSITO AURÍFERO DE MARI

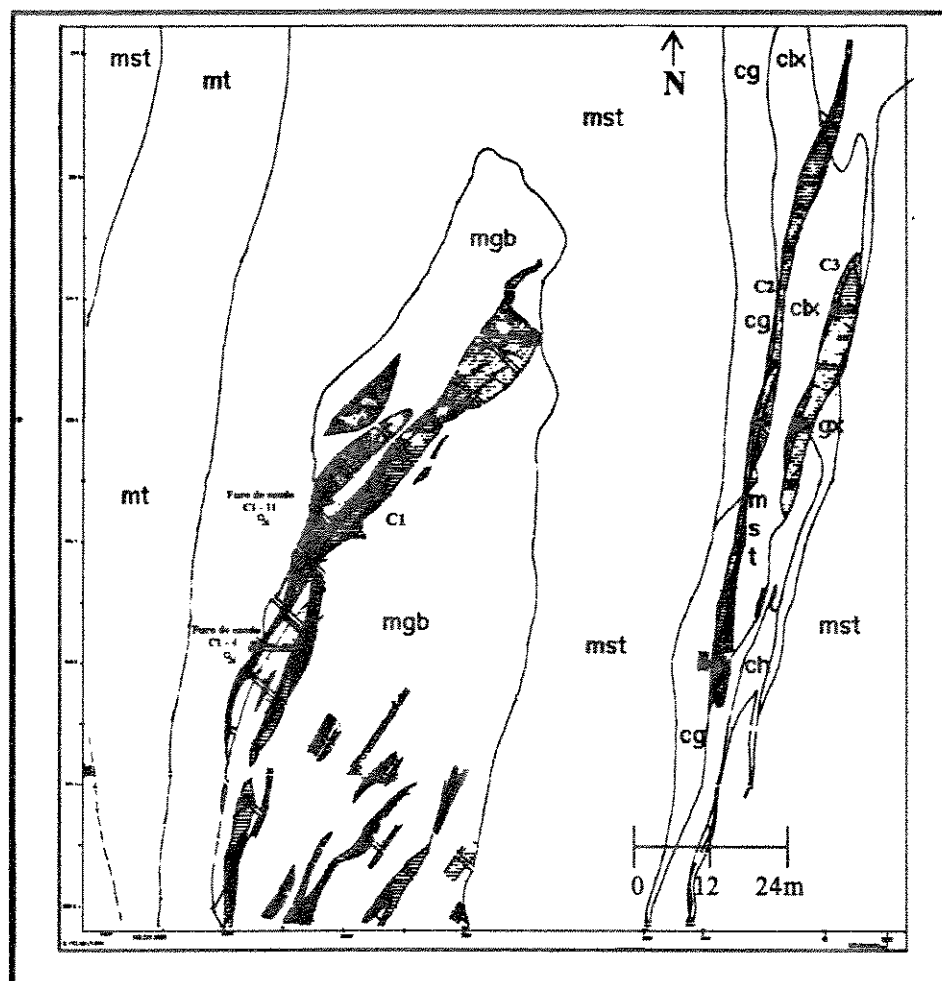
2.3.1 - Unidades Litológicas e Tipologia da Mineralização

O depósito aurífero de Mari (MR), juntamente com o de FMP, faz parte de um conjunto de depósitos associados a zonas de cisalhamento regionais N-S no setor centro-norte do *greenstone belt* do Rio Itapicuru (Fig. 2.1).

A seqüência de supracrustais na área do depósito está representada principalmente por sedimentos pelíticos que envolvem faixas com disposição espacial N-S de rochas piroclásticas félsicas e máficas, contendo níveis de grauvacas, pelitos carbonosos, mármore, conglomerados e chert, além de uma intrusão hipoabissal de composição máfica, catalogada como microgabro (Docegeo, 1986; Fig. 2.4).

De acordo com os trabalhos desenvolvidos por Docegeo (1986), o depósito MR é composto por cinco corpos mineralizados, denominados de C1, C2, C3, C4 e C5, alinhados subparalelamente entre si e aproximadamente ao longo dos contatos litológicos. As mineralizações de ouro dos corpos C2, C3 e C4 encontram-se balizadas por piroclásticas (cloritizados) e pelitos carbonosos, ao passo que o corpo hipoabissal máfico, chamado de microgabro, hospeda a mineralização aurífera do Corpo C1, a principal do depósito (Fig. 2.4). Em todos os corpos de minério, a mineralização aurífera encontra-se geralmente associada a veios de quartzo, com albita e carbonato concordantes com a foliação (Docegeo, 1986).

No Corpo C1, em particular, os principais intervalos mineralizados localizam-se onde a foliação é mais acentuada e onde ocorre a maior incidência de veios de quartzo-albita-carbonato. Esses veios auríferos assumem um padrão *en echelon* de direção NE-SW e mergulho 45° NW. Alves da Silva & Matos (1991) atribuem a sua formação ao desenvolvimento de fraturas de extensão do tipo "T" geradas durante a deformação, quando o diabásio experimentou um comportamento mais rígido no interior do pacote mais plástico de sedimentos. Uma forte alteração hidrotermal encontra-se impressa no microgabro, representada pelo decréscimo no conteúdo de clorita e aumento de carbonato, sericita e quartzo em direção as zonas mineralizadas. A paragénese da mineralização é dominada pela goethita, proveniente da alteração da pirita, e o Au ocorre no seu estado nativo em grãos microscópicos, alocados em fraturas, tanto nas piritas/goethitas, quanto no quartzo dos veios (Docegeo, 1986).



LEGENDA

mt - metatufos de cristais	C1, C2 e C3 - corpos mineralizados
mst - metassedimentos fino a grosso	
cg - metaconglomerado a metagrauvaca	Escala 1:1200
gx - grafita xisto a metapelitos	
ch - metachert	Modificado da CVRD/DOCEGEO
clx - clorita xisto	Distrito Leste - Projeto Mari
mgb - microgabro	

Figura 2.4 - Mapa geológico do depósito Mari, com a localização dos principais corpos de minério C1, C2, C3, C4 e C5. Modificado de DOCEGEO (1986).

2.3.2 - Microgabro

Com base na descrição de cinco furos de sondagens (FMC1-4, 5, 11, 14 e 15) foi possível reunir as principais características petrográficas (escala macro e microscópica) do microgabro hospedeiro do Corpo C1.

O microgabro compõe um pacote de espessura variável, que varia entre 16,00 e 49,00 metros. Observando-se sua morfologia em mapa (Fig. 2.4), assim como o seu paralelismo e contato brusco com as rochas encaixantes, tal litotipo aparentemente mostra um aspecto do tipo "sill". A rocha tem aspecto bem homogêneo, exceto nas porções em que se registra a ação da alteração hidrotermal, principalmente nas zonas mineralizadas, nas quais ocorrem as mudanças mais significativas.

O litotipo mostra-se maciço, mesocrático (com um tom cinzento-esverdeado), de granulometria muito fina, sendo seccionado por uma foliação pouco penetrativa. Frequentemente, é entrecortado por pequenos filamentos de quartzo e carbonato (Foto 2.16).

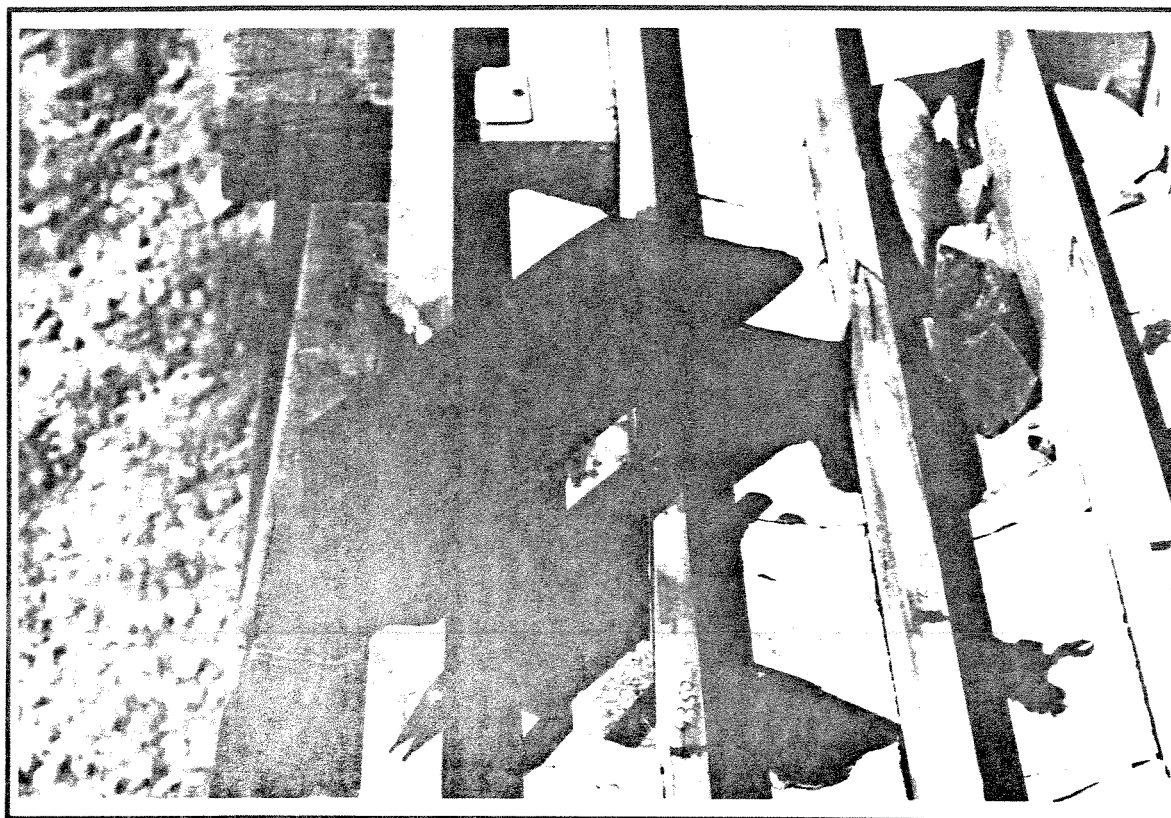


Foto 2.16 - Testemunho de sondagem do microgabro não-alterado, porém recortado por pequenas venulações quartzo-carbonáticas (amostra C1-15/49,50).

Localmente, ocorrem estruturas esféricas muito finas, compostas por um material esbranquiçado, paralelas a foliação, aparentemente atestando uma identidade primária, e não relacionadas com a alteração hidrotermal. Essas microestruturas esféricas equidimensionais que se realçam podem ser interpretadas como alvéolos ou amígdalas, o que indica um mais alto teor de voláteis, característica marcante de topo de um derrame. Níveis cloríticos e sericíticos finos aparecem dentro de algumas zonas de cisalhamento localizadas quase sempre paralelas à foliação.

Em escala microscópica, de maneira geral, a rocha mantém as suas características ígneas bem preservadas, revelando porém, vestígios dos efeitos do sistema metamórfico/hidrotermal. A sua mineralogia primária é composta predominantemente por ripas de plagioclásio (80-90%), com geminação de albita a localmente oligoclásio-andesina, com contatos intergranulares difusos entre si. A única variante desse tamanho homogêneo dos plagioclásios é que, muito localizadamente, aparecem em caráter de fenocristais. Como fases minerais subsidiárias, ocorrem clorita e biotita intersticiais, assim como opacos disseminados.

Todo esse arranjo cristalino compõe uma textura pilotáxica (Fotos 2.17), passando muito localizadamente para porções traquíticas ou, até mais raramente, para glomeroporfírica.

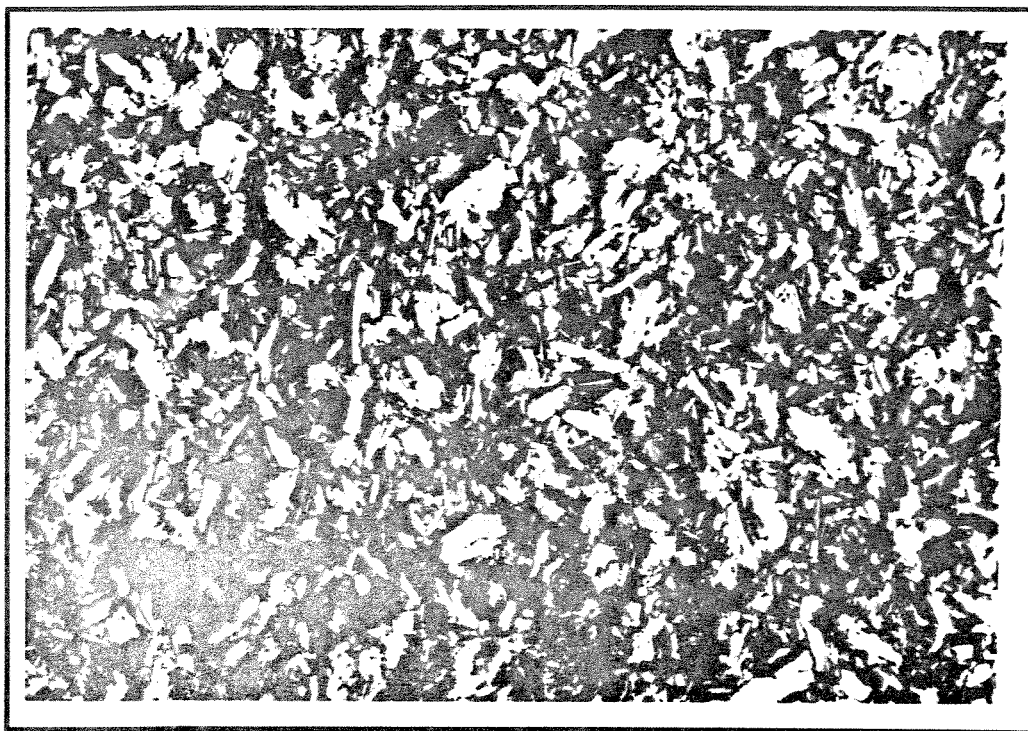


Foto 2.17 - Textura pilotáxica padrão do microgabro. Agregados microlíticos de carbonato e hidróxidos, de cores alaranjados a amarelados, estão dispersos pela rocha. (C1-11/47,10; x5).

Os dados de microsonda atestaram para os plagioclásios uma composição essencialmente albitica, alguns chegando à composição de ortoclásio (tabela 1).

Os raros fenocristais apresentam um zoneamento sintático desenvolvido sobre os cristais precoces, mantendo a sua forma euédrica, demonstrando que isso aconteceu ainda na fase de cristalização magmática. Por outro lado, ocorrem traços de exsolução, demonstrados por *blebs* de plagioclásio com geminação aparentemente de albita. Esses *blebs* possuem continuidade ótica simultânea, e cresceram seguindo a direção do plano da geminação, podendo-se deduzir daí que essa exsolução foi derivada a partir da própria evolução do magma (Foto 2.18).

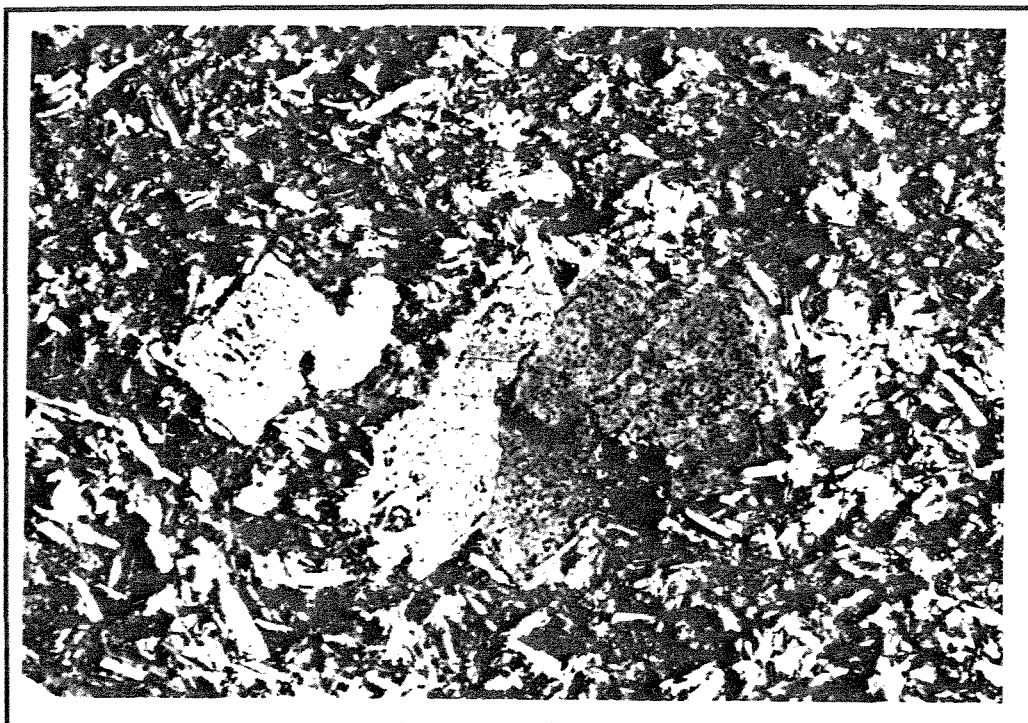


Foto 2.18- Fotomicrografia mostrando os únicos fenocristais, estes também de composição albitica, observados no microgabro. De forma euedral, possuem um zonamento periférico de mesma composição albitica, e apresentam *blebs* de albita (manchas escuras) que indicam cristalização ocorrendo no estado líquido (C1-4/21,00, x10).

Cabe ressaltar que se fosse um processo de substituição pseudomórfica entre plagioclásios, albitização, por exemplo, os *blebs* deveriam ser límpidos, e não com o aspecto turvo, como é o caso. Como feição derivada do fluxo do derrame, muito localizadamente aparecem ripas de plagioclásio encurvadas, com extinção ondulante com a direção longitudinal ao eixo maior.

Tabela 1 - Análises de microsonda correspondentes às amostras do AFT																
	C1-4feld1	C1-4feld2	C1-4feld3	C1-4feld4	C1-4feld5	C1-4feld6	C1-4feld8	C1-4feld9	C1-4feld9?	C1-11feld2 (repetido)	C1-11feld3	C1-11feld4	C1-11feld6	C1-11feld7	C1-11feld8	
Na ₂ O	10,203	10,894	9,191	10,527	10,571	10,632	8,979	10,74	10,675	11,129	13,936	9,847	10,821	10,725	10,369	10,76
SiO ₂	72,232	69,495	76,952	69,411	69,593	69,487	65,698	69,924	70,639	69,817	60,541	64,433	70,433	69,272	67,452	70,084
Al ₂ O ₃	19,389	20,227	16,841	20,437	20,158	20,153	23,192	19,946	20,388	20,287	24,973	20,461	20,028	20,109	21,072	20,45
K ₂ O	0,011	0,017	0,029	0,029	0,027	0,04	1,514	0,03	0,02	0,015	0	0,062	0,034	0,041	0,187	0,034
FeO	0,032	0,116	0,068	0,044	0,096	0,036	0,196	0,156	0,044	0,057	0	3,247	0,008	0,133	0,692	0,097
CaO	0,183	0,228	0,337	0,29	0,23	0,226	0,822	0,168	0,232	0,49	0,032	0,474	0,381	0,513	0,788	0,384
BaO	0	0	0	0,044	0	0	0,066	0,044	0,132	0	0,09	0	0	0,199	0	0,244
SrO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	102,05	100,977	103,418	100,782	100,675	100,574	100,467	101,008	102,13	101,795	99,572	98,524	101,705	100,992	100,56	102,053
Na	0,838	0	0	0	0	0,89	0,76	0,896	0,881	0,924	1,209	0,859	0,897	0,898	0	0
Si	3,06	0,91	0,739	0,88	0,884	3,002	2,87	3,01	3,006	2,989	2,709	2,898	3,01	2,991	0,875	0,891
Al	0,968	2,994	3,189	2,993	3,003	1,026	1,194	1,012	1,022	1,024	1,317	1,085	1,009	1,023	2,937	2,992
K	0,001	1,027	0,823	1,039	1,025	0,002	0,084	0,002	0,001	0,001	0	0,004	0,002	0,002	1,081	1,029
Fe	0,001	0,001	0,002	0,002	0,002	0,001	0,007	0,006	0,002	0,002	0	0,122	0	0,005	0,01	0,002
Ba	0	0,004	0,002	0,002	0,003	0	0,001	0,001	0,002	0	0,002	0	0	0,003	0,025	0,003
Ca	0,008	0	0	0,001	0	0,01	0,038	0,008	0,011	0,022	0,002	0,023	0,017	0,024	0	0,004
Sr	0	0,011	0,015	0,013	0,011	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,037	0,018
	4,876	4,947	4,77	4,93	4,928	4,931	4,954	4,935	4,925	4,962	5,239	4,991	4,935	4,946	4,965	4,939
Ab	98,947	98,754	97,814	98,328	98,647	98,596	86,097	98,962	98,691	97,539	99,872	97,02	97,889	97,185	94,888	97,87
Or	0,072	0,104	0,202	0,176	0,168	0,243	9,549	0,181	0,121	0,088	0	0,4	0,204	0,246	1,129	0,203
An	0,982	1,142	1,984	1,496	1,185	1,16	4,355	0,857	1,187	2,374	0,128	2,38	1,906	2,569	3,984	1,928
	100,001	100	100	100	100	99,999	100,001	100	99,999	100,001	100	100	99,999	100	100,001	100,001

Uma característica marcante dos níveis mais profundos é a mais abundante presença de quartzo livre intergranular, desenvolvendo microintercrescimentos granofíricos, fruto da reação com o plagioclásio em estado ainda um pouco viscoso. Destaca-se a presença localizada de agregados de quartzo angulares a bem arredondados, mono a policristalinos, alguns com possivelmente plagioclásio, cuja borda é por vezes marcada por uma solução ferruginosa. Estas estruturas possuem uma granulometria média (entre 350-500 μm), a média a grossa, entre 1000-1400 μm . Pode-se tratar de alvéolos preenchidos por quartzo, ou serem xenoclastos, mesmo não evidenciando borda de alteração. Poderiam ser também derivados do próprio processo de resfriamento do fundido, tendo como características a marcação do próprio contorno por carbonatos em padrão microlítico.

De acordo com a distribuição modal, o termo micogabro para essa rocha hospedeira da mineralização aurífera do Corpo 1 não é adequado, uma vez que a mesma insere-se no campo dos álcali-feldspato traquito (Streickson, 1976). Segundo Le Maitre *et al.* (1989), a denominação de álcali traquito corresponderia a um traquito peralcalino, com anfibólio ou piroxênios. Considerando o metamorfismo a que foi submetido, tal nomenclatura não seria de todo inválida, adotando-se o termo álcali-feldspato traquito nas seções posteriores deste trabalho, substituindo a denominação inicial de microgabro.

Das fases secundárias, os opacos são os que apresentam os efeitos mais marcantes do metamorfismo regional: exibem formas variadas, desde anedrais a euedrais, ocorrendo sobre as ripas de plagioclásio e entre elas, além de serem substituídos parcialmente por clorita e/ou biotita (Foto 2.19). Nesse último caso, ainda é possível reconhecer alguns traços esqueléticos ou maciços do mineral primário, provavelmente um óxido como magnetita e/ou ilmenita (Deer *et al.*, 1978). Pelo contexto geral e tendo em conta que podem ser considerados como fácies tardias de cristalização, os opacos seriam portanto paragenéticos com os filossilicatos intergranulares mencionados anteriormente.

a) Alteração Hidrotermal

A alteração hidrotermal se faz presente em vários níveis do corpo, aumentando a intensidade em direção às zonas mineralizadas. Nas partes onde a mesma é incipiente, o microgabro assume uma coloração levemente alaranjada. Já nas zonas mineralizadas, a rocha têm as suas características primárias alteradas. A rocha passa a ter uma coloração mais esbranquiçada a

alaranjada, a foliação torna-se mais penetrativa e a ocorrência de vênulas de quartzo-albita-carbonato é mais conspicua.

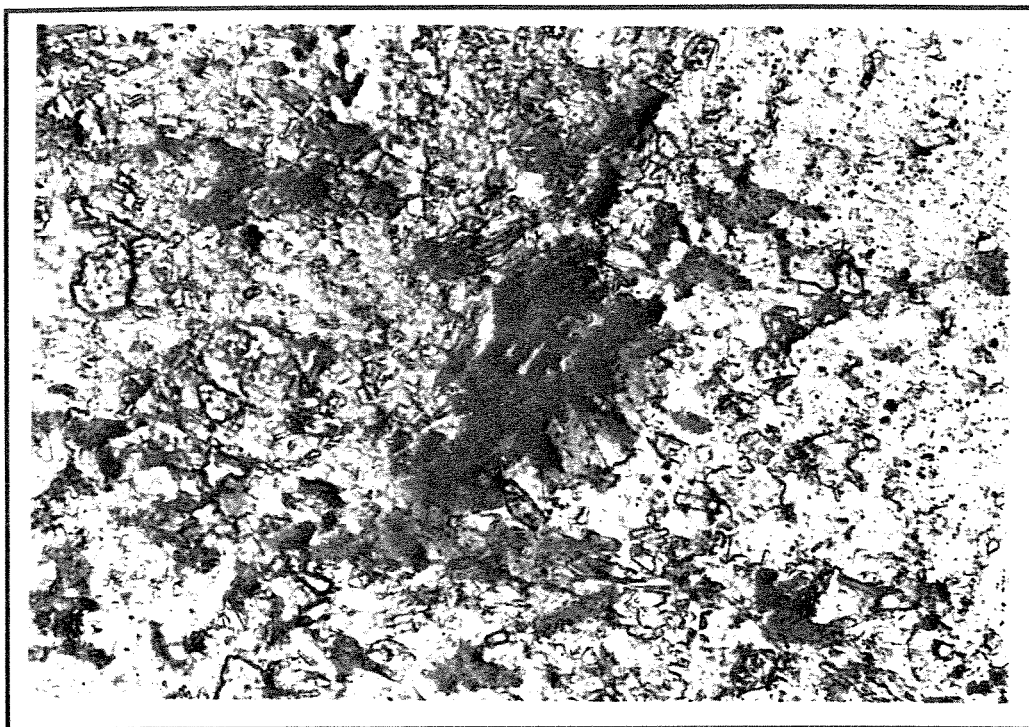


Foto 2.19 - Mineral secundário desestabilizado pelo efeito metamórfico. Notar o seu aspecto esqueletal já alterado pela formação de clorita e biotita. Juntamente aparecem microlitos de carbonato e alguns epidotos. (C1-11/47,10; x20).

As vênulas de quartzo-carbonato apresentam geometrias variadas: algumas dispõem-se em padrão anastomosado quando sub-paralelas à foliação, enquanto que outras mostram um padrão conjugado ou *en echelon*, juntamente com vênulas carbonáticas menores. Particularmente em zonas mais cisalhadas, essas vênulas estão envoltas por uma fina envoltória de alteração hidrotermal caracterizada pelo aparecimento e abundância de sericita e carbonato (Foto 2.20).

De forma bastante freqüente, também ocorrem disseminados nestas zonas de alteração hidrotermal, ou nas vênulas, cristais euédricos já oxidados (provavelmente piratas), alguns com dimensões de até 3,5 mm; Foto 2.21).

Ao microscópio podem-se ver a predominância de vênulas de sericita e carbonato, embora localizadamente aparecem finas venulações de carbonato e biotita. Em varias partes do corpo aparecem cloritas disseminadas (secundárias) sobre as ripas de

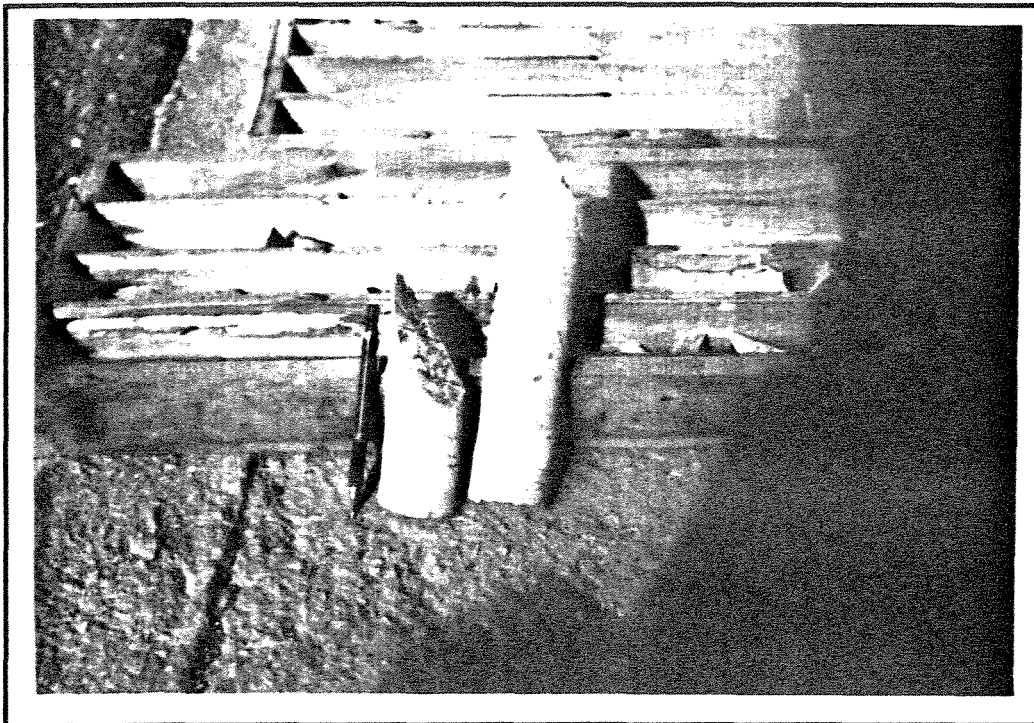


Foto 2.20 - Testemunho de sondagem do microgabro hospedeiro alterado. A coloração da rocha passa a ser mais esbranquiçada e as venulações de quartzo-carbonáticas mais intensas (amostra c1-15/36,00).

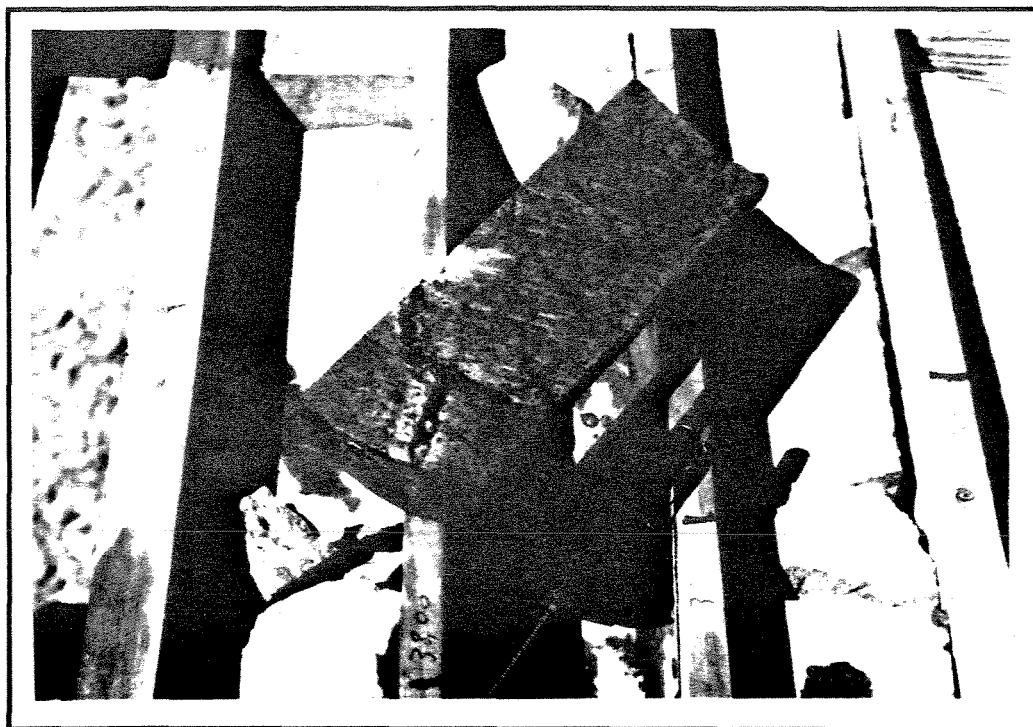


Foto 2.21 - Parte mineralizada do microgabro. Notar a visível modificação do aspecto da rocha, destacando-se os cristais de pirita disseminados na própria rocha (amostra C1-15/38,00).

plagioclásio, e conseqüentemente, sobre as metamórficas e as intersticiais. Na foto 2.22 é possível observar a relação espacial entre as cloritas primárias e secundárias.

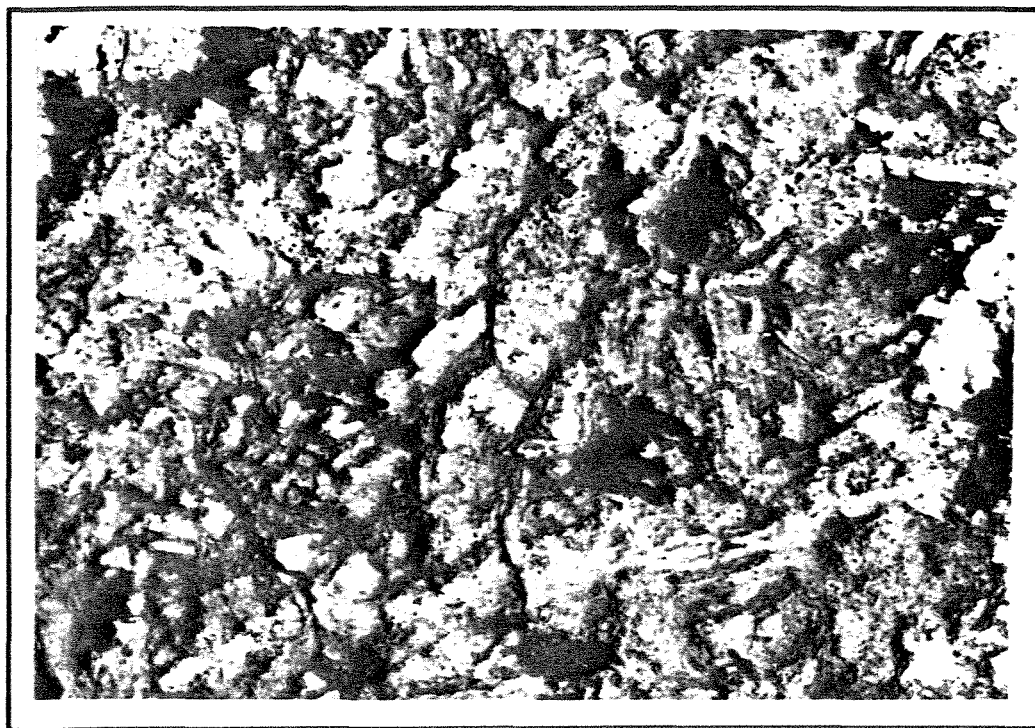


Foto 2.22 - Fotomicrografia mostrando em detalhe a formação de clorita durante o metamorfismo de fácies xisto verde, concentrada na periferia das ripas de plagioclásios. São esses filossilicatos que conferem à rocha, em termos macroscópicos, a cor esverdeada (Amostra C1-11/47,11).

b) A paragênese associada ao metamorfismo regional

A fase mineral mais diagnóstica do evento metamórfico de fácies xisto verde a que o microgabro foi submetido é representada pela clorita, embora microlitos euedrais de carbonato e epidoto disseminados na matriz também possam estar associados a esse evento.

A clorita metamórfica, de composição aparentemente magnésiana (sinal de alongação positivo, cor esverdeada, birrefringência baixa), ocorre ao longo de todo litotipo, como cristais euedrais a subeuedrais, fibrosos, de granulometria muito fina, predominantemente como envoltórios na periferia das ripas de plagioclásio (Foto 2.22). Subordinadamente, a clorita também aparece na forma de prismas isolados sub-euedrais, finos a muito finos, sobrepostos as ripas de plagioclásio.

Localmente, a clorita passa a formar biotita, num claro exemplo de transformação topotáctica (Barker, 1994). Nessa situação, a biotita forma agregados finos localizados, apresentando uma cor verde-oliva suave e com uma birrefringência alta, sem chegar a formar “*bird eyes*”.

Portanto, a distinção entre os tipos de cloritas baseia-se nas diferenças texturais. As intersticiais representam fácies hidratadas de um mineral pretérito primário, muitas das quais chegando a evoluir para biotitas. Por outro lado, as cloritas periféricas às ripas de plagioclásio são produto do metamorfismo (Foto 2.23).



Foto 2.23 - Fotomicrografia mostrando em detalhe as relações de contato entre as ripas de plagioclásio e a biotita intersticial primária (no detalhe, abaixo à esquerda), e uma outra de caráter tardio (acima, à direita). Notar o microintercrescimento granofírico entre as ripas, sugerindo uma cristalização não muito rápida ainda no estado fundido (C1-11/47,10).

Em se tratando de rochas com plagioclásios ou feldspatos potássicos submetidas ao metamorfismo da fácies xisto verde, não é incomum ocorrer substituição dos mesmos por albita, um dos minerais diagnósticos desta fácies (Yardley, 1989). No caso de a rocha hospedeira da mineralização aurífera do C1 do depósito de Mari ter sido um microgabro, isso implicaria ter tido um arcabouço cristalino composto por plagioclásios cálcicos. Torna-se difícil de se entender como um evento metamórfico de grau baixo transformaria as ripas desses supostos plagioclásios

cálcicos em albita, e até mesmo os fenocristais isolados. Nesta linha de raciocínio, aparentemente o litotipo já deveria ter consideráveis concentrações de Na, facilitando assim essa transformação massiva.

CAPITULO 3 - LITOGEOQUÍMICA

3.1 - FINALIDADES GERAIS

Em linhas gerais, a finalidade deste capítulo é o entendimento dos seguintes aspectos geológicos dos dois corpos subvulcânicos sódicos:

- avaliar a mobilidade de elementos maiores e traços, inclusive terras raras, entre as subvulcânicas hospedeiras dos depósitos investigados, utilizando diagramas binários e de multi-elementos normalizados (*spidergrams*);
- reclassificar de maneira mais precisa o tipo e a afinidade química das rochas hospedeiras das mineralizações, com base em diagramas convencionais;
- relacionar as rochas em questão com ambientes tectônicos, empregando diagramas baseados em elementos maiores e traço, e entre razões de elementos-traço.
- discutir os dados obtidos dando enfoque, principalmente, à petrogênese e a possibilidade destas rochas estarem modificadas.

3.1.1 - CRITÉRIOS DE AMOSTRAGEM

Para a realização de análises químicas, a seleção das amostras baseou-se nos aspectos principalmente macroscópicos, separando-se entre amostras frescas e cisalhadas. Como o álcali-feldspato sienito encontra-se percolado por uma série de vênulas muito finas, consideraram-se como amostras frescas aquelas onde a frequência foi menos intensa.

As poucas exposições bem conservadas do lamprófiro limitaram de maneira contundente a sua amostragem, ficando restrita a uma única amostra.

Por outro lado, devido à pouca deformação e à homogeneidade petrográfica do álcali-feldspato traquito da Fazenda Mari, foram selecionadas amostras do litotipo mais fresco e do mais alterado, assim como de amostras estéreis e mineralizadas. Cabe ressaltar, todavia, que o álcali-feldspato traquito se encontra inserido em um pacote submetido à fácies xisto verde, apresentando mineralogia diagnóstica desse grau metamórfico. Portanto, neste contexto, entenda-

se como rocha fresca as partes onde a ação do metamorfismo foi muito menos expressiva.

3.1.2. - MATERIAIS E PREPARAÇÃO DAS AMOSTRAS

Para as análises de elementos maiores, elementos-traço e terras raras, as amostras selecionadas foram britadas num britador de mandíbulas de aço temperado (Fritsch, Alemanha), homogeneizadas e quarteadas até restar uma quantidade aproximada de 100 g, que foi moída em moinho planetário (Fritsch, Alemanha) com potes e bolas de ágata.

Os elementos maiores SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , CaO , K_2O , TiO_2 , MnO e P_2O_5 foram determinados por espectrometria de fluorescência de raios-X em espectrômetro VRA-30 do Instituto de Geociências da Unicamp. O procedimento utilizado consiste em determinar a perda ao fogo por calcinação de amostra seca numa mufla aquecida a 1000°C , e em seguida preparar discos de vidros - a amostra (1,2 g) é misturada com fundente (4,8 g de metaborato de lítio e 1,2 g tetraborato de lítio, Merck, ambos de pureza espectroscópica) num cadinho de Pt -5% Au e fundida para produzir os discos. Para determinar os elementos maiores restantes, MgO e Na_2O , uma alíquota de amostra pulverizada e seca a 110°C foi decomposta com ataque de ácido total ($\text{HCl}+\text{HNO}_3$ 3:1, HF e HClO_4) em recipiente Teflon. Após volatilização total da sílica, o resíduo foi dissolvido em HCl 1:1 e diluído a volume conhecido. Esta solução foi diluída conforme necessário e as determinações foram realizadas num espectrômetro de absorção atômica Varian, modelo AA1475.

Os elementos-traço Rb, Sr, Y, Zr, Ni e Zn foram determinados também por fluorescência de raios-X em pastilhas das amostras pulverizadas e prensadas. Os limites de detecção para estes elementos estão em torno de 5 ppm. A qualidade dos resultados foi controlada pela análise simultânea de vários padrões internacionais.

Os elementos de terras raras, Ba, U, Th, Cs, Co, Sc, Ta e Hf foram determinados por ativação com nêutrons instrumentais (INAA), na Divisão de Radioquímica do Instituto de Pesquisas Energéticas e Nucleares, IPEN-USP/CNEN, através de técnica analítica rotineira desenvolvida pela Dra. Ana Maria G.Figueiredo.

Vale a observação acerca dos baixos valores de Nb encontrados para estas amostras. Os limites de detecção para este elemento por espectrometria de fluorescência de raios X é de 2,2 ppm (3σ). As amostras analisadas possuem teores próximos aos limites de detecção, o que, de acordo com Hall & Plant (1992) pode ser uma limitação quando os dados são empregados para construir diagramas de discriminação litológica. Mas os valores obtidos para Ta nas amostras, por INAA, são coerentes com os valores de Nb obtidos por FRX, portanto a sua utilização como discriminador petrogenético é viável.

3.2. - ÁLCALI-FELDSPATO SIENITO

Os dados referentes ao álcali-feldspato sienito do depósito da Fazenda Maria Preta estão apresentados na Tabela 2, e foram lançados em diagramas binários, relacionando-se a percentagem em peso de óxido entre alguns dos elementos considerados principais para este tipo de rocha.

Para efeitos de uma melhor monitoração das variações, os elementos maiores serão divididos em metais alcalinos e num grupo em que se enquadram os restantes maiores e menores. Com o mesmo raciocínio, os elementos-traço também serão divididos segundo o seu potencial iônico, em *LFSE* (*Low Field Strength Element*), e em *HSFE* (*High Field Strength Element*), e também são apresentados em diagramas multielementares normalizados a manto primitivo. Os teores de elementos de terras raras (ETR) são apresentados nos diagramas normalizados aos condritos.

3.2.1. - ELEMENTOS MAIORES

No que se refere aos metais alcalinos, os teores contrastantes de álcalis podem ser observados no diagrama Na_2O vs. K_2O (Fig. 3.1.a.). O Na_2O apresenta valores constantes, entre 7 e 8 %, cujo espectro de variação é bem mais amplo nas partes cisalhadas (3,76 a 8,19%). Já o K_2O se restringe a conteúdos muito baixos na rocha fresca ($0,04 < \text{K}_2\text{O} < 0,39\%$). No entanto o efeito dinâmico foi o responsável pela variação mais pronunciada destes teores (0,04 a 1,98%), o que desenha uma antivariância de média inclinação.

Tabela 2- Resultados analíticos correspondentes ao AFS (fresco e cisalhado) e ao Lamprófilo

% peso	FRESCO								CISALHADO								Lamprof.
	HRB-31	HRB-44	HRB-48	HRB-81	HRB-118	HRB-49	HRB-36	HRB-29	HRB-30	HRB-37	HRB-40	HRB-78	HRB-78 (I	LAMP-01			
SiO ₂	70,41	82,84	85,64	74,48	69,75	69,91	74,26	74,74	70,92	68,52	71,64	71,27	70,54	47,80			
TiO ₂	0,18	0,05	0,05	0,19	0,16	0,19	0,18	0,11	0,22	0,24	0,17	0,22	0,26	1,19			
Al ₂ O ₃	12,63	7,41	6,45	11,02	12,81	13,23	11,16	8,55	14,94	15,23	12,16	14,13	13,86	9,80			
Fe ₂ O ₃	1,73	0,51	1,17	2,06	0,99	1,54	1,41	0,93	2,26	1,77	1,91	1,87	1,60	4,96			
FeO	0,64	0,51	0,28	0,47	0,89	0,77	0,02	0,95	0,32	0,69	0,19	0,57	0,79	0,98			
MnO	0,14	0,05	0,03	0,06	0,12	0,12	0,14	0,11	0,05	0,05	0,08	0,08	0,05	0,11			
MgO	0,84	0,52	0,3	0,43	1,03	1,19	0,19	1,29	0,40	0,66	0,52	0,58	0,71	7,38			
CaO	2,34	1,17	0,70	1,05	2,19	2,67	1,44	2,74	2,07	1,47	2,02	1,71	1,07	9,28			
Na ₂ O	7,66	4,24	4,11	6,87	7,38	7,16	7,59	5,95	3,76	6,27	8,19	5,63	6,01	1,63			
K ₂ O	0,39	0,02	0,01	0,03	0,04	0,07	0,39	0,04	1,98	1,27	0,16	1,17	1,38	3,02			
P ₂ O ₅	0,06	0,01	0,02	0,07	0,15	0,14	0,06	0,02	0,12	0,02	0,07	0,05	0,04	2,01			
LOI	3,29	1,74	1,16	1,98	3,31	3,80	3,22	4,29	3,42	2,67	2,68	2,49	2,46	10,42			
Total	100,30	99,08	99,92	98,71	98,82	100,78	100,06	99,70	100,45	98,84	99,78	99,77	98,77	98,59			
ppm																	
Rb	12	4	4	4	4	4	4	4	69	43	4	38	47	170			
Sr	167	86	69	119	168	156	135	140	102	146	150	143	155	871			
Y	5	3	3	5	4	5	4	5	7	7	5	6	6	35			
Zr	77	27	29	77	60	77	45	46	89	97	70	85	98	291			
Nb	2	2	2	3	2	3	2	2	2	2	2	3	3	11			
Ca				0,06	0,13		0,26		6,9				4	38			
Ba				24	51		41		386				328	6821			
Th				2,08	1,53		1,06		2,5				2,51	14			
U				0,75	1,5		0,52		1,12				0,66	2,05			
Sc				1,97	3,9		2,69		4,4				4,65	20,5			
Co				4,7	19		3,7		6,2				3,85	34			
Ni	10	6	8	9	30	6	9	6	13	11	8	11	8	359			
Zn	22	6	11	5	15	10	8	9	25	38	9	23	13	130			
Ga	11	4	4	8	5	8	9	4	19	20	8	16	20	13			
K/Rb	241	37	19	56	74	130	723	74	212	219	297	228	218	132			
Zr/Y	15	9	10	15	15	15	11	9	13	14	14	14	16	8			
Zr/Nb	39	14	15	26	30	26	23	23	45	49	35	28	33	26			
Ti/Zr	14	11	11	15	16	15	24	14	15	15	16	16	16				
Ti/Y	216	100	100	228	240	228	270	132	188	206	204	220	260				
La				7,5	4,5		3,9		8				8,7	133			
Ce				14,7	9,2		7,3		15				15,8	232			
Nd				6	4,6		3,2		7,2				7,3	105			
Sm				1,07	0,89		0,63		1,47				1,34	20			
Eu				0,33	0,23		0,18		0,63				0,42	5,3			
Tb				0,11	0,07		0,09		0,15				0,001	2			
Yb				0,29	0,25		0,24		0,45				0,45	1,84			
Lu				0,001	0,001		0,03		0,06				0,06	0,22			
Hf				2,21	1,68		1,18		2,43				2,56	7,3			
Ta				0,16	0,12		0,12		0,23				0,2	0,27			

Tabela 2 (continuação) - Cálculos normativos do AFS e do lamprófiro												
	FRESCO					CISALHADO						lamprof.
	HRB-31	HRB-81	HRB-118	HRB-49	HRB-36	HRB-29	HRB-30	HRB-37	HRB-40	HRB-78	HRB-78 (I)	LAMP-01
Qz	21,03	33,09	22,26	22,71	30,42	37,05	44,67	23,08	22,65	29,6	27,03	5,98
Cor	0	0	0	0	0	0	6	0,9	0	0,57	0,61	0
Zir	0,02	0,02	0,01	0	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,06
Or	2,31	0,18	0,24	0,42	2,31	0,24	11,02	7,52	0,95	6,93	8,17	17,91
Ab	2,31	56,52	62,44	60,58	55,24	43,76	16,08	53,05	61,66	47,63	50,85	13,79
An	0	0	1,72	3,76	0	0	8,85	7,22	0	8,3	5,1	10,6
Ac	1,77	1,41	0	0	4,08	2,69	0	0	5,53	0	0	0
Diop	4,93	2,31	6,59	6,5	1,03	10,26	0	0	3,21	0	0	19,02
Wo	2,1	0,77		0,12	2,3	0,37	0	0	2,33	0	0	0
Hy	0	0	0,2	0	0	0	1	1,64	0	1,44	1,77	9,69
Mt	1,62	1,16	1,43	2,23	0	0	0,56	1,7	0	1,47	1,95	0,22
Hrn	0	0,77	0	0	0	0	1,84	0,6	0	0,86	0,25	4,81
Ilm	0,34	0,36	0,3	0,36	0,34	0,21	0,42	0,46	0,32	0,42	0,5	2,26
Ap	0,14	0,17	0,36	0,33	0,14	0,05	0,26	0,05	0,17	0,12	0,1	4,91
Obs: Os cálculos normativos das amostras HRB 44 e 48 não foram realizados devido a alta densidade de venulações.												

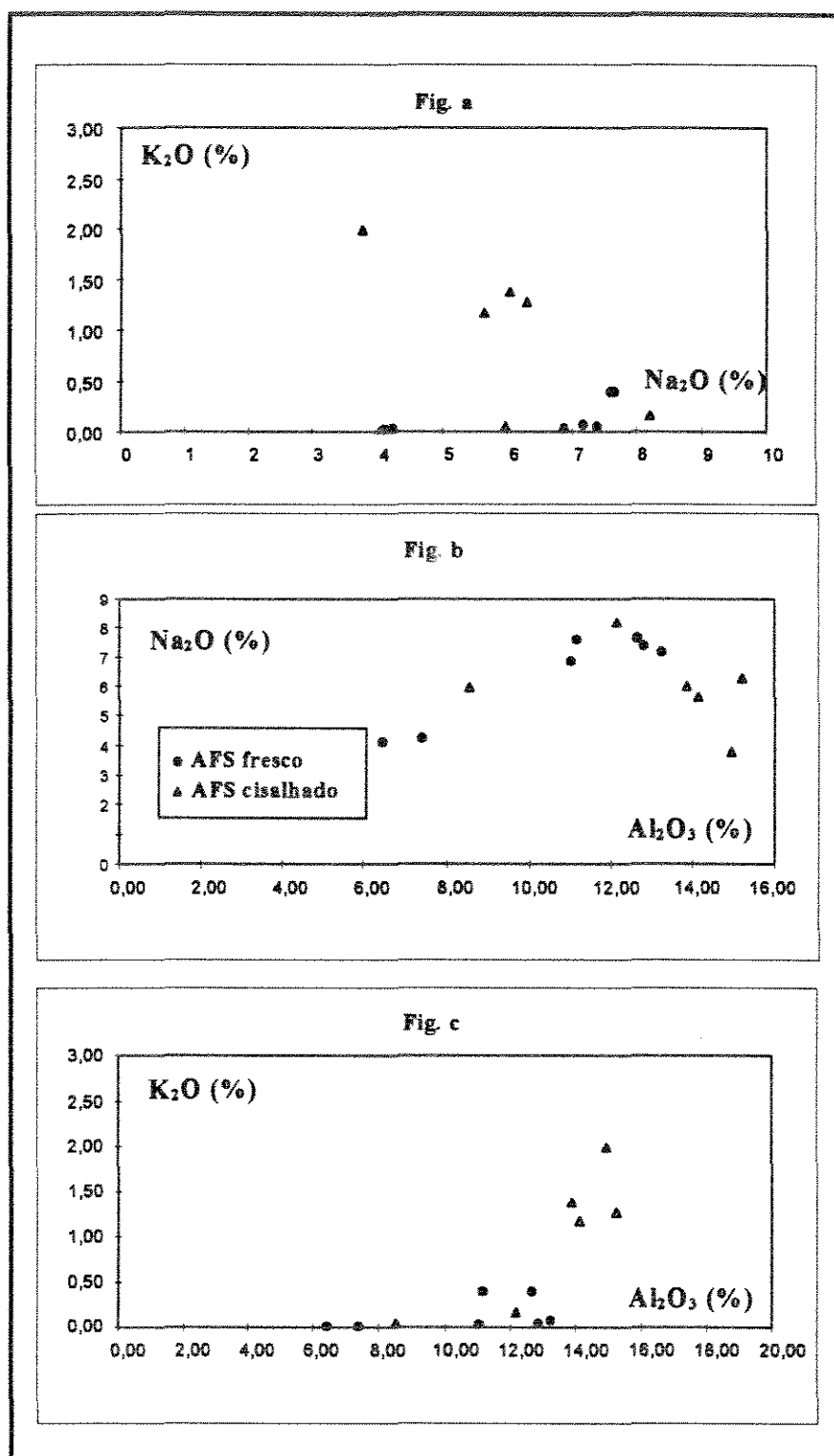


Figura 3.1 - Diagramas binários de variação dos metais alcalinos entre as rochas frescas do AFS e o seu equivalente cisalhado.

Ao mesmo tempo, para se avaliar melhor as consequências químicas do processo cisalhante, os elementos alcalinos Na e K são também confrontados com o Al_2O_3 , elemento este que apresentou uma variação significativa perante a deformação.

No confronto com o Na_2O (Fig.3.1.b), os pontos analíticos para as rochas cisalhadas descrevem uma tênue correlação negativa, sem mostrar uma boa separação dos teores de Na_2O entre as partes frescas e cisalhadas. Portanto, o alto valor de sódio, seja qual for a sua origem (ígnea ou metassomática), é anterior ao cisalhamento.

Para o K_2O , por outro lado, os efeitos cinemáticos ficam bem discriminados no diagrama $\text{K}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3$, no qual as amostras cisalhadas descrevem um *trend* hiperbólico, com teores maiores, enquanto as frescas se agrupam com os seus baixíssimos valores de K_2O (Fig. 3.1.c). O aumento de K_2O nas partes cisalhadas é atribuído à formação de sericita, fase mineralógica predominante sob o domínio dúctil.

Em relação aos demais elementos maiores, também baseado na Tabela 2, nota-se que os valores de SiO_2 são bem constantes (68.5% e 74.7%) entre a parte fresca e seu equivalente cisalhado, exceto para duas amostras nas quais são mais elevados devido às venulações quartzosas (82.8% - 85.6%, amostras HRB 44 e 48, respectivamente). Cabe ressaltar que esse fato provocou a diluição das suas concentrações iniciais, conferindo os teores mais baixos dos outros elementos.

Na figura 3.1.d. observa-se a variação entre os componentes frescos e alterados no confronto entre SiO_2 e o Al_2O_3 . Para um mesmo teor de sílica, os valores de Al_2O_3 aumentam ou diminuem, podendo-se dizer que houve adição ou perda de Al_2O_3 durante o cisalhamento.

Por outro lado, os baixos valores dos óxidos de ferro nas rochas frescas reflete a ausência modal de minerais máficos. As poucas variações observadas na partes frescas do álcali-feldspato sienito, dentro do intervalo $0.99\% < \text{Fe}_2\text{O}_3 < 2.06\%$, ficam condicionadas à variação na abundância de sulfetos (arsenopirita, pirita, calcopirita), ao passo que nas partes cisalhadas, em que a fácies opaca passa a ser hidróxidos, há um aumento sutil na abundância desse óxido que é acompanhado também por um aumento de Al_2O_3 (Fig. 3.1.e). Do exposto, atribui-se o aumento

do Al_2O_3 e do Fe_2O_3 nas partes cisalhadas à maior abundância modal de hidróxidos de ferro e de sericita.

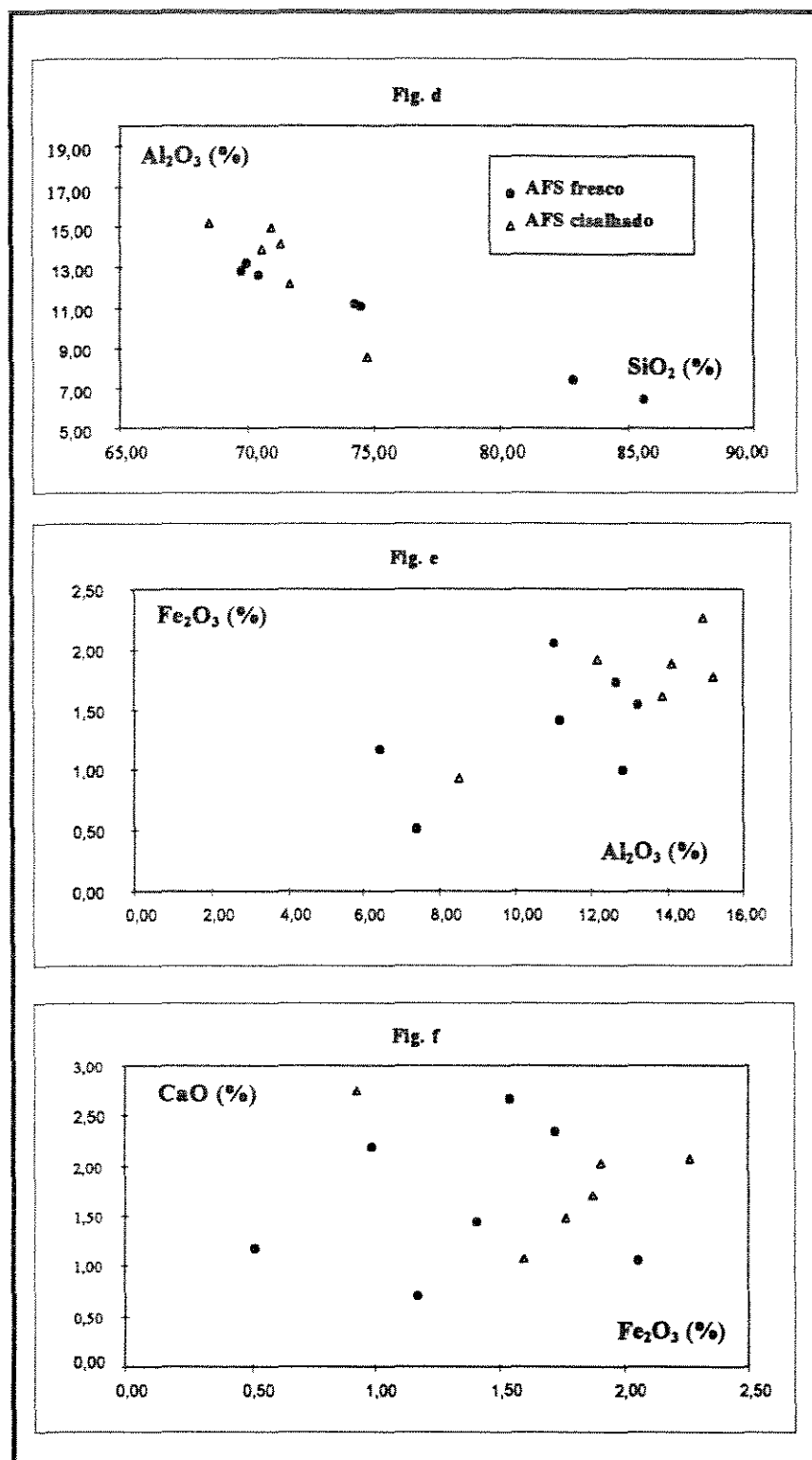


Figura 3.1. - Diagramas binários do álcali-feldspato sienito da Fazenda Maria Preta.

Para avaliar a importância relativa do fenômeno de carbonatação, na figura 3.1.f plotaram-se os óxidos CaO vs. Fe_2O_3 . Para as amostras frescas, os maiores valores de CaO correspondem a um maior número de venulações carbonáticas, ou um maior número de micrólitos de carbonatos disseminados, ou os dois combinados. Já os valores das porções cisalhadas não mostram mudanças significativas se comparadas às partes frescas. Contudo, a correlação positiva observada com os maiores valores de Fe_2O_3 sugerem que a formação de hidróxidos de Fe durante o cisalhamento pode ter sido acompanhada de adição de cálcio por carbonatação.

Com relação ao MgO , não se observou variação expressiva, com seus teores raramente ultrapassando a 1%, os quais possivelmente estão relacionados à presença subordinada de clorita, confinada a fraturas e vênulas de pequeno porte.

Dentre os elementos menores (Tabela 2), MnO e P_2O_5 mostram os teores mais altos na rocha fresca, decrescendo sensivelmente nas porções cisalhadas, sendo aquele último dependente da presença ou ausência de apatita em veios para, respectivamente, elevar ou abaixar as suas concentrações. O TiO_2 é o óxido que apresenta variação mais expressiva, com valores mais altos encontrados nas rochas cisalhadas (0,17-0,26%), talvez pela dissolução da ilmenita e reconcentração na fácies hidroxiada.

Com base nos teores de álcalis e de Al_2O_3 (Fig. 3.2), o álcali-feldspato sienito fresco (mineralizado) da Fazenda Maria Preta pode ser geoquimicamente classificado como peralcalino transicional a metaluminoso, enquanto as porções cisalhadas (estéreis) variam de peralcalinas a peraluminosas. No entanto, a localização de duas amostras cisalhadas no campo peralcalino pode ser atribuída a uma menor intensidade, o que possibilitou uma menor modificação do quimismo original da rocha.

De qualquer forma, deste gráfico serve como uma maneira de se observar o vínculo da rocha com a mineralização. Esta ocorre nas partes onde a rocha se manteve quase que inalterada, uma vez que o cisalhamento a torna estéril.

Utilizando as composições normativas do álcali-feldspato sienito (calculadas a partir da CIPW; Tabela 2) é também possível se observar o seu caráter peralcalino, através do componente acmita dos piroxênios que aparece em três amostras frescas, variando de 1,46 a 1,82.

Além do mais, lançando as composições normativas no diagrama ternário dos feldspatos (Fig. 3.3) nota-se que as rochas frescas situam-se no campo dos trondhjemitos, próximo ao vértice da albita. As rochas cisalhadas, por outro lado, também se localizam no campo dos trondhjemitos, porém uma localiza-se no campo dos granodioritos. Portanto, pode-se considerar que o cisalhamento também não provocou grandes perturbações nem no cálculo da mineralogia teórica.

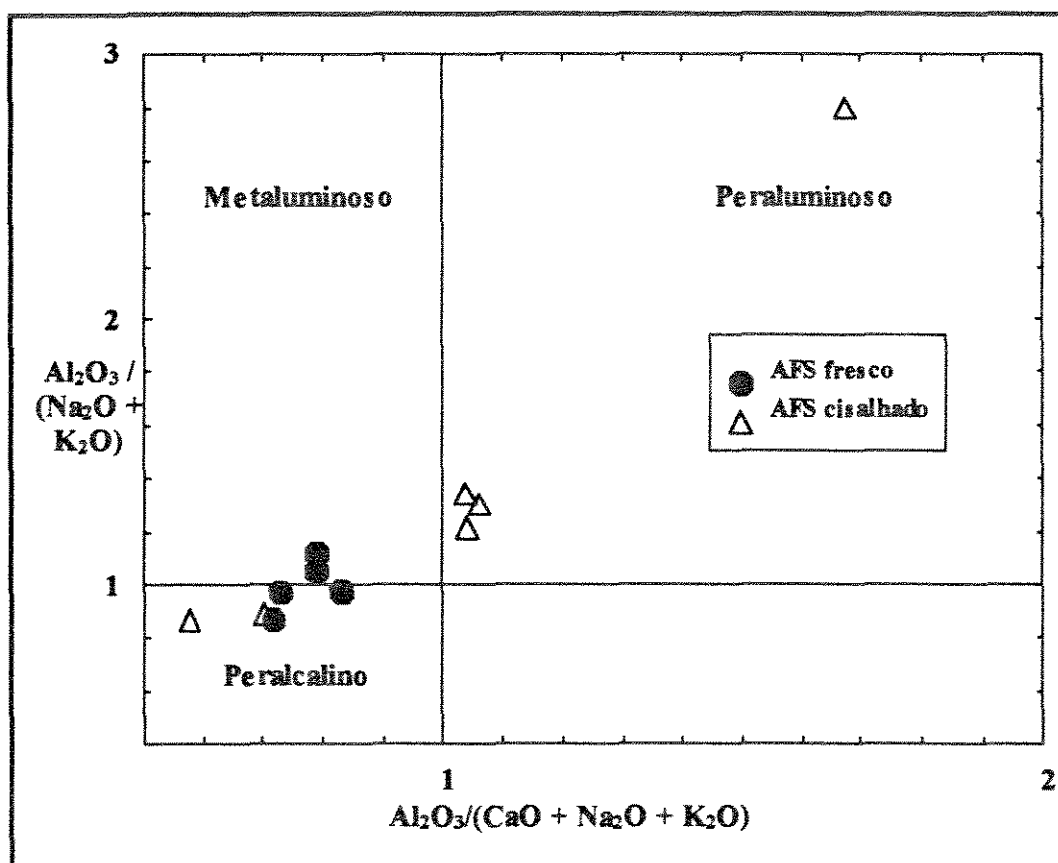


Figura 3.2. - Diagrama de variação do índice de saturação em alumina (Índice de Shand; Shand, 1951) mostrando a localização das amostras correspondentes ao álcali-feldspato sienito da Fazenda Maria Preta.

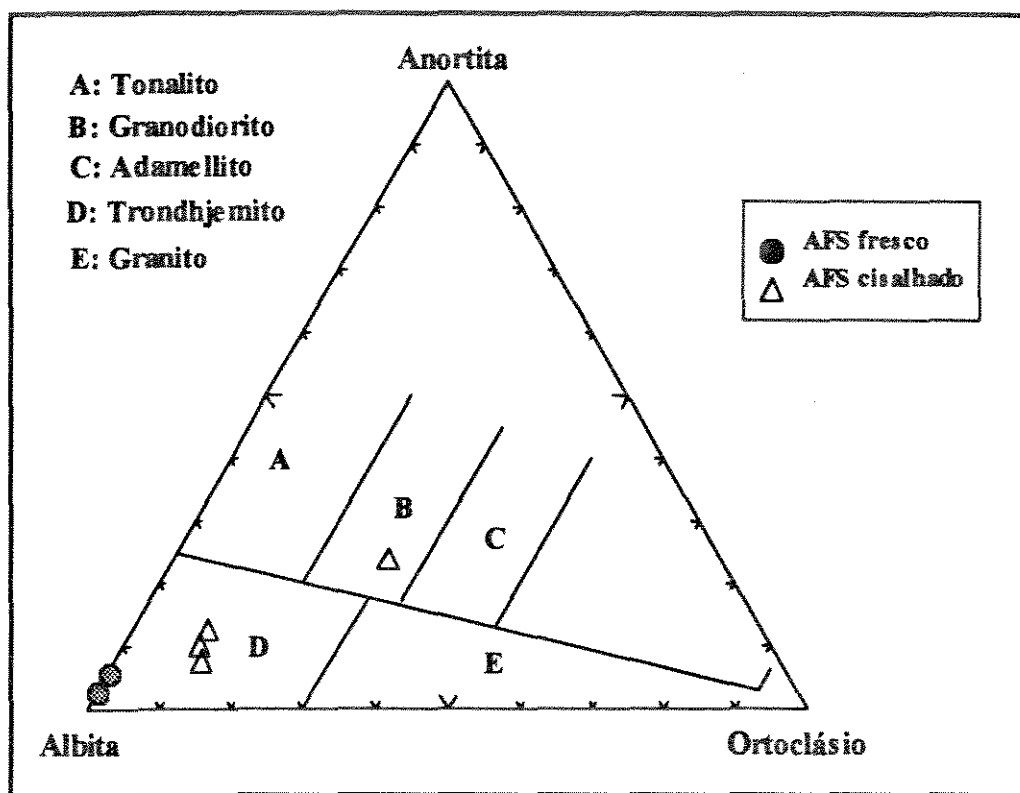


Figura 3.3- Diagrama ternário normativo (Carmichael, 1974) correspondente às amostras do alcali-feldspato sienito (AFS) da Fazenda Maria Preta.

3.2.2 - ELEMENTOS-TRAÇO: ELEMENTOS DE BAIXO E ALTO CAMPO DE FORÇA (LFSE e HFSE)

Os dados de elementos-traço estão apresentados na Tabela 2. Como para os elementos maiores, a visualização das mudanças nos teores está ilustrada em diagramas binários, mostrados a seguir.

O confronto entre Sr e Rb (Fig. 3.4.a) é extremamente significativo para avaliar as características genéticas primárias e posteriores. Os baixos e constantes valores de Rb na rocha fresca contrastam com a ampla variação do Sr, enquanto nas rochas cisalhadas a situação é inversa. A interpretação mais simples é que na rocha fresca, composta quase inteiramente de albita, o Sr deve estar todo contido neste mineral; o Rb, por sua vez, deve estar concentrado totalmente na sericita, que é um mineral característico das amostras cisalhadas.

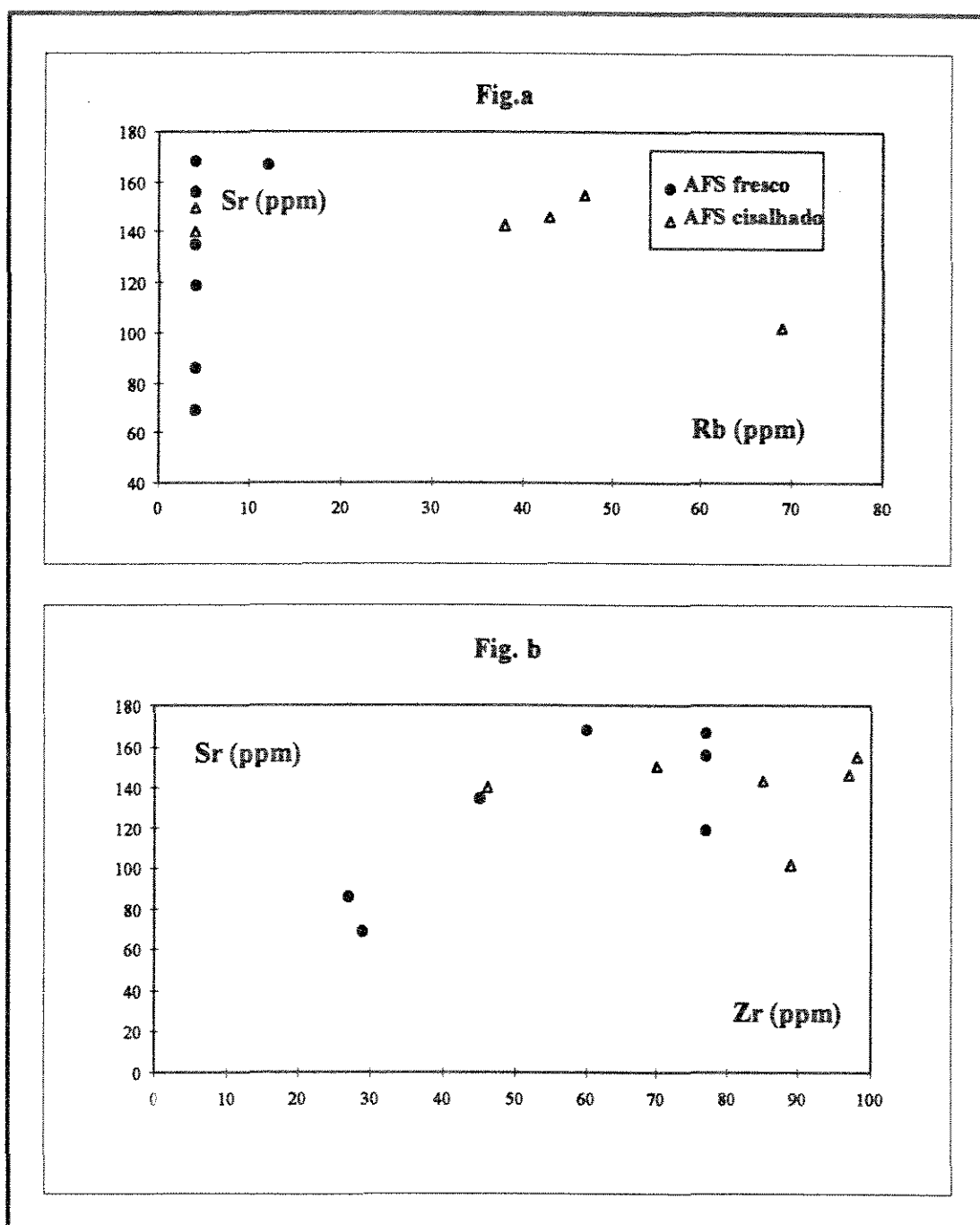


Figura 3.4. - Diagrama de variação dos elementos-traço para o AFS.

Por outro lado, a comparação do Sr das amostras frescas com um elemento de maior campo de força como o Zr (Fig.3.4.b), mostra que os pontos revelam uma baixa correlação, porém, não se apresentam dispersos. A dispersão do Sr em relação a um elemento imóvel pode acontecer diante de processos metassomáticos sódicos (Schwartz, 1992), o que não se apresenta aqui.

Já os pontos das amostras cisalhadas se enriquecem em Zr nas partes cisalhadas com teores muito pouco variáveis de Sr. Disso pode-se considerar, ao menos para este *plot*, que o Zr aparentemente foi mais suscetível ao cisalhamento pela não correlação linear entre as partes alteradas e frescas.

Uma outra evidência bem clara da ação do cisalhamento pode ser observada pelo comportamento do Ba, que na rocha cisalhada atinge até 8 vezes o valor da sua concentração na rocha fresca (Tabela 2).

Com relação aos restantes *HFSE*, a maioria mostra enriquecimento nas partes cisalhadas (Fig. 3.4.c-e), o que pode significar que estes elementos não tiveram um comportamento totalmente imóvel. Entretanto, algumas amostras cisalhadas apresentam valores equivalentes aos das rochas frescas.

TiO₂, Zr, Y e Nb, este último menos significativo por exibir valores baixos (Fig. 3.4.e), mostram uma boa correlação positiva tanto nas amostras frescas quanto nas cisalhadas. De acordo com Mc Lean & Kranidiotis (1987) um *trend* linear entre esses elementos, incluindo amostras frescas e alteradas, é critério suficiente para serem considerados imóveis. À luz desses dados, é praticamente impossível definir se houve mobilidade desses elementos durante o cisalhamento, ou se a variação observada pode ser atribuída às abundâncias originais nas rochas. De qualquer forma, as correlações positivas indicam razões mais ou menos constantes entre tais elementos ($Ti/Zr \sim 14-16$; $Zr/Y \sim 13-16$), tanto nas rochas cisalhadas quanto nas frescas, e tais razões podem conseqüentemente ser utilizadas com maior confiança para interpretações petrogenéticas.

Com relação ao Nb, seus valores baixos e praticamente constantes nas amostras frescas e cisalhadas em princípio também podem ser utilizados para fins petrogenéticos. Embora essa constância possa ser atribuída aos valores próximos do limite de detecção para a metodologia analítica empregada (FRX), quando são comparados com os de Ta, obtidos por metodologia suficientemente sensível (ativação neutrônica), nota-se que a razão Nb/Ta (15-18,7) é próxima da razão condritica 17,5 (Jochum *et al.*, 1986) para a maioria das amostras, significando que os resultados para Nb são satisfatórios.

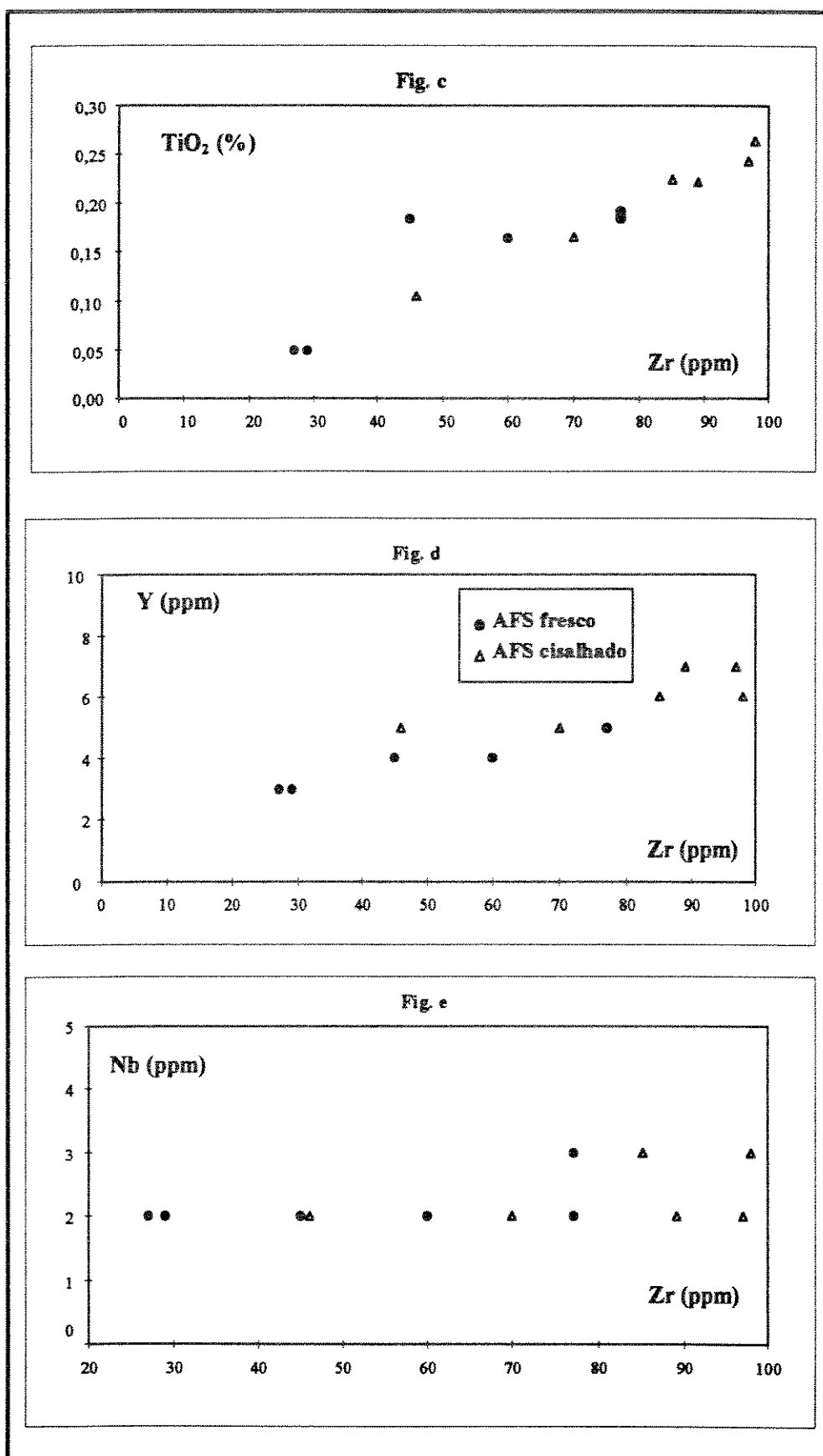


Figura 3. 4 - Diagramas binários mostrando as variações dos *HFSE* para o AFS.

3.2.3. - ELEMENTOS DO GRUPO DAS TERRAS RARAS (ETR)

No tocante aos ETR, os padrões para as rochas frescas e cisalhadas estão apresentados na Figura 3.5.

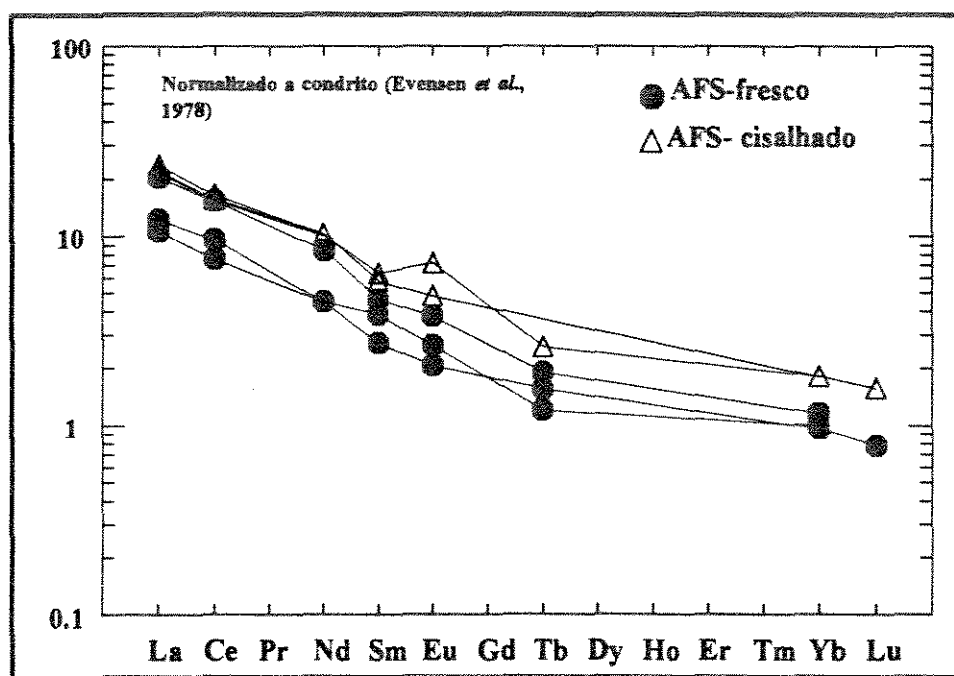


Figura 3.5 - Padrões de ETR para o AFS e seu similar cisalhado.

No conjunto, nota-se uma variação pequena na abundância dos ETR, com uma diferença de aproximadamente 10 vezes o condrito entre as amostras de valores maiores e menores. Não há grande diferença entre as rochas frescas e aquelas cisalhadas, exceto pelos valores um pouco maiores de terras raras pesadas nessas últimas. Os padrões são também semelhantes, com fracionamento praticamente idêntico. Nenhuma anomalia é notada, salvo uma amostra cisalhada (HRB-30) que apresenta uma sutil anomalia positiva de Eu.

Em síntese, as análises dos ETR não esboçam mudanças substanciais entre partes frescas e cisalhadas, indicando que o cisalhamento não afetou significativamente esses elementos. Em outras palavras, a interação fluido-rocha durante o cisalhamento não teve uma participação contundente na redistribuição dos ETR.

3.2.4. - DIAGRAMA MULTIELEMENTAR NORMALIZADO

Para obter-se uma visualização mais completa sobre as variações experimentadas por alguns dos *LFSE* e *HFSE* diante do cisalhamento, apresenta-se o diagrama multielementar normalizado da Figura 3.6.

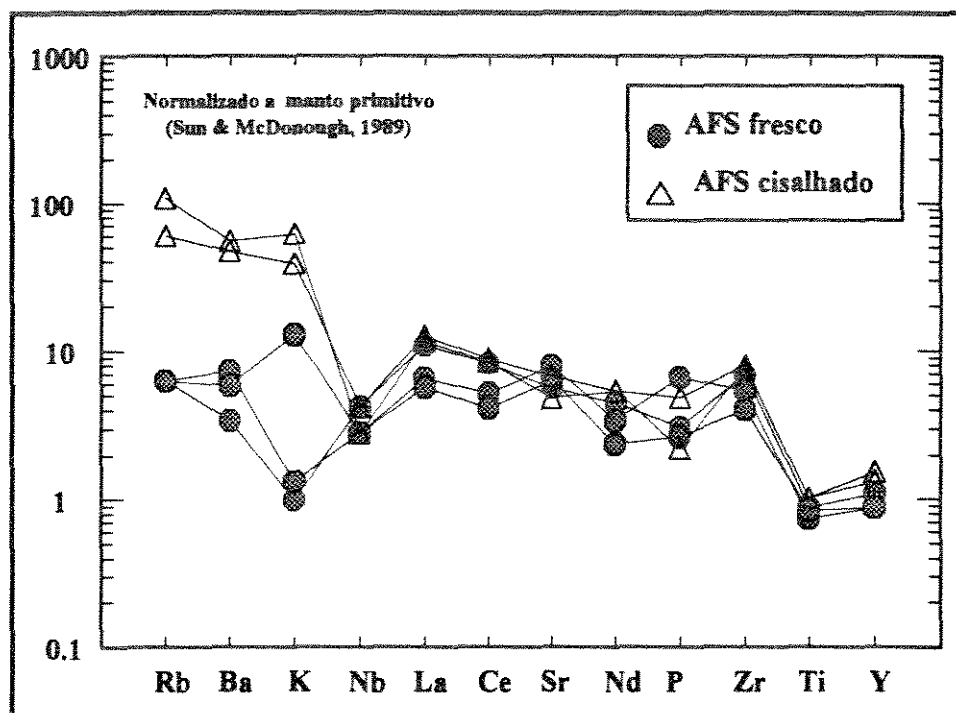


Figura 3.6 - Diagrama multielementar expandido entre o AFS fresco e seu similar cisalhado.

Dentre os *LFSE*, o K forma a calha mais notável no diagrama, com teores muito baixos em duas amostras frescas, teores até mantélicos, o que possivelmente reflete a assinatura original do magma progenitor. O Sr mostra uma leve anomalia positiva nas rochas frescas, mas em geral os valores normalizados são semelhantes nas amostras frescas e alteradas.

Pelos *HFSE* trata-se de um padrão com diferenças pouco expressivas nas concentrações da maioria dos elementos, especialmente Nb, Sr, Zr, Ti e Y. Anomalias negativas de Nb e Ti, e menor de P destacam-se mais facilmente. O Zr mostra um tênue pico positivo que, conforme visto nos diagramas binários, aumenta mais nas amostras cisalhadas. Os teores variáveis de fósforo mostram claramente as

variações na própria rocha sem exibir modificações substanciais nas partes cisalhadas.

3.3. LAMPRÓFIRO

3.3.1. ELEMENTOS MAIORES

De acordo com os valores na Tabela 2, o lamprófiro da Fazenda Maria Preta caracteriza-se por uma baixa concentração de SiO_2 (47,80%), definindo uma natureza nitidamente básica, e de Al_2O_3 (<10%). Por outro lado, exibe teores relativamente altos de CaO (9,28%) e MgO (7,38 %), sendo que o primeiro pode ser em parte devido a venulações carbonáticas que seccionam o litotipo. Dentre os elementos menores, destacam-se os altos teores de TiO_2 (1,19%) e de P_2O_5 (2,07%).

Em relação aos álcalis, os valores maiores correspondem ao K_2O que praticamente é o dobro dos valores do Na_2O (1,63 %). É interessante relembrar que o álcali-feldspato sienito ocorre próximo ao lamprófiro e é estratigraficamente anterior ao mesmo. Se houve algum processo de enriquecimento sódico no AFS, o lamprófiro parece não ter sido afetado por ele.

A sua alta perda ao fogo (LOI) reflete o seu alto conteúdo em voláteis, traduzidos modalmente por minerais ricos em H_2O , mais especificamente pelos fenocristais de biotita/flogopita, e não pelo conteúdo de CO_2 representado pelas vênulas de carbonato impostas pela alteração posterior.

Para a classificação química do lamprófiro, utilizou-se o diagrama triangular de Jensen (1976) que contém elementos maiores pouco móveis em dois de seus vértices (Ti e Al) (Fig.3.7), assim como o diagrama total álcalis-sílica (Fig. 3.8).

No primeiro diagrama, o lamprófiro aparece com composição equivalente a de um basalto tholeiítico de alto magnésio, próximo ao campo dos basaltos komatiíticos, mostrando o seu teor de MgO predominante. No segundo, o litotipo em questão situa-se no campo dos traqui-basaltos. Pelos seus altos teores de K_2O e SiO_2 , o lamprófiro possui uma afinidade shoshonítica.

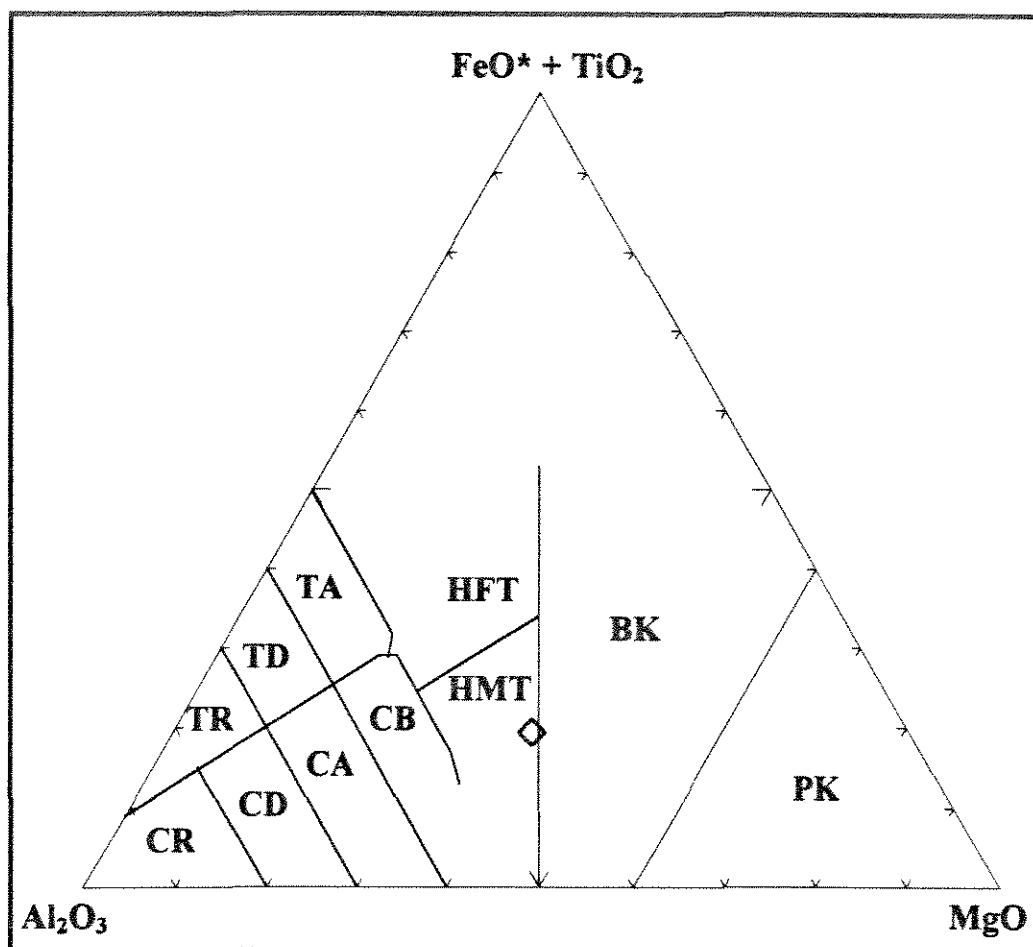


Figura 3.7 - Diagrama ternário (Jensen, 1976) mostrando a localização da amostra do lamprófiro do Corpo 15, Fazenda Maria Preta. **TR** - riodacitos tholeiíticos; **TD** - dacitos tholeiíticos; **TA** - andesitos tholeiíticos; **HFT** - basaltos tholeiíticos de alto Fe; **HMT** - basaltos tholeiíticos de alto Mg; **CR** - riolitos cálcio-alcalinos; **CD** - dacitos cálcio-alcalinos; **CA** - andesitos cálcio-alcalino; **CB** - basaltos cálcio-alcalinos; **PK** - peridotitos komatiíticos; **BK** - basaltos komatiíticos.

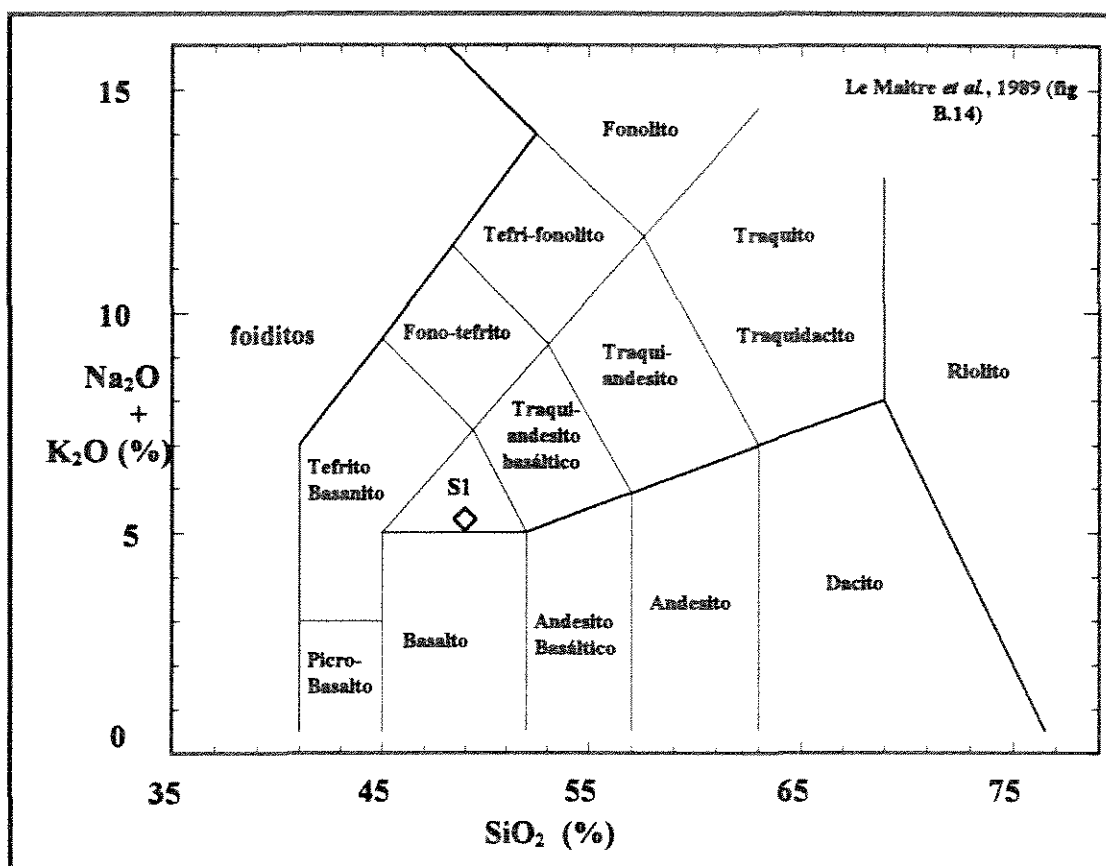


Figura 3.8- Diagrama total álcali-silica para o lamprófito (Le Maitre *et al.*, 1989). O campo S1 corresponde aos traqui-basaltos.

Com base na composição normativa (Tabela 2), o lamprófito é uma rocha saturada, com uma boa percentagem de plagioclásio e feldspato alcalino, além de orto e clinopiroxênios. Como minerais acessórios aparecem magnetita, ilmenita, apatita, e muito subordinadamente o zircão. No que diz respeito aos piroxênios, a junção do alto teor de MgO com o seu caráter saturado conduz à formação de hiperstênio (9,69%) no lugar da olivina. Juntamente com o alto MgO, o seu alto enriquecimento em CaO se traduz na formação dos altos conteúdos modais de diopsídio (19,02%). O seu expressivo conteúdo modal de micas pode ser atestado pela predominância do ortoclásio entre os feldspatos, além dos altos teores do Fe^{3+} nos minerais acessórios como a hematita, ilmenita e magnetita. A alta riqueza em P_2O_5 corresponde a consideráveis concentrações de apatita (4,91%).

3.3.2. ELEMENTOS-TRAÇO

Os resultados para elementos-traço também encontram-se listados na Tabela 2. Por se tratar de uma só amostra, a avaliação das concentrações dos elementos-traço será mostrada em um *spidergram* (Fig.3.9) normalizado ao manto primitivo.

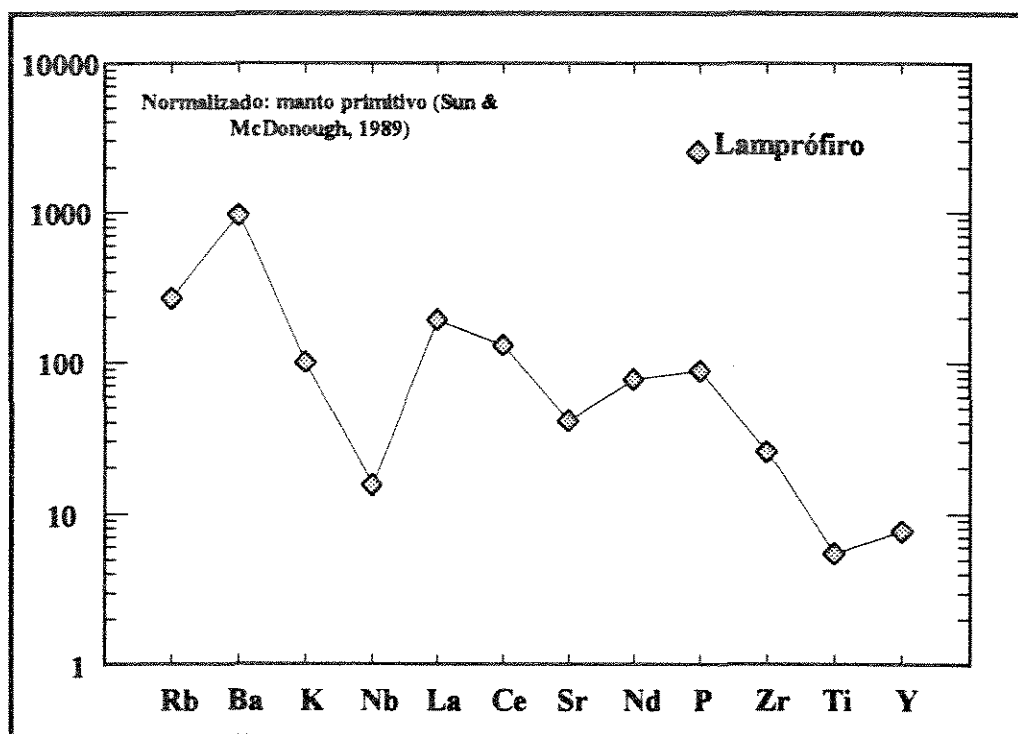


Figura 3.9 - Diagrama multielementar expandido normalizado correspondente ao lamprófiro da Fazenda Maria Preta.

De uma maneira geral, o que se nota é o alto enriquecimento para alguns dos elementos. O pico positivo de Ba se destaca notadamente, mostrando um enriquecimento em até 1000 vezes o valor mantélico. Uma outra característica observada a partir da normalização é o pronunciado vale marcado pelo Nb, suave no Sr, e o valor mínimo de Ti. Além disso, a rocha apresenta níveis basálticos de Ni, Co e Sc (Tabela 2), que combinados ao enriquecimento em elementos incompatíveis, refletem uma química de rocha máfica com afinidade cálcio-alcálica.

3.3.3. ELEMENTOS TERRAS RARAS (ETR)

Normalizados a condrito (Fig.3.10), os ETR mostram um padrão bastante fracionado e enriquecido em ETRL, onde o La_n chega a valores 300 vezes o condrito, enquanto que o Yb_n em torno de 4, dando uma alta razão $La_n / Yb_n = 50$. O padrão tem uma geometria retilínea sem anomalias.

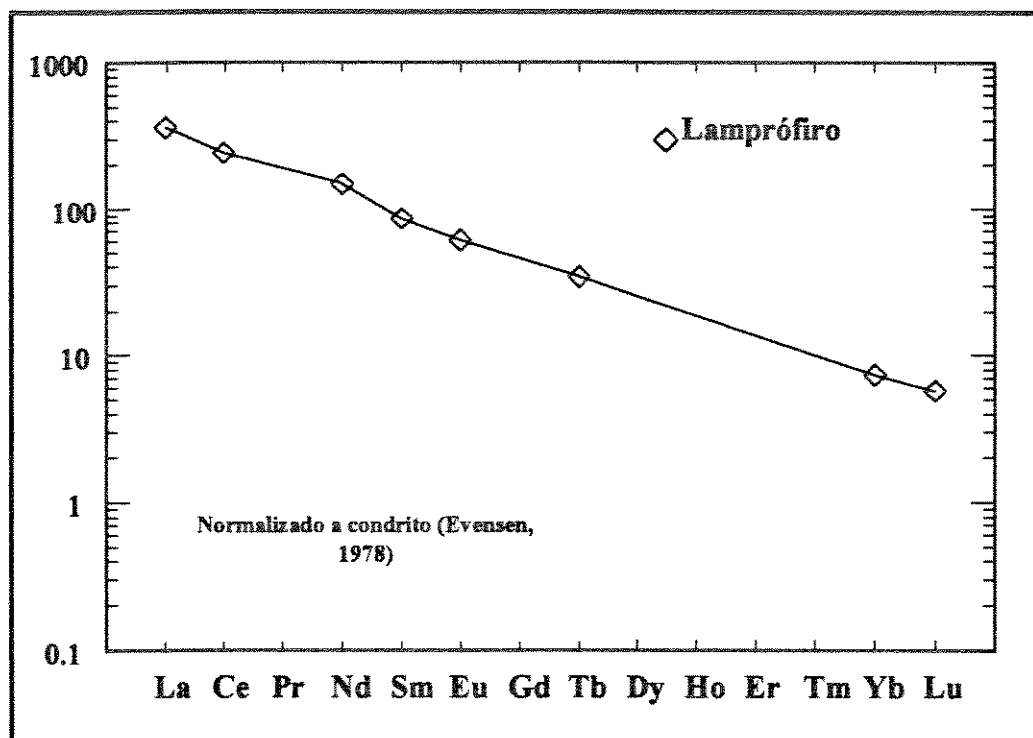


Figura 3.10 - Padrão de elementos de terras raras do lamprófito da Fazenda Maria Preta.

3.4 - ÁLCALI - FELDSPATO TRAQUITO

3.4.1. ELEMENTOS MAIORES

Através dos álcalis listados na Tabela 3, também fica constatado o seu caráter sódico. O Na_2O tem os seus teores mais altos (8,23 %) observado nas amostras frescas, enquanto nas partes alteradas decrescem sensivelmente (até 3,24 %).

Tabela 3 - Resultados das análises correspondentes ao AFT (fresco e alterado)													
	FRESCO						ALTERADO						
% peso	F4/29,00	F4/47,44	F11/21,00	F11/47,10	F15/24,30	F15/39,80	F4/6,20	F4/24,60	F11/10,90	F11/28,00	F15/23,70	F15/29,60	
SiO ₂	60,41	60,14	61,73	60,18	59,98	61,30	60,61	60,18	61,64	57,05	56,81	63,78	
TiO ₂	0,42	0,41	0,46	0,48	0,43	0,46	0,43	0,45	0,45	0,38	0,46	0,44	
Al ₂ O ₃	14,86	15,15	16,36	16,22	15,24	16,00	15,24	15,38	15,26	12,44	16,22	14,84	
Fe ₂ O ₃	1,82	4,96	0,86	2,11	1,26	1,56	3,64	3,38	5,30	3,89	4,47	3,53	
FeO	3,44	0,26	4,27	2,57	3,82	3,56	1,48	1,16	0,39	1,67	0,43	0,96	
MnO	0,11	0,09	0,09	0,09	0,08	0,08	0,10	0,10	0,11	0,10	0,10	0,07	
MgO	2,02	1,71	2,37	1,21	2,45	2,22	1,76	1,48	1,00	1,91	1,03	1,20	
CaO	5,13	3,47	2,76	2,84	3,93	3,15	4,80	4,94	3,56	8,02	6,27	3,71	
Na ₂ O	6,09	6,77	7,29	8,23	6,57	5,51	6,34	3,24	5,64	4,17	5,35	5,50	
K ₂ O	0,82	0,75	0,57	0,35	0,89	1,44	1,22	1,97	1,32	1,55	1,60	1,02	
P ₂ O ₅	0,09	0,10	0,12	0,09	0,09	0,10	0,09	0,11	0,07	0,08	0,09	0,10	
LOI	6,36	5,76	4,20	4,65	5,33	4,67	5,78	7,27	4,58	9,06	7,11	4,67	
Total	101,58	99,59	101,07	99,01	100,07	100,02	101,51	99,66	99,32	100,31	99,95	99,83	
ppm													
Rb	33	32	24	16	45	55	51	63	54	58	57	35	
Sr	134	140	138	147	105	101	114	104	97	130	118	89	
Y	25	25	27	26	30	28	26	24	26	25	28	23	
Zr	165	165	179	182	197	188	172	172	169	159	189	161	
Nb	5	5	6	6	6	7	5	6	5	5	6	6	
Ca				1,4	9					5,1	8,7		
Ba				122	231					274	1178		
Th				3,6	3,56					2,93	3,6		
U				0,8	1,64					1,6	1,43		
Sc				14,9	15					12,2	15		
Co				20	19					12,6	11,2		
Ni	15	10	16	18	18	17	16	16	20	13	17	11	
Zn	59	63	62	83	89	70	157	300	202	339	528	42	
Ga	18	16	17	17	19	17	18	16	18	16	18	16	
K/Rb	206	195	197	182	164	217	199	260	203	222	233	242	
Zr/Y	7	7	7	7	7	7	7	7	7	6	7	7	
Zr/Nb	33	33	30	30	33	27	34	29	34	32	32	27	
Th/Zr	15	15	15	16	13	15	15	16	16	14	15	16	
Th/Y	101	98	102	111	86	99	99	112	104	91	99	115	
La				15,4	17,4					16,7	14,2		
Ce				33	35,1					31,6	32,1		
Nd				15,4	17,8					15,5	17,3		
Sm				3,38	3,78					3,4	3,2		
Eu				1,03	1,2					0,9	1,01		
Tb				0,64	0,64					0,81	0,78		
Yb				2,56	2,9					2,3	2,6		
Lu				0,37	0,4					0,31	0,35		
Hf				4,6	4,8					3,9	5,1		
Ta				0,61	0,52					0,32	0,57		

Tabela 3 (continuação) - Cálculo normativo (CIPW) das amostras correspondentes ao AFT e seu equivalente alterado.

	FRESCO				ALTERADO							
	F4/29,00	F4/47,44	F11/21,00	F11/47,10	F15/24,30	F15/39,80	F4/6,20	F4/24,60	F11/10,90	F11/28,00	F15/23,70	F15/29,60
Qz	9,14	9,85	5,61	3,8	6,08	11,88	9,34	21,75	15,86	13,2	8,06	19,48
Cor	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Zir	0,03	0,03	0,04	0,04	0,04	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04	0,03
Or	4,86	4,45	3,38	2,07	5,28	8,53	7,23	11,67	7,82	9,18	9,48	6,04
Ab	51,53	57,28	61,68	69,63	55,59	46,62	53,64	27,41	47,72	35,28	45,27	46,53
An	10,79	8,74	10,24	6,29	9,47	14,67	9,52	21,6	12,43	10,65	15,52	12,8
Ac	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Diop	11,62	6,08	2,26	5,96	7,81	0,28	9,46	1,73	3,75	10,26	5,53	3,88
Wo	0	0	0	0	0	0	0,67	0	0	6,47	3,31	0
Hy	3,63	1,44	11,32	2,44	7,66	10,03	0	2,88	0,75	0	0	1,19
Mt	2,64	0	1,25	3,06	1,83	2,26	3,86	2,77	0,32	4,61	0,39	2,05
Hm	0	4,96	0	0	0	0	0,98	1,47	5,08	0,71	4,2	2,12
Ilm	0,8	0,74	0,87	0,91	0,82	0,87	0,82	0,85	0,85	0,72	0,87	0,84
Ap	0,21	0,24	0,28	0,21	0,21	0,24	0,21	0,26	0,17	0,19	0,21	0,24

Com valores quase que constantes, o K_2O apresenta teores bastante baixos, sem passar da unidade em amostras frescas, exceto para uma amostra que chega até 1,44 % (F15/39,80; Tabela 3). Contrariamente, os teores ultrapassam a unidade onde se concentrou o processo metassomático, variando de 1,02 a 1,97 %. O aumento do K_2O nas partes alteradas reflete o predomínio de sericita, e subordinadamente biotita, fato já descrito anteriormente na petrografia. Esta discrepância fica exposta na figura 3.11.a, através de uma correlação negativa entre K_2O e Na_2O com uma boa separação entre as amostras frescas e alteradas.

O comportamento oposto do conteúdo em álcalis também pode ser visto em gráficos contra o Al_2O_3 (Fig. 3.11.b e c). Basicamente, pode-se concluir que o Al se mantém bem estável diante da variação do Na e do K, ou seja, na passagem de albita para sericita não ocorreram grandes mudanças nos valores de Al.

O diagrama binário entre SiO_2 e Al_2O_3 (Fig. 3.11.d) mostra que a variação é maior nas amostras alteradas do que nas frescas. A variação do SiO_2 situa-se no intervalo 57,05 - 63,78% (Tabela 3), portanto qualquer tentativa de classificação seria confiável, tendo este elemento como um dos parâmetros. O Al_2O_3 aqui também mantém a sua condição de alta imobilidade conhecida em alguns sistemas hidrotermais (Finlow-Bates & Stumpfl, 1981; Mc Lean & Kranidiotis, 1987; Perthold et al., 1993). Exceto a amostra F11/28,00, que contém 12,44 % de Al_2O_3 (Tabela 3), as demais apresentam valores bem constantes (14,84 - 16,36%).

A relação entre o CaO e o Al_2O_3 (Fig. 3.11.e) parece expressar bem as mudanças mineralógicas. A pequena correlação negativa entre esses elementos nas rochas frescas deve de certa forma refletir a menor quantidade de microlitos de carbonato e epidoto nessas rochas. Já a alteração provocou variação nos teores em função da presença das venulações carbonáticas.

A maioria do MgO presente na rocha provém da presença de clorita magnesiânica e biotita, sejam estas intersticiais (primárias), periféricas (metamórficas) ou disseminadas/venulares (hidrotermal). Os teores para a rocha isenta de alteração ficam entre 1 e 2,5 %, decaindo para 1,00 a 1,91% nas partes alteradas sob o predomínio da mica potássica.

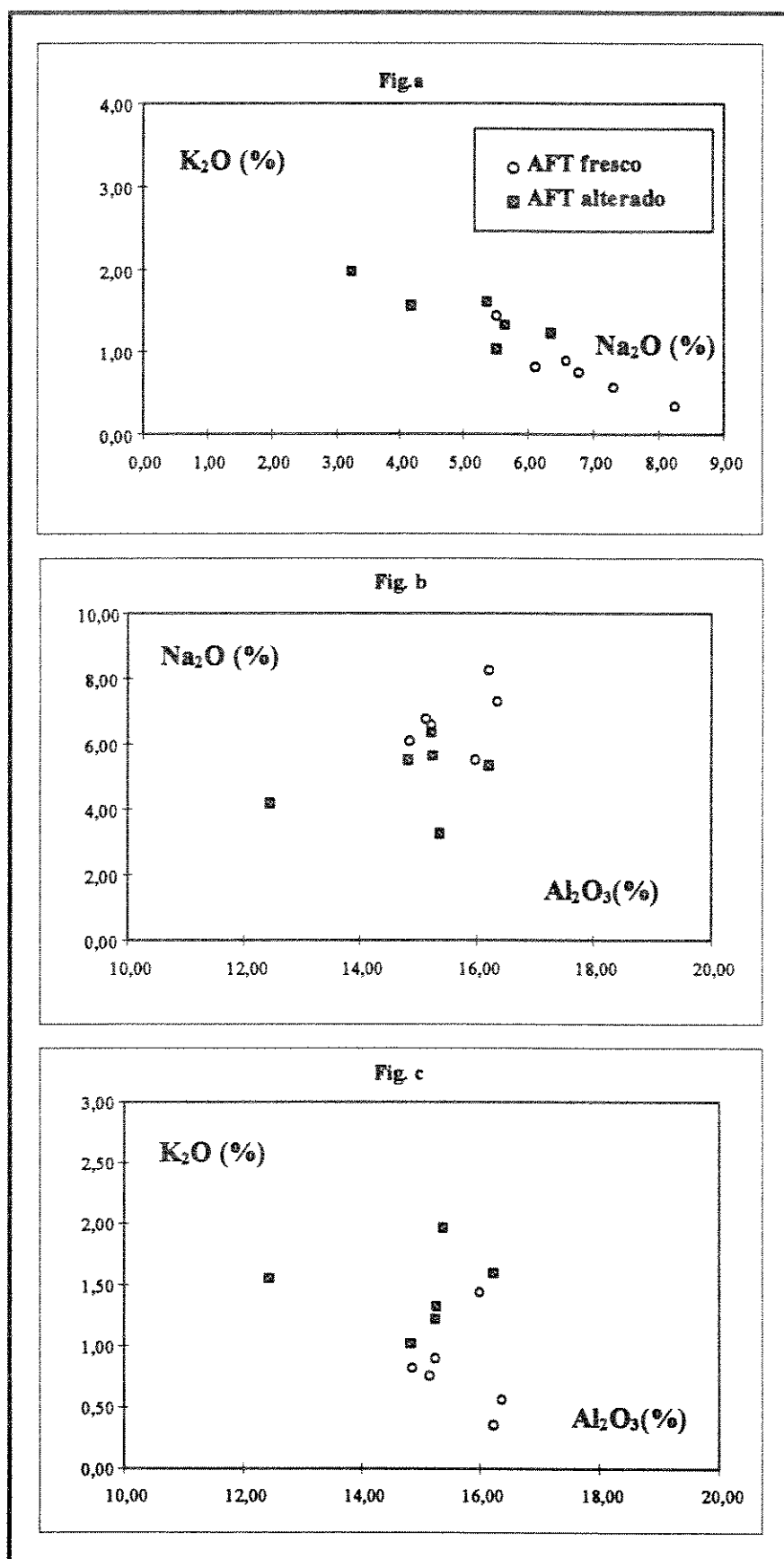


Figura 3.11 - Diagramas binários mostrando a variação dos elementos maiores para o AFT.

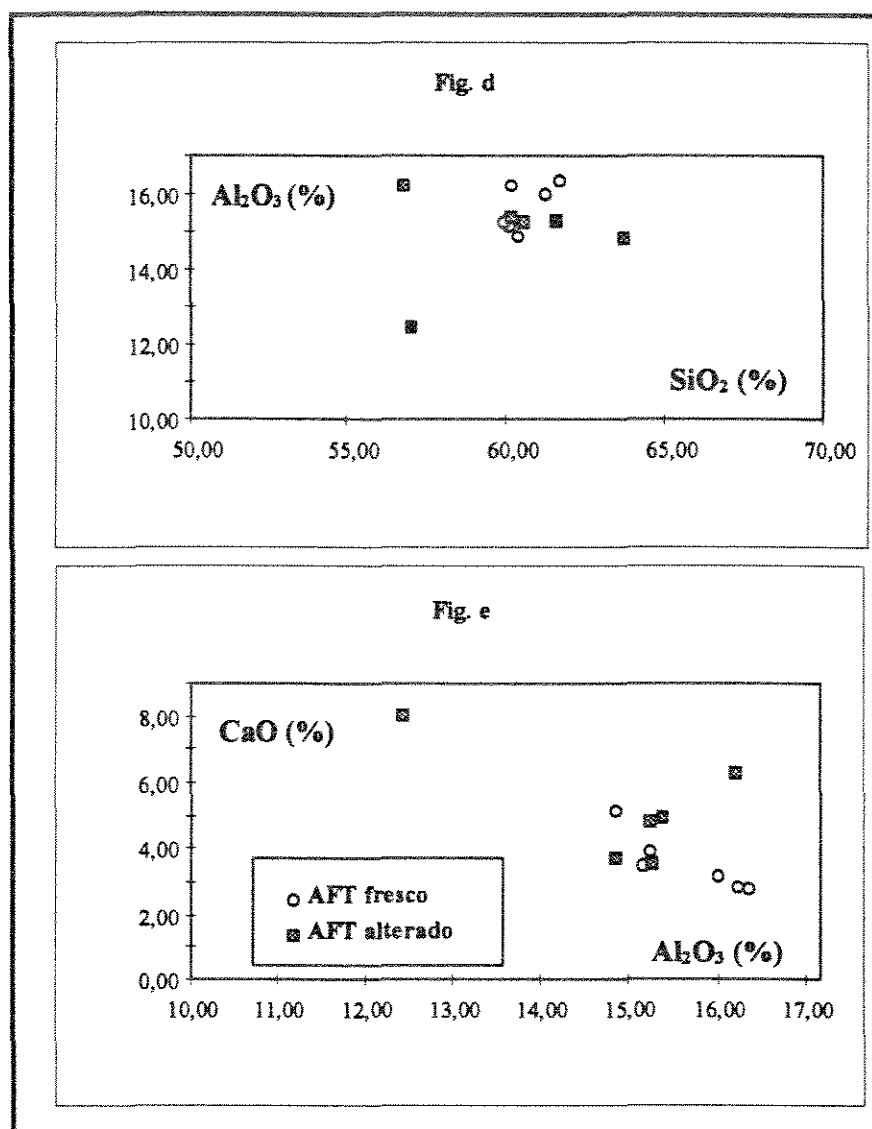


Figura 3.11 - Diagramas binários correspondente ao álcali-feldspato traquito e seu equivalente alterado.

Uma ilustração desses resultados pode ser vista no diagrama MgO vs Al_2O_3 (Fig. 3.11.f), em que apenas uma amostra fresca (F11/47,10) se agrupa entre as alteradas. De acordo com a petrografia, tal amostra é a que mais intercrescimento granofírico apresenta, sendo portanto, a que menos clorita (menos MgO) possui.

Com relação aos demais elementos (Tabela 3) destacam-se: (i) as baixas concentrações de TiO_2 , MnO e P_2O_5 nos tipos frescos e alterados, e (2) a boa discriminação do Fe_2O_3 (Fe^{+3}) entre as partes alteradas e frescas. Este último

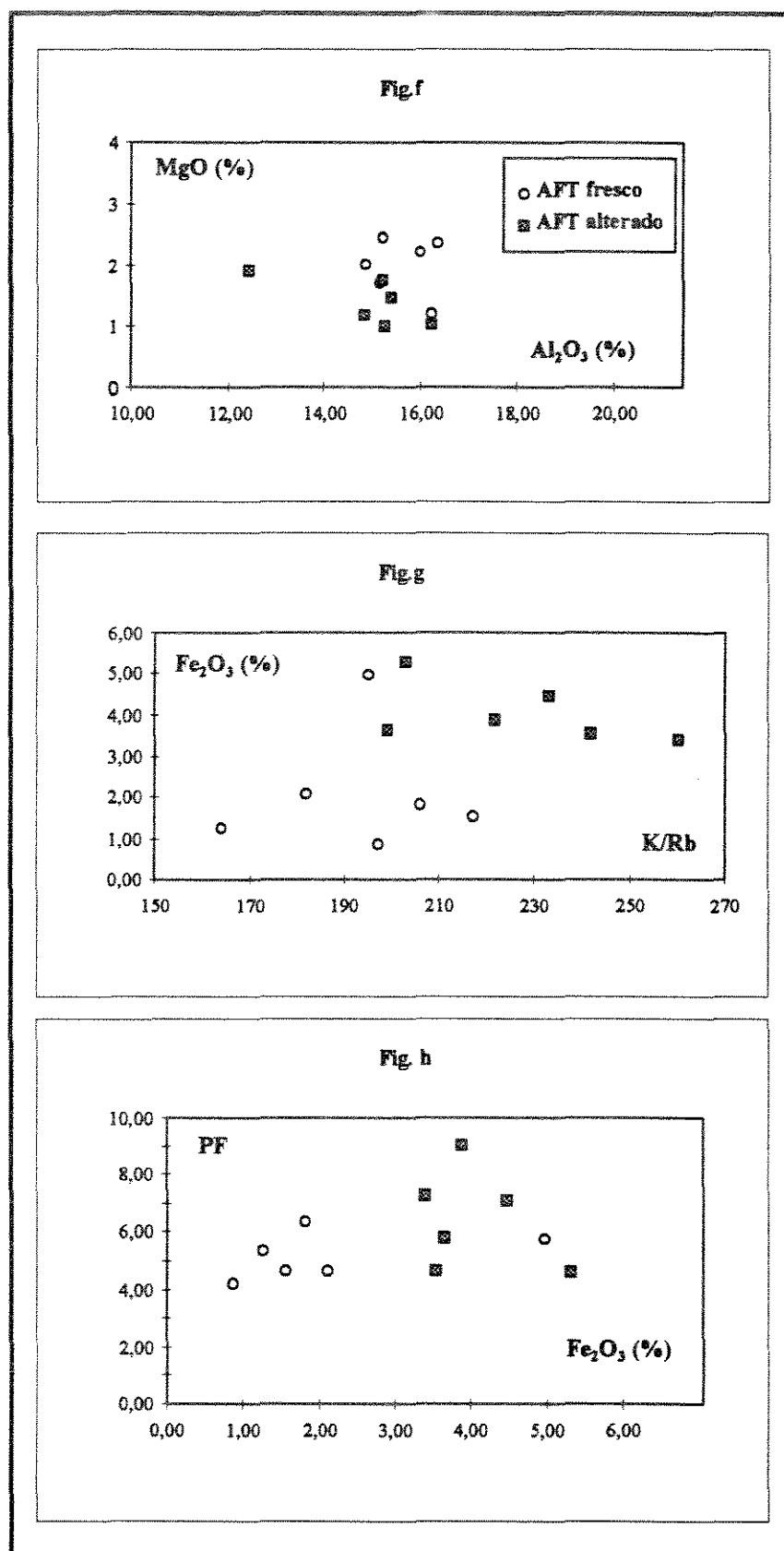


Figura 3.11 - Diagrama binário entre alguns elementos maiores do AFT entre as partes frescas e alteradas.

elemento experimentou um sensível aumento nas partes alteradas devido à oxidação dos sulfetos.

Na figura 3.11.g, o Fe_2O_3 é comparado com a razão K/Rb, bem sensível à alteração, revelando, com exceção da amostra F4/47,44 ($\text{Fe}_2\text{O}_3 = 4,96\%$), uma boa separação entre amostras frescas e alteradas. Este mais alto teor de Fe para esta parte fresca indica uma concentração alta de fases opacas em venulações. Portanto, se considerarmos a relação alteração-ouro, o Fe^{3+} passa a ser um elemento altamente correlacionável com o metal precioso.

Uma outra boa discriminação entre as partes frescas e alteradas pode ser vista na figura 3.11.h, que relaciona perda ao fogo (PF) e Fe_2O_3 . Para valores de PF variando entre 4 e 9, as rochas frescas agrupam-se nos valores menores de Fe_2O_3 , enquanto as alteradas se dispersam um pouco, mas com os maiores valores. Esta distribuição, combinada com a petrografia, reflete a presença de óxidos e hidróxidos nas amostras alteradas, às vezes pseudomórficos dos sulfetos, juntamente com a mineralogia característica do hidrotermalismo. A exceção fica por conta da amostra F4/47,44, na qual, além dos opacos próprios da rocha, ocorrem também vênulas e filmes de opacos (sulfetos?).

Resumindo, o aumento de PF nas partes alteradas é atribuído à presença em maior ou menor proporção de carbonatos e minerais filossilicáticos (no caso sericita), e principalmente H_2O (Vance & Condie, 1987), que nitidamente aumentam as concentrações deste parâmetro geoquímico (Mac Lean & Kranidiotis, 1987).

Utilizando o diagrama de Shand para classificação geoquímica (Fig. 3.12), o AFT caracteriza-se como metaluminoso, sem mostrar grandes variações entre as partes alteradas e frescas.

Magmas metaluminosos são caracterizados por serem predominantemente anidros (Wolde *et al*, 1996). Além do mais, segundo Feng *et al*. (1993), magmas anidros possuem baixa frequência de minerais hidratados primários. Como apresentado na petrografia, a baixa quantidade modal de minerais hidratados primários é uma das características do AFT, o que pode reforçar a sua essa afinidade metaluminosa. Tudo isto serve como base para considerar que o AFT tem suas características primárias muito pouco modificadas.

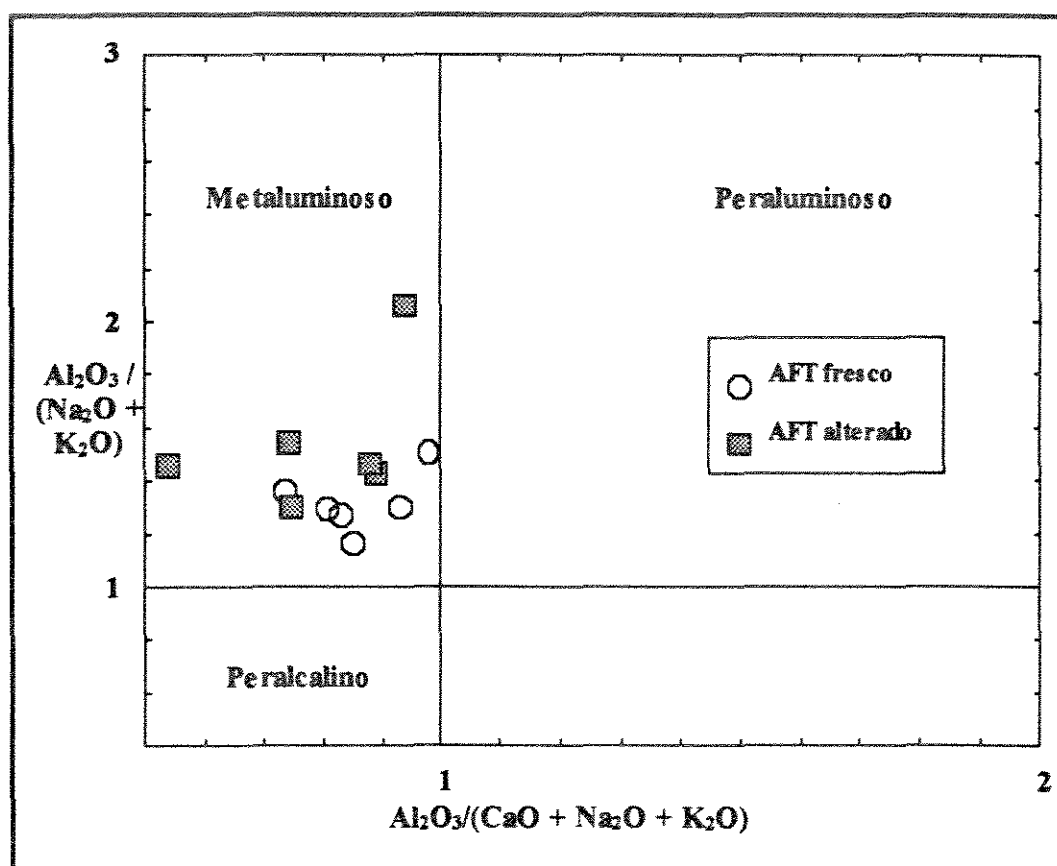


Figura 3.12. - Diagrama de variação do índice de saturação em alumina (Índice de Shand apud Pearce *et al*, 1984) para o álcali-feldspato traquito da Fazenda Mari.

O cálculo normativo (CIPW, tabela 3) está diagramado na figura 3.13. Nela os pontos lançados colocam o AFT no campo da albita, com um pequeno *trend* ao qual também se ajustam as amostras alteradas. Apenas uma mostra se intercala no campo dos tonalitos. Aqui, se bem que a relação com a mineralização seja indireta (o Au não está disseminado no AFT e sim em veios) também pode-se notar que este corpo tem características sódicas, sem chegar a ser peralcalino.

Portanto, através da mineralogia teórica também não se comprovaram mudanças substanciais provocadas pelo hidrotermalismo.

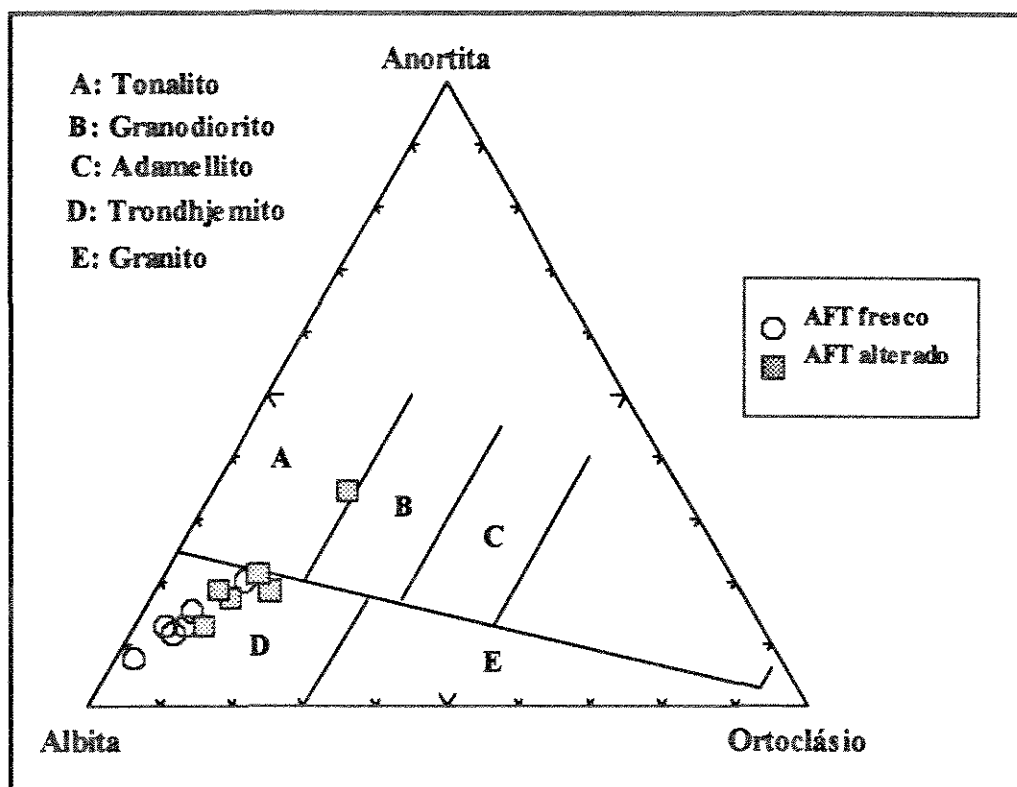


Figura 3.13 - Distribuição dos pontos das amostras do AFT e seu similar cisalhado no diagrama ternário normativo de feldspatos (Carmicheal, 1974).

3.4.2. - ELEMENTOS DE BAIXO E ALTO CAMPO DE FORÇA (LFSE e HFSE)

Na mesma Tabela 3 pode-se observar que os valores mais baixos de Rb (16 - 45 ppm) são encontrados nas amostras frescas e os mais altos nas alteradas (51 - 63 ppm). Só uma amostra fresca (F15/39,80) possui tendência inversa.

Por outro lado, os teores de Sr mais altos estão nas porções frescas (101 - 147 ppm) e caem sensivelmente nas partes alteradas, oscilando entre 89 e 130 ppm. Aparentemente, os valores mais altos da rocha fresca relacionam-se à preservação dos plagioclásios, os quais atuam como hospedeiros deste elemento (Deer *et al.*, 1978). No diagrama Rb vs Sr (Fig. 3.14.a) pode-se ver uma correlação negativa determinada pelas amostras frescas, atestando talvez para um processo de fracionamento magmático, ao passo que nas partes alteradas os teores de Rb aglomeram-se em valores maiores.

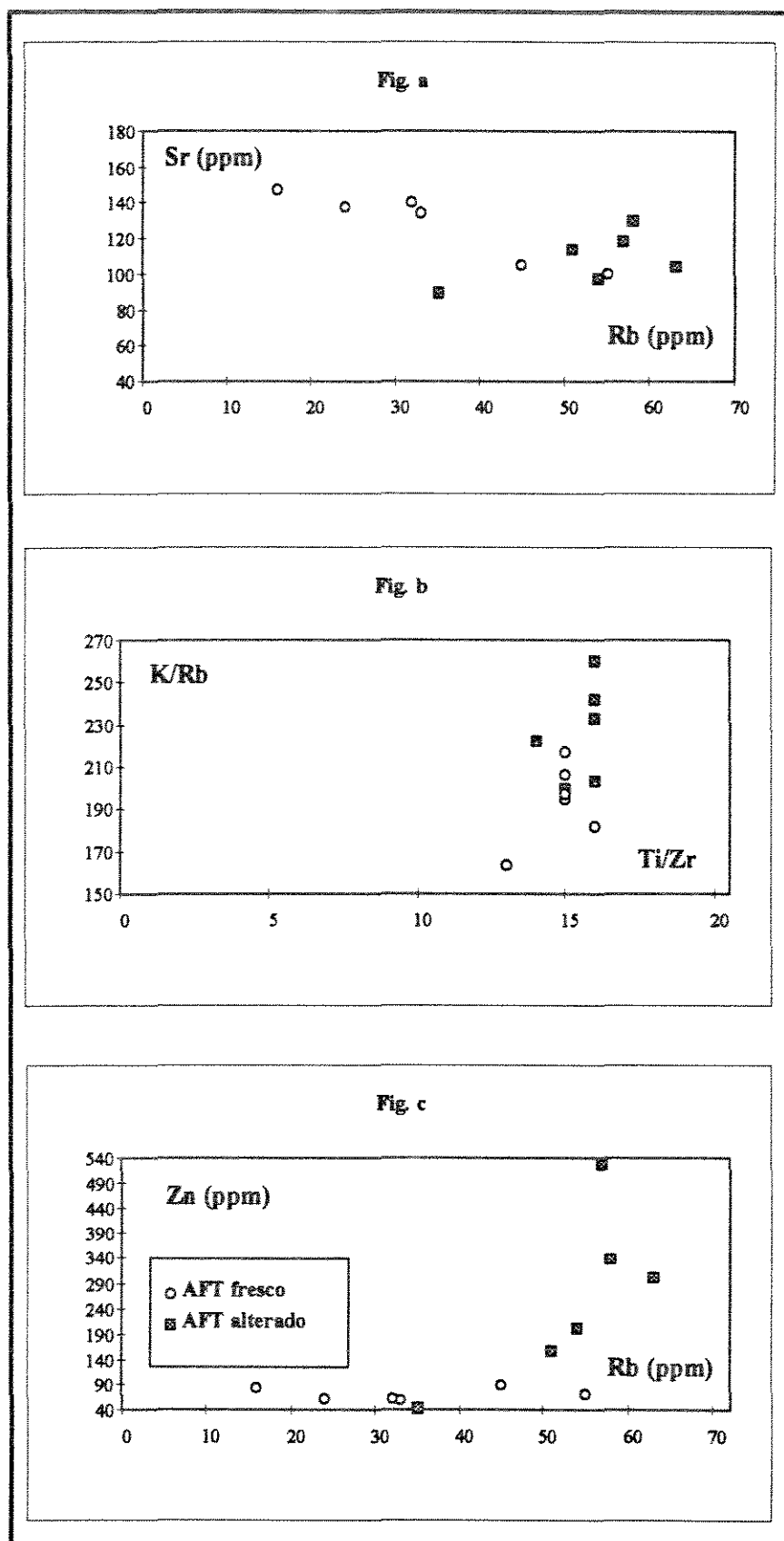


Figura 3.14 - Diagramas binários da variação dos elementos de baixo campo de força correspondentes ao AFT.

No gráfico da razão K/Rb versus a razão invariável de fracionamento Ti/Zr (Fig. 3.14.b), pode-se observar uma boa separação entre as partes alteradas e frescas. A maior parte das primeiras apresentam razões K/Rb acima de 210 e até 260, para valores mais ou menos constantes de Ti/Zr.

Considerado elemento de transição, o Zn apresenta uma forte afinidade com as partes alteradas, nas quais são nítidos os altos ganhos deste elemento tanto em amostras alteradas mineralizadas em ouro como em não-mineralizadas, nessa última chegando a 528 ppm de Zn. A exceção é a amostra C1-15/29,60, a qual estando alterada não chega a ter altas concentrações (Tabela 3). A variação do Zn é mostrada na figura 3.14.c, no caso contra um outro elemento móvel como o Rb. Observa-se que as amostras frescas aparecem alinhadas entre valores de 40 e 90 ppm de Zn, ao passo que as alteradas descrevem uma trajetória hiperbólica a partir de valores maiores que 140 ppm. Esta trajetória expressa um enriquecimento desproporcional de Zn retido no carbonato em relação à sericita hospedeira do Rb.

De todos os elementos considerados imóveis (Zr, Y, Nb, Ti; Winchester & Floyd, 1977) os que mostram a sua melhor condição de imobilidade são o Nb e o Y. Os baixos teores de Nb (5 - 7 ppm) dão uma idéia de quanto a rocha é empobrecida neste elemento. Já os teores de Y passam a ser mais altos, variando entre 23 e 30 ppm. A partir do confronto entre Nb e Y (Fig. 3.14.d) pode-se ver que o padrão linear traçado pelos pontos denota que esses elementos não foram afetados pela alteração.

O comportamento de outros elementos pode dar uma ideia acerca do papel da alteração. De acordo com o gráfico Zr x Y (Fig. 3.14.e) as amostras se dispersam linear e positivamente, mantendo, como no álcali-feldspato sienito, razões praticamente constantes entre rochas frescas e alteradas. Neste caso, não há um agrupamento entre amostras frescas e alteradas. Na outra figura, e pelo comportamento do Zr x TiO₂ (Fig. 3.14.f), também se observa uma tênue correlação positiva sem discriminação entre as partes. O agrupamento intercalado dos componentes frescos e alterados dessas duas figuras anteriores leva a considerar que a variação do Zr está relacionada às suas concentrações iniciais e não à alteração posteriormente aplicada.

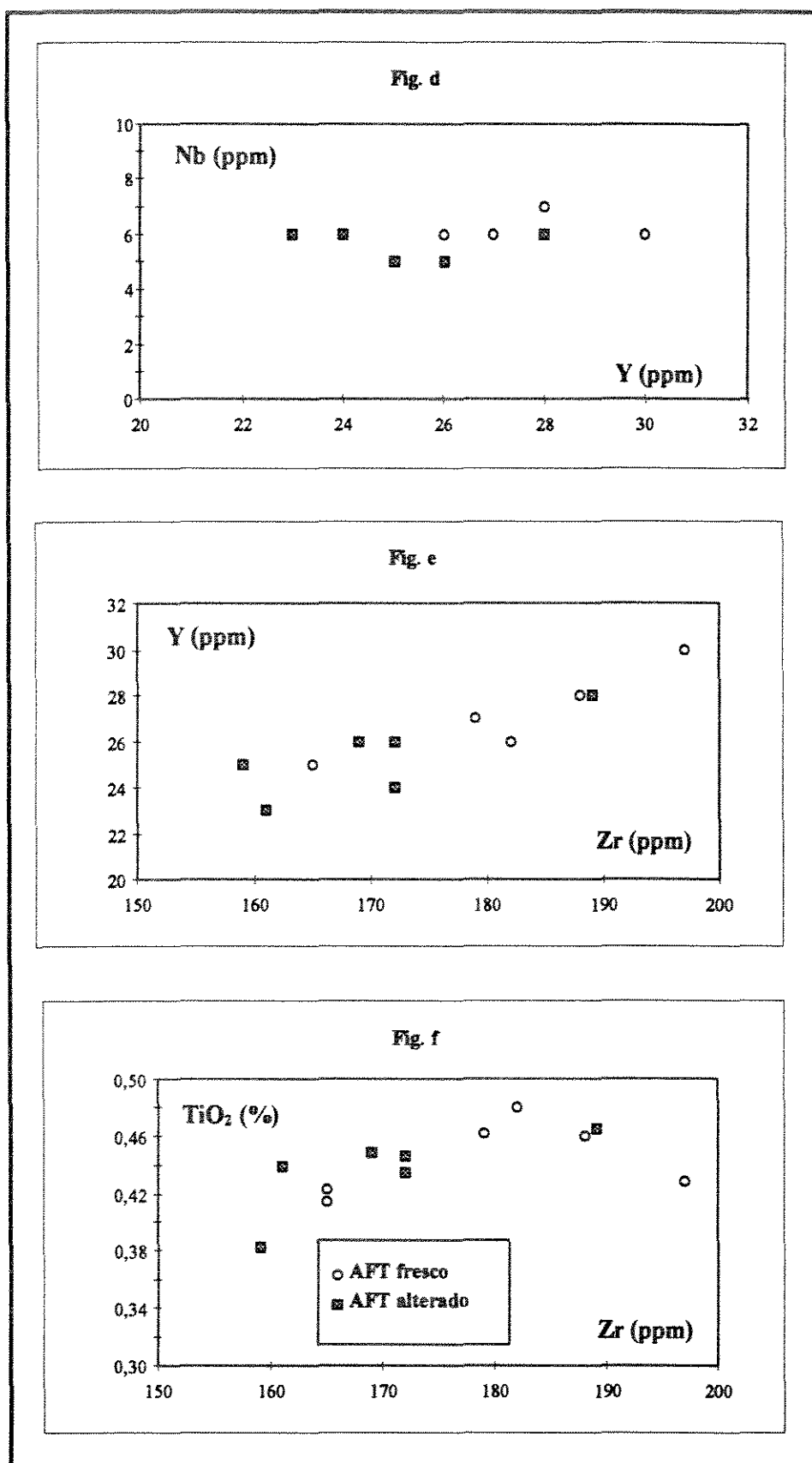


Figura 3.14 - Diagramas de variação de elementos de alto campo de força para o AFT.

Portanto, e como foi visto anteriormente no álcali-feldspato sienito da Fazenda Maria Preta, a boa correlação entre esses elementos imóveis (Zr, TiO₂, Nb, entre outros) entre as partes frescas e alteradas é que serve para atestar a sua imobilidade (M^c Lean & Kranidiotis, 1987).

3.4.3. - ELEMENTOS DO GRUPO DAS TERRAS RARAS

O diagrama dos padrões dos ETR para o litotipo é apresentado na figura 3.15. Ao todo foram analisadas quatro amostras, duas frescas e duas alteradas. Dentre as alteradas, uma é mineralizada e outra é estéril.

De modo semelhante ao alcali-feldspato sienito da Fazenda Maria Preta, o AFT mostra um enriquecimento nítido em ETRL, com um padrão infletido a partir do Tb, sem mostrar nenhuma variação ou anomalia expressiva entre os tipos fresco e alterado.

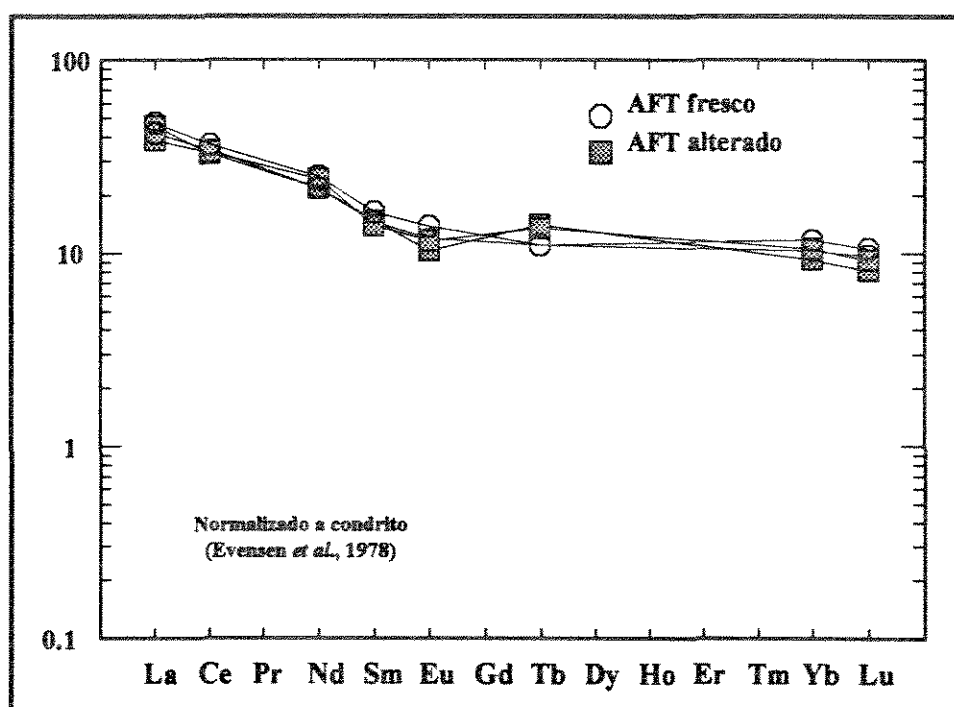


Figura 3.15 - Padrões de elementos de terras raras para o álcali-feldspato traquito fresco e alterado.

3.4.4. - DIAGRAMA MULTIELEMENTAR NORMALIZADO

De modo um pouco diferente daquele para os ETR, os elementos-traço apresentados no diagrama multielementar (Fig. 3.16) mostram uma variação mais expressiva para o grupo *LFSE* e praticamente nenhuma para os *HFSE*, entre amostras frescas e alteradas. Depreende-se disto que a alteração hidrotermal não propiciou grandes mudanças nas concentrações da maioria dos elementos.

Ao contrário do que foi visto no álcali feldspato sienito da Fazenda Maria Preta, os *LFSE* parecem não ter sido tão suscetíveis à processos secundários. Aqui o K e o Rb pouco variam diante da alteração. O Ba mostra-se invariável numa amostra alterada em relação à rocha fresca, ao passo que alcança maior concentração em uma amostra alterada estéril.

A extrema constância entre os valores normalizados dos *HFSE* atesta para a imobilidade da maioria destes elementos perante o processo hidrotermal, podendo os elementos do Nb ao Y serem considerados como representativos da rocha ígnea original. Pelo padrão do diagrama notam-se expressivas calhas em Nb, Sr, P e Ti, e picos positivos no Zr e Y, principalmente.

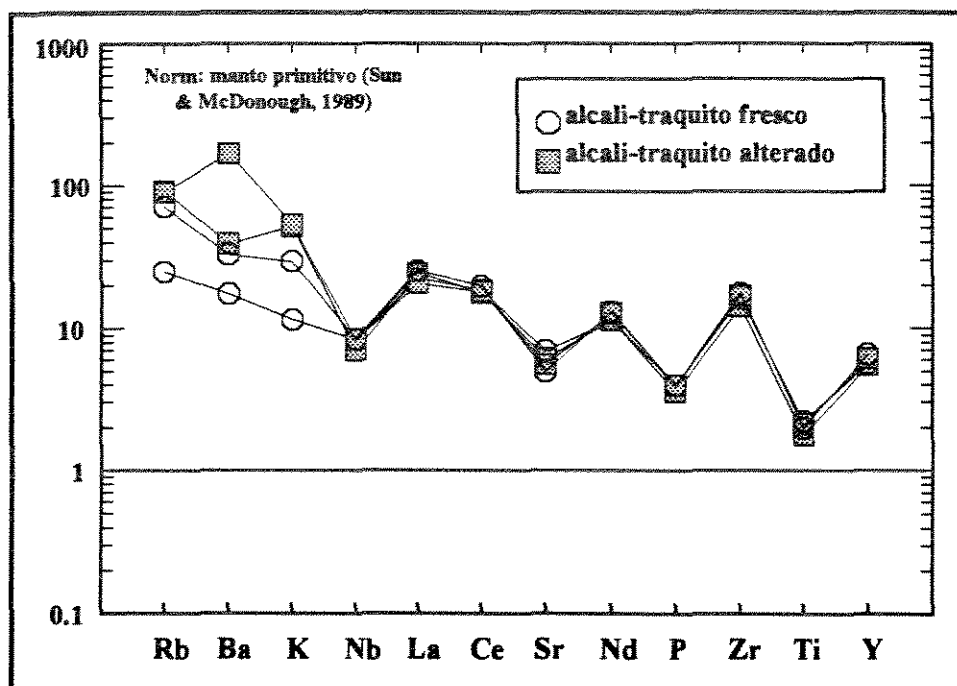


Figura 3.16 - Diagrama multielementar do litotipo hospedeiro do CI do depósito Mari.

3.5. - DISCUSSÃO DOS DADOS

3.5.1. - SIGNIFICADO DO ALTO TEOR DE Na_2O EM ROCHAS FÉLSICAS

A composição altamente sódica apresentada pelas rochas félsicas aqui tratadas, traduzida pela composição inteiramente albitica dos fenocristais e da matriz do AFS (Xavier, 1992), assim como do AFT (Tabela 1), ensejou uma discussão acerca da possibilidade dessas rochas terem sofrido um processo metassomático. Todavia, altos teores de Na_2O em uma rocha ígnea também podem ser originais, e resultantes de seu próprio processo evolutivo. Para examinar essas duas possibilidades, é apresentada a seguir uma discussão pormenorizada.

ROCHAS SÓDICAS PRIMÁRIAS

Diferentes tipos de rochas sódicas primárias podem ocorrer nos mais diversos ambientes tectônicos. Rochas em ambiente intraplaca, de subducção, ou até em fundo oceânico, podem apresentar altos conteúdos de Na_2O e baixas concentrações de K_2O .

Exemplo de rochas plutônicas sódicas primárias, de grandes dimensões são os *stocks* graníticos peralcalinos intracontinentais na Mongólia (Kovalenko *et al.* 1995), que são mineralizados em elementos de terras raras e constituídos por feldspatos, anfibólios e piroxênios alcalinos, mostrando relações de campo e microtexturais condizentes com uma origem ígnea.

Deficiência em K_2O e abundância em Na_2O é também uma característica dos plagiogranitos associados às seqüências de ofiolitos (Pitcher, 1982, Barbieri *et. al.* 1995)

Outros litotipos com baixos teores de K_2O são os alaskitos e granófiros, rochas caracterizadas por intercrescimento granofírico de plagioclásio e quartzo e ocorrentes dentro de intrusões máficas. Bolsões granofíricos em doleritos de ambientes submarinos foram considerados por Sinton & Barley (1980) como produto de transporte do K na fase vapor durante o último estágio de cristalização, e não pelo processo de cristalização fracionada. Czamanske *et al.* (1991), ressaltam que os

granófiros do Complexo Stillwater seriam o resultado de material transportado e precipitado por soluções aquosas cloradas.

Um litotipo recente, os adakitos, e alguns equivalentes arqueanos (Drummond & Defant, 1990), são rochas sódicas geradas por metassomatismo do manto em zonas de supra-subducção.

Ocorrências menores, como filões pegmatíticos, também podem apresentar altos teores em sódio. Alguns, mineralizados em Ta-Li-Sn, podem apresentar zonas mais sódicas como fruto da própria cristalização (Partington *et al.*, 1995).

EFEITOS DO METASSOMATISMO SÓDICO

Como anteriormente apontado, o metassomatismo pode modificar de forma significativa a química de uma rocha.

Um dos processos que culmina no enriquecimento sódico de um litotipo é a fenitização. Processo associado à alteração metassomática, a fenitização denota um estilo de alteração tipicamente associada a algumas intrusões alcalinas, ou a magmas carbonatíticos (King & Kerrich, 1987). Em termos mineralógicos o processo dependerá da composição original da rocha, mas, como características principais, envolve a perda ou substituição de quartzo e crescimento de piroxênios ou anfibólios sódicos juntamente com a formação, ou recristalização, de álcali-feldspato, esfero e apatita.

Em terrenos de *greenstone*, além da sericitização, cloritização, carbonatação e silicificação, como processos hidrotermais mais abundantes e conhecidos, há um outro, a albitização, que se manifesta muito comumente. Esse processo tem sido abordado de forma bem mais profunda ultimamente, procurando-se entender os tipos de mudanças atuantes nos litotipos e a sua importância na metalogênese, dada a sua íntima relação com mineralizações auríferas (Perring *et al.*, 1990; 1991).

De uma maneira geral, a albitização é o processo de introdução ou substituição de um mineral pela albita, a qual usualmente substitui um plagioclásio mais cálcico (Bowes, 1989). O processo também pode ocorrer por pura e exclusiva troca iônica. Merino (1995) considera albitização (ou substituição pseudomórfica)

quando o volume molar de anortita desaparece e um volume igual de albita se forma, preservando as características óticas (como a geminação) e o tamanho da anortita.

Em suma, a albitização não se manifesta apenas fisicamente, como veios, mas também por substituição química (pseudomorfismo), situação em que o processo pode não deixar registros do material pretérito.

Seja qual for o tipo de mecanismo, é um processo que tem um amplo espectro de ocorrência e, em se tratando de uma rocha granítica, a albitização acontece dentro de uma ampla faixa de variação de temperatura e em um número considerável de ambientes (Cathelineau, 1986).

Com a finalidade de resumir os principais efeitos deste processo, nos parágrafos seguintes são discutidas as duas principais possibilidades genéticas, isto é, substituição catiônica e infiltração de vênulas.

A reação com a água mar é considerada como o principal fator potencial na albitização por substituição catiônica, muitas vezes atingindo pacotes espessos. Esse mecanismo restringe-se puramente a uma desordem química que, dependendo da rocha afetada, influenciará na sua mineralogia primária. Além do enriquecimento em Na_2O e empobrecimento de K_2O , a água do mar também deixa outros registros, como variações nos teores de alguns elementos traço e ETR (Rollinson, 1993).

O ambiente marinho seria o cenário da geração do alto teor sódico em vários ambientes do tipo *greenstone*, como nos plútons arqueanos do *greenstone belt* do Abitibi (Kennedy, 1984), e também pela albitização dos pórfiros félsicos a máficos da área de Bardoc-Kalgoorlie, *greenstone belt* de Kambalda-Menzies (Australia; Witt, 1992). O mesmo ambiente seria responsável pela geração de rochas trondjemíticas em alguns depósitos arqueanos, provocando a passagem de oligoclásio para albita durante a espilitização e diluindo os minerais acessórios (King & Kerrich, 1987).

Uma visualização mais abrangente dos registros químicos mais destacáveis do metassomatismo em ambiente oceânico, atuante em rochas félsicas de *greenstones*, como as aqui estudadas, pode ser observada nos diagramas multielementares expandidos da figura 3.17. a e b.

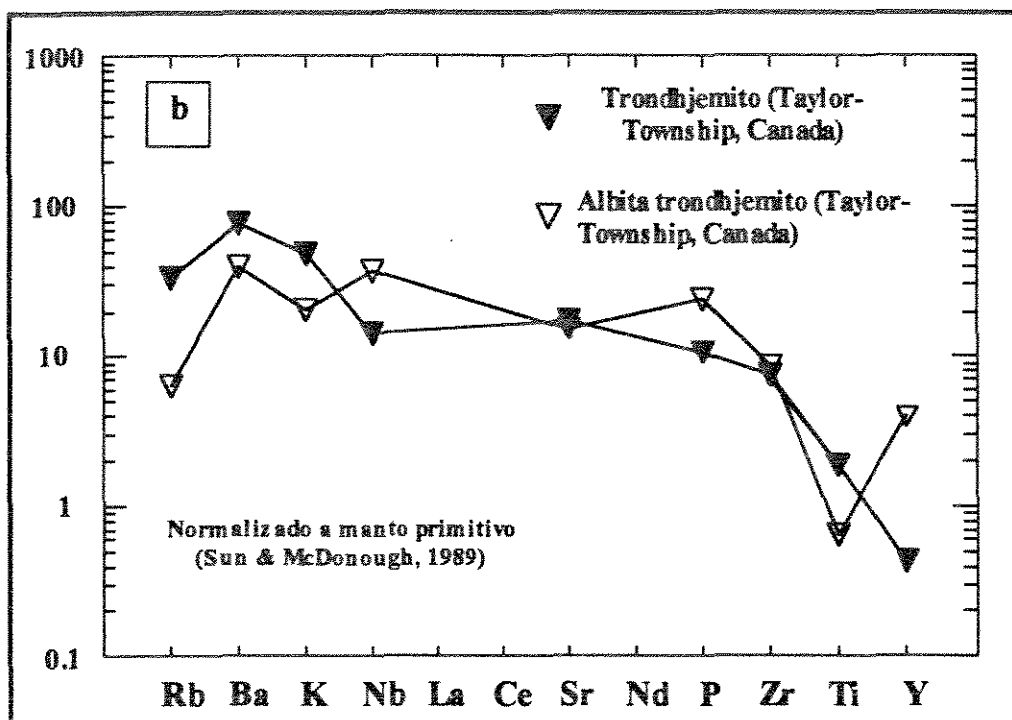
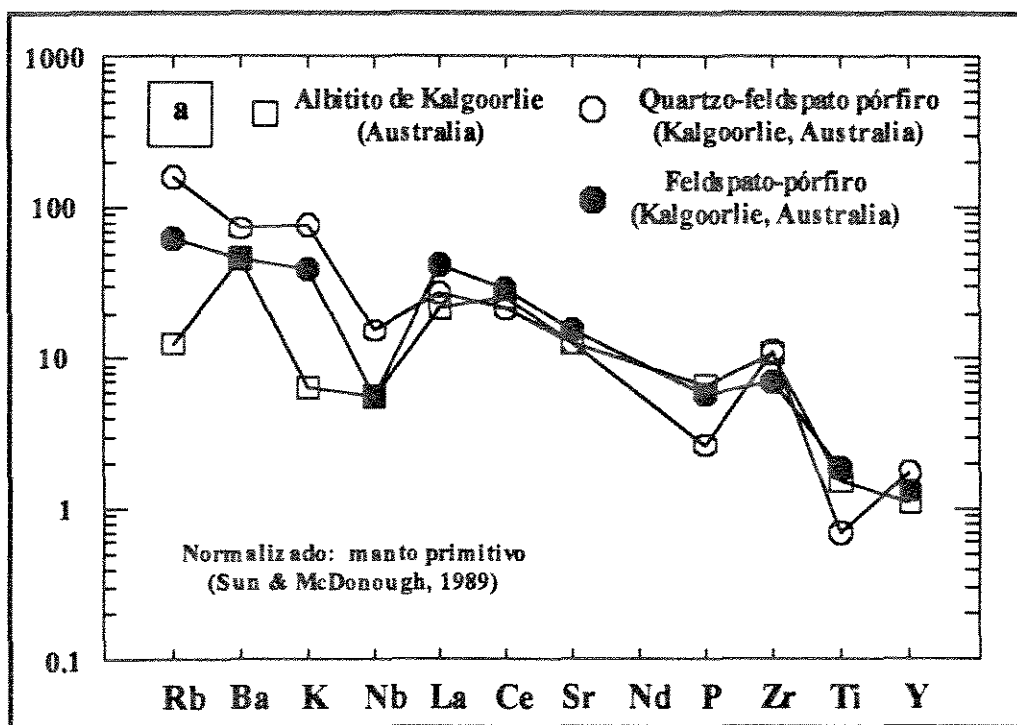


Figura 3.17. - Diagramas multielementares expandidos mostrando os efeitos provocados pela ação da água do mar sobre rochas félsicas. (a) - rochas félsicas porfíricas frescas e albitizadas (Witt, 1992); (b) - trondhjemito fresco e seu equivalente albitizado (King & Kerrich, 1987).

Na figura 3.17.a. foram plotadas intrusões félsicas menores, mais precisamente quartzo-feldspato pórfiros e feldspatos pórfiros das minas auríferas de Menzies-Kambalda, Austrália. Essas intrusões, consideradas estrutural e quimicamente ligadas a corpos granitóides maiores, mostram evidências texturais e químicas de albitização (Witt, 1992). No outro diagrama (Fig.3.17.b) lançaram-se corpos tabulares trondjemíticos, colocados ao longo da falha Destor-Porcupine (Abitibi), que intrudem uma sequência vulcânica ultramáfica a máfica e se comportam como balizadores de um domínio de alto teor em Au e fluorapatita. Composicionalmente, esses corpos variam de quartzo-oligoclásio a albita trondjemitos (King & Kerrich, 1987).

Por ambos diagramas consegue-se observar que não são muito expressivos os efeitos químicos provocados pela água do mar sobre um mesmo litotipo, além do que o processo metassomático nem sempre se manifesta nos mesmos elementos.

Da figura 3.17.a, o empobrecimento mais marcante nos litotipos australianos ocorre para Rb, K e Nb, sendo pouco significativo para Ba e La. O mais ressaltante é a redução das concentrações iniciais do elemento “imóvel” Nb do quartzo-feldspato pórfiro para o albitito, em contrapartida com os pequenos ganhos apresentados pelo P e Ti.

No tocante ao trondjemito de Ontário e seu equivalente alterado (Fig. 3.17.b), pode-se observar que basicamente os *LFSE* mostram bem as variações realizadas pela alteração sódica como antes assinalado para o albitito de Bardoc-Kalgoorlie. Porém, é também dentro da faixa marcada pelos *HFSE* que aparecem as diferenças mais marcante entre ambos. Ao contrário do exemplo de Bardoc-Kalgoorlie, Nb, P e Y crescem no equivalente albitizado, em função da formação de apatita (King & Kerrich, 1987).

Dentre todos os elementos, o Sr é que aparentemente assume uma forte imobilidade, fato curioso para um elemento tão característico do grupo dos *LFSE*.

Diante da impossibilidade de distinção do AFS e do AFT aqui estudados, isto é, entre albitizado e não albitizado, a finalidade destes diagramas foi observar se realmente o metassomatismo por água do mar exerce um controle maior sobre alguns elementos em particular. Pelo exposto nos diagramas, o Y mostra controvérsias, podendo aumentar como diminuir. Quem mostra um aumento até coerente é o P, uma vez que o Nb pode aumentar ou se manter intacto, e o La mostrar

teores menores quando albitizado. Portanto, o único elemento aqui plotado que se mostra como diagnóstico certo de albitização é o K, e em muito menor grau, o P e o Ba, este último diminuindo durante a albitização.

Observando-se os diagramas normalizados do AFS (Fig. 3.6) e do AFT (Fig. 3.16), nota-se que os elementos Nb, P e Y (em ambos), e principalmente Ba e Rb (no AFS) e K no AFT, não revelam evidências de comportamento semelhante ao descrito acima, o que sugere que ao menos até aqui as rochas-objeto deste estudo não devem ter sido submetidas à interação com a água do mar, pelo menos à luz dos dados existentes.

No caso do AFS, é particularmente difícil afirmar se ocorreu hidratação da rocha, já que ela é bimineralica e portanto não há como identificar vestígios claros de hidratação das fases minerais autóctones. No AFT, por outro lado, aparecem alguns minerais máficos hidratados, o que poderia ser interpretado como espilitização. Porém, não se deve descartar a possibilidade de serem seqüelas diretas do metamorfismo, e não de mera modificação pela reação com a água do mar.

Da mesma forma que os vestígios da albitização por troca iônica foram mostrados nos diagramas anteriores, a capacidade da albitização metassomática (*sensu lato*) de redistribuir elementos, fica resumida na Tabela 4 e figura 3.18, nas quais são confrontadas rochas graníticas em que o metassomatismo sódico se manifesta através de injeções venulares de albita das mais variadas espessuras.

Na Tabela 4 são apresentadas as evidências texturais e químicas que a albitização produz por substituição localizada e por injeções venulares. Em geral, nota-se que alguns dos elementos imóveis (TiO_2 , Al_2O_3 , Zr e Y) podem sofrer variações nos seus conteúdos iniciais.

Embora não se possa afirmar antecipadamente que as rochas estudadas no GBRI apresentam albitas primárias, e não foram formadas por metassomatismo sódico (o tipo de albitização encontrado restringe-se à presença de albita em vênulas, juntamente com carbonato e quartzo), a observação da Tabela 4 revela que sempre que o processo dominante foi por infiltração existem evidências ou traços texturais que ratificam esse fenômeno.

No que tange à figura 3.18, nela foram lançados os dados de duas intrusões graníticas submetidas a processos de alteração sódica. A intrusão granodiorítica paleoproterozóica de Aspy (Rattling Brook, Newfoundland - Canada)

Tabela 4 - Registros texturais e químicos provocados por processos de albitização metassomáticos						
rocha	evidências texturais	registros químicos			mineralização	referência
		elementos maiores	elementos traços	ETR		
Biotita granito (Tikus, Indonesia)	albitização + muscovitização dos fenocristais de k- feldspato	↑ Na ₂ O, CaO, Al ₂ O ₃ ↓ K ₂ O, MgO, SiO ₂	↑ Sr, W, Zn, Pb ↓ Ba		Sn - W	Schawrtz, (1992)
Biotita granodiorito (Aspy pluton, Newfoundland, Canada)	albita sem geminção substituindo pertita, dissemicado em veios	↑ Na ₂ O, Fe ₂ O ₃ TiO ₂ ↓ CaO, K ₂ O, MgO, SiO ₂	↑ Au ↓ Sr (+-) Rb	↓ ETRP	Au	Saunders & Tuach (1991).
Granodiorito - granito (Roodeport Pluton, Africa do Sul)	quartzo, oligoclásio e microclina passam para albita e quartzo - hornblenda para biotita e carbonato	↑ Na ₂ O, TiO ₂ CaO ↓ SiO ₂ , K ₂ O P ₂ O ₅	↑ S, Au, CO ₂ ↓ Th, Zr, Rb, Sr, Pb, Ba		Au	Barton Jr. <i>et al.</i> , (1992)

Ignimbritos, riolitos, tufitos, e piroclásticas félsicas (Stallbergstop, Suecia)	geminção de albita em malha (<i>cheesboard</i>) em fenocristais de k-feldspato e plagioclásio albitizados	$\equiv \text{MgO, CaO, FeO}$ total	$\equiv \text{Zr, Y, Ti}$ $\downarrow \text{Ba, Sr, Th e Nb}$	$\downarrow$ ETRL, e principalmente Eu		Valbracht & Helmers (1988)
Sedimentos quartzofeldspáticos alterados. (Sudbury and Wanapitei Lake area, Ontario)	venulas de albita. Alguns locais tem textura brechiada. quartzo e feldspato substituído por albita chessboard	$\downarrow \text{Na}_2\text{O}$	$\downarrow \text{Eu}$	$\uparrow$ ETRL	Au	Schandl & Gordon (1994)
Álcali-feldspato granito gradando para alcali sienito (Bukirasazi, Africa)	albita geminada em malha e padrão difuso (<i>patchy</i>)	$\uparrow \text{Na}_2\text{O}$	$\downarrow \text{Sr, Ba e Eu}$	$\equiv \text{ETR, exceto o Eu}$		Tack <i>et al</i> , (1994)
Granito (Emuford district, Australia)	microclina com pertitas substituída por albita em malha devido a	$\uparrow \text{Na}_2\text{O, Al}_2\text{O}_3$ CaO, F	$\uparrow \text{U, Th}$ $\equiv \text{Zr}$	$\uparrow \downarrow \text{ETR}$	Sn	Charoy & Pollard (1989)

hospeda uma mineralização aurífera e encontra-se alterada por dois processos, em que a alteração sódica corresponde ao segundo estágio hidrotermal (o primeiro foi potássico). A sua presença é manifestada textural e mineralogicamente por albita substituindo pertita, microcristalina a fina, acompanhada de ankerita, quartzo, sericita e siderita (Saunders & Tuach, 1991).

Os outros corpos graníticos lançados no diagrama são os de Gitega-Makebuko e Bukirasazi que representam o segundo estágio magmático no cinturão mesoproterozóico Kibaran de Burundi, na África Central (Tack *et al.*, 1994). Desses dois corpos félsicos, o granito de Bukirasazi é o que apresenta fases venuladas com albita principalmente.

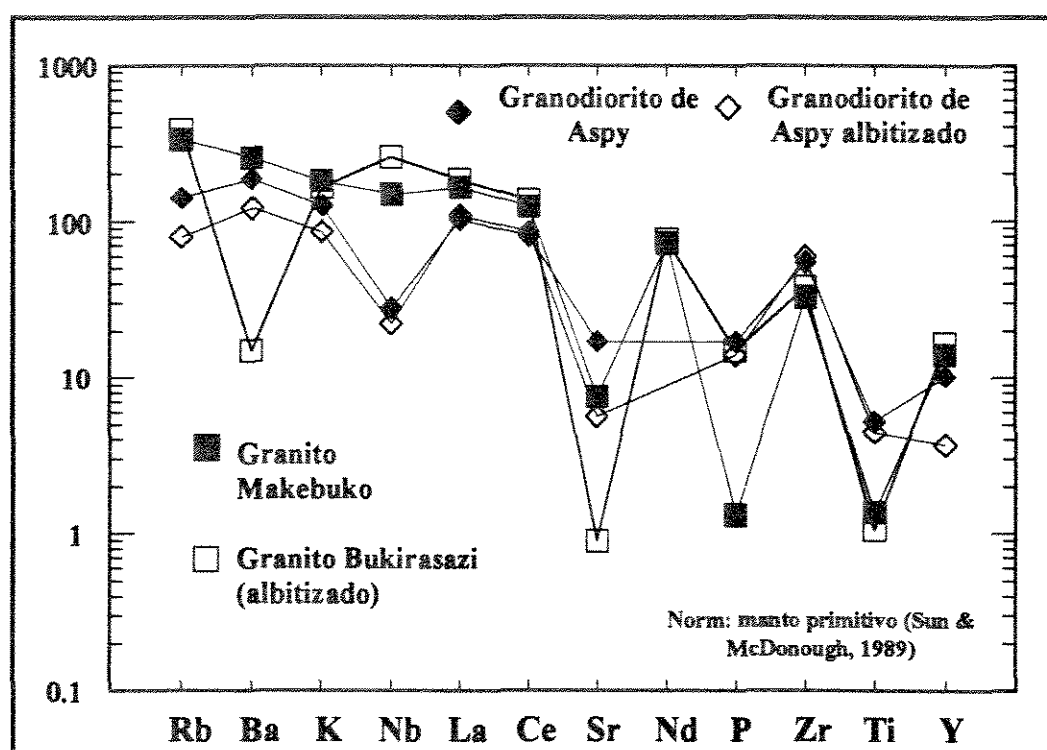


Figura 3.18 - Diagrama multielementar mostrando as variações experimentadas por alguns elementos perante a ação do processo sódico hidrotermal. Dados extraídos de Saunders & Tuach (1991) e de Tack *et al.* (1994).

As variações elementais ficaram mais bem expressas nos *LFSE*. No granodiorito de Aspy, a albitização empobrece a rocha em Rb, Ba e K. No plúton Bukirasazi, cujas manifestações venulares atingem uma ordem maior, o Ba é o elemento que revela um empobrecimento mais agudo.

Da mesma forma que para a albitização sob efeitos da água do mar, é também nos *HFSE* que as consequências do metassomatismo sódico se mostram mais claramente, alguns deles chegando a apresentar comportamentos opostos entre os litotipos. Por exemplo, se o efeito da albitização no Bukirasazi manifesta-se pelo aumento nos teores de Nb, no granodiorito de Aspy apresenta um tênue empobrecimento. Basicamente todos os elementos apresentam mudanças, mesmo que pequenas, com destaque para a marcante calha de P nos granitos africanos. O Y é o único elemento que varia no plúton Aspy, diminuindo os teores durante a alteração. Entre os demais elementos de alto campo de força, os ETRL não mudaram as suas concentrações, mantendo as suas razões constantes.

Dos elementos móveis, curiosamente o K, elemento que mais sofre as consequências diante da albitização, praticamente não varia. Isso mostra que o metassomatismo venular não consegue mudar totalmente as características químicas iniciais da rocha. Por outro lado, o Sr é o elemento que melhor expõe as mudanças mais drásticas durante o metassomatismo, ao que parece ser mais suscetível diante desse tipo de albitização.

Também traçando um paralelo com os diagramas do AFS e do AFT (3.6 e 3.16, respectivamente), nota-se que não há calhas marcantes como as formadas sob ação deste tipo de metassomatismo venular.

3.5.2. - MOBILIDADE DE ELEMENTOS-TRAÇO

Para a compreensão dos fatores que controlam a locomoção de alguns elementos, vários autores têm utilizado correlações ou variações nos teores dos elementos-traço como critérios para identificação dos processos posteriores à cristalização magmática (Wood, 1980; Pearce, 1982; Meschede, 1986), principalmente acerca dos *HFSE*, amplamente conhecidos como imóveis perante processos hidrotermais ou metassomáticos (Winchester & Floyd, 1977; Finlow-Bates & Stumpfl, 1981).

Independentemente da utilização de razões ou variações, nota-se que o controle sobre a quase totalidade dos elementos-traço e ETR é exercido fundamentalmente pelas fases minerais. Tal controle, entretanto, tem se mostrado por

vezes complexo, uma vez que são os minerais acessórios que têm uma afinidade mais marcante por esses elementos (Rubin, 1993).

Decorrente disso, os *HFSE* podem apresentar uma certa mobilidade que pode ser causada pela separação de uma fase fluida a partir da fusão em ambientes magmáticos, ou pelos processos de alteração, envolvendo fluidos magmáticos, metamórficos ou até meteóricos (Gieré, 1990). Em relação ao metamorfismo, mesmo de baixo grau, como a fácies xisto verde, os fluidos podem ser decisivos na modificação dos teores desses elementos. O grau de mobilidade dos elementos de alto campo de força dependerá da sua solubilidade nos fluidos associados, assim como da sua capacidade de hospedar-se em novas fases minerais produzidas durante o evento metamórfico (Brewer & Atkin, 1989).

No caso do AFS e do AFT não é possível estimar quanto a ação do metamorfismo modificou os seus teores primários. Como exposto no capítulo anterior e na parte inicial deste capítulo, o AFS não registra claros indícios de metamorfismo, sugerindo assim que os teores iniciais dos elementos na rocha fresca foram mantidos quase que intactos. Por sua vez, o AFT exhibe mais claramente as seqüelas do metamorfismo, o que, de acordo com Brewer & Atkin (1989), poderia promover variações dos teores iniciais. Porém, essa variação aparentemente pode ter sido pouco expressiva, já que o metamorfismo não promoveu grandes mudanças mineralógicas. Portanto, isso representa um argumento a favor de que os conteúdos dos *HFSE* do AFT também não sofreram modificações consideráveis.

Por outro lado, a ação de processos posteriores (hidrotermais ou mecânicos) às vezes pode eliminar essa condição de extrema imobilidade dos *HFSE*. O Zr, assim como o Y, P, e Ti, podem ter as suas concentrações aumentadas pela atividade das fases gasosas como o CO₂, o B⁻ e o F⁻ em sistemas hidrotermais (Gieré, 1990; Huston & Cozens, 1994). Através do comportamento contrastante de alguns desses elementos no AFS e no AFT é que se pode observar as diferenças entre o cisalhamento e a alteração. Em primeiro lugar, o aumento dos teores de Zr no AFS nas porções cisalhadas pode ficar condicionado a duas alternativas. Levando em conta que esse litotipo é um diferenciado félsico muito homogêneo e com muito pouco zircão modal (ao menos nas amostras estudadas), esse aumento pode estar condicionado à destruição dos zircões pela suscetibilidade à dissolução, em especial se os mesmos forem metamícticos (Wayne & Sinha, 1988). O transporte, e conseqüente introdução,

seriam realizados por fluidos durante a cristalização dos minerais hidratados, no caso, a sericita. A outra alternativa seria meramente de caráter fortuito, uma vez que as partes cisalhadas coincidiram com os mais altos teores de Zr decorrentes da própria evolução da rocha.

Em contrapartida, e ainda no tocante ao Zr, no AFT do Mari não se observa um enriquecimento nas partes alteradas (Fig.3.14), notando-se superposição nos teores das amostras frescas e alteradas. Ao que tudo indica, esses teores são próprios da evolução do magma e não fruto da alteração subsequente. A razão fluido-rocha durante o hidrotermalismo deve ter sido baixa, não levando à extração do Zr dos minerais primários, assim como não formando uma nova fase hospedeira.

Particularmente para o AFS, os maiores teores de Y no domínio dúctil estariam (apenas) ligados à destruição do epidoto, fase mineral hospedeira do referido elemento (Lambert & Holland, 1974). Por outro lado, o processo hidrotermal no AFT não modificou em nada os seus conteúdos de Y, apesar da alta concentração de CO₂ nas partes alteradas. As concentrações de TiO₂ no AFS podem ter aumentado pela dissolução da ilmenita e rutilo matricial, reconcentrando esse óxido com os valores maiores sob o efeito do cisalhamento. Aparentemente, as percolações e filamentos ferruginosos dispersos na rocha (vide capítulo 2) podem ser compostas por hematita ou goethita, as duas sendo portadoras de pequenas quantidades de Ti.

De todos esses *HFSE*, faz-se menção especial ao Nb. Os seus baixíssimos teores e a não-correlação com os demais elementos de alto campo de força não permitem monitorar as mudanças ocorrentes entre as partes. Esses baixos teores são condizentes com algumas rochas sódicas, como alguns albititos (Vallbracht & Hellmers, 1988; Schwartz, 1992) ou mesmo em rochas do tipo TTD (Trondhjemitos-Tonalitos-Dacitos) de alto Al (Drummond & Defant, 1990).

A partir disso, e considerando que os maiores teores nas partes cisalhadas do AFS sejam exclusivamente devido ao evento mecânico, fica claro como o comportamento destes elementos pode ser diferente diante do cisalhamento e alteração em duas rochas de afinidade semelhante.

O raio iônico maior e a carga mais baixa fazem com que os *LFSE* (Cs, Rb, K, Ba, Sr e Ca) sejam mais facilmente complexados em fluidos hidrotermais, dessa forma, são mais suscetíveis a qualquer mudança de fatores, como temperatura, pressão ou composição dos fluidos transportadores (Leshner *et al.*, 1991).

De todos esses *LFSE*, o Sr e o K são os que mais bem ilustram a ação da alteração. O cisalhamento faz com que o Sr adquira uma certa mobilidade no AFS em relação à faixa de valores constantes da rocha fresca. Por sua vez, no AFT fica a dúvida acerca de quanto o metamorfismo possa ter influenciado nos seus teores iniciais. O crescimento das cloritas periféricas às albitas podem acarretar mudanças substanciais no caso de uma substituição mais avançada do feldspato sódico por sericita e clorita (Huston & Cozens, 1994). Aparentemente, o efeito do metamorfismo pode ser observado pela correlação negativa entre Sr e Rb nas partes frescas (Fig. 3.14.a). Correlações negativas entre esses elementos em rochas sódicas (trondhjemitos) têm sido consideradas como produto metassomático rico em Na (Drumond *et al.* 1986). Porém, o fracionamento das micas primárias também pode resultar em correlação negativa. Portanto, não se pode afirmar o quanto o metamorfismo modificou ou não os teores de Sr e Rb.

Por outro lado, o comportamento do Sr mostra-se variável em processos de albitização (Dickin *et al.*, 1980; Kinaird & Bowden, 1987; Corey & Chatterje, 1990; Schwartz, 1992). Os restritos teores de Sr no AFS e o limitado intervalo no AFT apontam contra a presença daquele processo metassomático sódico.

Os metais de transição (*FTSM*) como o Mn, Fe, Co, Zn, Sc e Cr têm diferentes sítios cristalográficos preferenciais para se alocarem, e alguns deles possuem múltiplos estados de oxidação, o que os leva a ter um comportamento geoquímico menos previsível. Essencialmente, vão depender da estabilidade das fases máficas silicáticas hospedeiras, como clinopiroxênio, anfibólio e clorita (Leshner *et al.*, 1991). Desses metais, o mais móvel no AFT é o Zn. Dessa maneira, podem-se associar os seus valores primários às micas de alteração que atuam como suas hospedeiras (Huston & Cozens, 1994).

Em resumo, todas as variações elementais acima descritas, aparentemente, estariam condicionadas apenas às mudanças modais e composicionais das principais fases que concentram esses elementos, sem o fluido ter desempenhado um papel importante.

3.5.3. - DIAGRAMA MULTIELEMENTAR COMPARATIVO ENTRE O AFS E AFT

Na figura 3.19 apresenta-se uma comparação multielementar entre as amostras frescas dos AFS e AFT, com o intuito de observar as diferenças mais marcantes entre ambos. As razões que nos levaram a comparar essas duas rochas foram as composições mineralógicas semelhantes e a intrusão paralela ao *trend* de cisalhamento N-S, indicando uma possibilidade de gênese semelhante. A granulação mais grossa do AFS sugere condições plutônicas, e a do AFT, mais fina, seria condizente com a cristalização mais rasa.

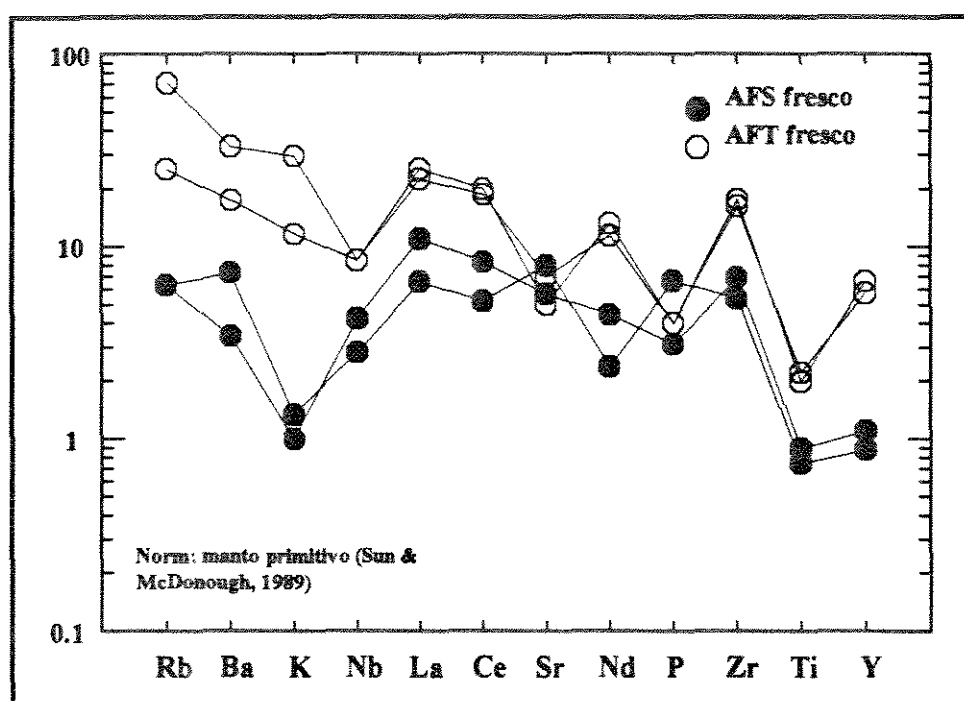


Figura 3.19 - Diagrama multielementar relacionando unicamente as amostras frescas do AFS e o AFT.

Numa primeira análise pode-se observar que, para alguns elementos, os padrões das rochas são paralelos, ao passo que para outros não. Os padrões mostram abundâncias menores no AFS, e maiores no AFT. Neste último o maior enriquecimento em *LFSE* relativo aos elementos *HFSE*, resulta em anomalias bem marcantes de Nb, Sr, P e Ti.

As diferenças entre os dois litotipos aparecem na faixa elemental dos *LFSE*. A calha formada no K, o relativo enriquecimento de Ba, e a não-variação do Rb no AFS diferem do comportamento desses mesmos elementos no AFT. A constância do Rb no AFS mostra a sua pobreza no magma, enquanto no AFT é mais enriquecido pela ocorrência de biotitas.

Uma outra característica a ser ressaltada são os valores muito semelhantes de Sr nas duas rochas. Isto pode ser mera coincidência ou estar refletindo uma feição típica do magmatismo da área. Apesar dos baixos valores de alguns elementos que dificultam a visualização de anomalias no AFS, o Sr mostra uma leve variação traduzida por pequena anomalia positiva, possivelmente atribuível à acumulação de albita.

Por outro lado, o AFT mostra uma anomalia negativa de Sr pronunciada que ocorre mais em função do aumento sistemático de todos os elementos adjacentes, devido à presença de biotita na amostra, que muito provavelmente está hospedando os elementos Rb, Ba, K, terras raras, Zr e Y.

A semelhança na abundância de Sr nos dois litotipos, combinada com a sistemática diferença nos demais elementos, pode ter duas interpretações. Na primeira, as duas rochas não seriam cogenéticas e a concentração dos elementos estaria refletindo cristalização das rochas a partir de fontes diferentes. Na segunda, mais provável, o AFT seria o equivalente intrusivo mais raso (mais diferenciado, mais rico em fases hidratadas) do AFS que, por sua anomalia positiva de Sr, muito possivelmente teria componentes de acumulação de feldspato. A favor desta hipótese pode-se mencionar que os padrões das rochas em linhas gerais se complementam, isto é, para uma anomalia negativa de Sr e positiva de K no AFT, há outras inversas no AFS.

Em especial, a anomalia negativa vista no AFT produzida pelos baixos valores de Sr (101-147 ppm) pode ser o resultado da retenção do plagioclásio na fonte. Porém, como observado no gráfico dos ETR (Fig. 3.15), não há anomalia negativa de Eu, que é um registro químico da retenção do plagioclásio *in situ*. Portanto, ambos comportamentos podem refletir a não-formação de plagioclásio na fonte ou, somente ser uma questão associada às condições oxidantes reinantes durante a sua evolução.

Por outro lado, baixos valores de Nb (e Ta) e baixas razões de La_n/Yb_n podem indicar contaminação crustal, mas também esse tipo de assinatura pode ter proveniência de uma fonte mantélica empobrecida (Burrows & Spooner, 1989). Também valores baixos de Nb podem ser primários, refletindo somente o fracionamento de minerais máficos hidratados na região-fonte, como o anfibólio (pargasita), ou o fracionamento cristal/líquido de minerais ricos em Ti (Green, 1995). Isto se ajustaria melhor ao AFT dada à presença de micas intersticiais primárias em seu elenco mineral. A carência de minerais máficos no AFS se traduz nos teores mantélicos de Y, Nb e Ti, ao passo que os mais altos valores no AFT podem ocorrer em função dos minerais intersticiais máficos alterados que muito provavelmente podem ter sido anfibólios ou piroxênios, condizentes com sua maior afinidade por esses elementos (Rolinson, 1993).

3.5.4. - ELEMENTOS DE TERRAS RARAS : MÓVEIS OU IMÓVEIS PERANTE A ALTERAÇÃO ?

Como para os elementos-traço nas rochas félsicas, as fases minerais menores (biotita e anfibólio) e as acessórias (com destaque para zircão, allanita, apatita, epidoto, titanita, entre outros) são as que mais influenciam o comportamento e concentração dos ETR. Vários são os trabalhos que têm mostrado a importância dessas fases na monitoração dos processos evolutivos de uma ou mais associações de rochas. Através do uso desses elementos, pode-se monitorar muito bem as variações que ocorreram num magma, fruto dos processos como cristalização fracionada ou fusão parcial, assimilação ou contaminação. Adicionalmente, as partições dos ETR variam bastante de acordo com a ordem de cristalização relativa e (ou) dos minerais que se cristalizam simultaneamente (Wilson, 1989).

Conhecida sua utilização satisfatória na petrogênese de rochas basálticas (Gast, 1968), a explicação dos modelos petrogenéticos não é tão simples quando se trata de rochas ácidas, dada a multiplicidade das fontes possíveis das quais tais rochas podem derivar.

A interpretação dos padrões podem levantar dúvidas quando, na história da evolução da rocha, aparecem estágios ou processos hidrotermais posteriores. A redistribuição desses elementos pode ser explicada pela ação de alguns

fatores como a interação fluido-rocha, ou pelo tipo de agente de transporte, mas sempre é a mineralogia hospedeira dos ETR que desempenha um papel fundamental. Sob a ação de um processo posterior, geralmente a destruição de fases minerais primárias pode ser percebida pelas variações nos padrões dos ETR, ao passo que os padrões mantidos se justificam pela manutenção das fácies hospedeiras, ou pela afinidade comum entre os minerais primários e os neoformados.

Alguns autores consideram os ETR imóveis (Condie *et al.*, 1977; Menzies *et al.*, 1979; Giuliani *et al.*, 1987; Leshner *et al.*, 1991), enquanto outros lhes sugerem uma certa mobilidade durante a circulação hidrotermal do fluido (Alderton *et al.*, 1980; Campbell, 1984; Cathelineau, 1987; Giuliani *et al.*, 1987; Mac Lean, 1988; Valbracht & Helmers, 1988; Grossi Sad & Dutra, 1989; Gieré, 1990; Mac Lean & Hoy, 1991; Hopf, 1993; Rubin *et al.*, 1993; Terakado *et al.*, 1993; Poitrasson *et al.*, 1995).

Portanto, face à divergência supracitada, serão comentados os aspectos principais relacionados com os padrões apresentados pelos dois litotipos.

a) RELAÇÃO DOS ETR COM A INTERAÇÃO FLUIDO-ROCHA

A razão fluido-rocha é usada para denotar o volume de água que atravessa um determinado volume de rocha durante o metamorfismo. Quando a razão é alta, a rocha reage tão extensivamente com o fluido que apresente uma mineralogia dominada pela química deste. Isso se reflete no comportamento dos ETR (Yardley, 1989; Hopf, 1993). Em contrapartida, quando a razão for baixa, não ocorrem mudanças substanciais nos padrões de ETR da rocha (Michard, 1989; Bau, 1991).

Observando os diagramas de ETR para o AFS e o AFT (Figs. 3.5 e 3.15, respectivamente), vemos que os eventos secundários não modificaram de maneira contundente os padrões iniciais do litotipo. A semelhança nos padrões do AFS e do AFT sugerem que as relações entre as quantidades fracionadas ou destruídas dos acessórios e entre os coeficientes de partição se mantiveram mais ou menos constantes entre ambas partes.

A resposta dessa manutenção dos padrões pode estar baseada também na textura dos equivalentes modificados. Na microescala, as mudanças texturais das partes modificadas de ambas rochas chegam, às vezes, a ser muito intensas, porém

sempre é possível se observar alguns traços da textura original. Desta forma, provavelmente, a não variação dos padrões deve ser decorrente de uma baixa razão fluido-rocha, ou seja, o fluxo de fluidos teve um volume baixo.

Dentro dessa interação, um outro fator importante é a composição dos fluidos. Alguns registros de imobilidade dos ETR também podem ser atribuídos à composição do fluido, e não unicamente ao volume de fluidos percolantes (Leshner *et al.*, 1991; Giuliani *et al.*, 1995). Dentre as espécies mais comuns que podem provocar a mobilidade dos ETR, incluem-se o CO₂ (Taylor *et al.*, 1981), os complexos fluorados (Barton, 1987; Wood, 1990), o HCl (Terakado, 1993), halogênios, cloretos e fosfatos (Cathelinau, 1987), entre outros.

Ambos os corpos (AFS e AFT) estiveram sujeitos a uma intensa carbonatação. Os estudos das inclusões fluidas tanto nas vênulas estéreis que seccionam o AFS quanto nas vênulas mineralizadas e estéreis no AFT indicam composições quase puramente de CO₂ (vide Cap. 4 e Xavier *et al.*, 1996). Entretanto, ao que parece, esse componente não foi um agente locomotor satisfatório. Disso pode-se pensar que, com toda essa mineralogia de alteração predominantemente carbonática e com o domínio quase exclusivo de fases carbônicas nas vênulas, a razão fluido-rocha foi o fator mais determinante no comportamento das terras raras entre as partes frescas e alteradas.

Acerca do Eu, a ausência de variações significativas entre as partes iniciais e finais reflete o seu estado trivalente, característico de condições pouco redutoras e mais oxidantes (Poitrasson *et al.*, 1995). O papel do pH está vinculado à dissolução dos minerais. Soluções ácidas provocam variações nas concentrações das terras raras, independente do tipo de rocha e temperatura envolvida (Michard, 1989). Ao que parece esses fluidos tiveram uma alcalinidade alta, ou seja, a mineralogia das amostras alteradas (clorita, sericita, calcita e quartzo) é indicativa de fluidos dessa natureza (Hopf, 1993).

b) RELAÇÃO DOS ETR COM A MINERALOGIA

Semelhante aos elementos-traço, há uma íntima relação entre a mineralogia e os ETR. Minerais principais e, fundamentalmente, minerais acessórios, mostram-se férteis na concentração dos ETR. Dentre os primeiros, aparecem

feldspatos, anfíbios e piroxênios, enquanto que entre os últimos, monazita, alanita e zircão são os principais. Em alguns casos, estes tendem a ter uma preferência por alguns dos ETR, como por exemplo, a alanita que controla os ETRL e a titanita os ETRP (Banks, 1994).

Em vista de se tratarem de duas rochas félsicas muito diferenciadas, com muito poucos minerais acessórios, sendo suas partes alteradas constituídas por uma variedade de minerais, a ausência de diferenças nos padrões e na abundância dos ETR provavelmente refletem coeficientes de partição total semelhantes entre rocha fresca e cisalhada/alterada. O entendimento mais aprofundado do comportamento dos ETR nessas rochas só é possível com análises químicas de tais elementos em cada um dos minerais presentes, o que foge ao escopo desta tese. Todavia, comentários podem ser tecidos sobre as fases minerais mais significativas no controle dos ETR em tal situação geológica.

Os hidróxidos (goethita) derivados dos sulfetos (pirita) e dos óxidos (hematita) nas partes alteradas se tornam hospedeiros de ETR pelo processo de adsorção, uma vez que outros minerais como o epidoto, a titanita, e a calcita hospedam normalmente esses elementos na sua estrutura cristalina (Kamineni, 1986). Em relação ao epidoto, que está ausente nas partes modificadas (principalmente no AFT), o seu conteúdo original de ETR deve ter se transferido para outros minerais formados durante o hidrotermalismo (Dickin & Jones, 1983).

Litotipos com predomínio de sericitas tendem a experimentar um enriquecimento por vezes notáveis em ETRL, enquanto que a presença de cloritas faz com que essas concentrações diminuam (Mac Lean & Hoy, 1991; Liaghat & Mac Lean, 1995). Nem o AFS nem o AFT alterados, que contém tais minerais, revelaram concentrações preferenciais de ETR.

c) COMPARAÇÃO DOS ELEMENTOS DE TERRAS RARAS ENTRE O AFS E O AFT

Do mesmo modo que para os elementos-traço, e baseado nas mesmas considerações, a comparação dos ETR entre partes frescas do AFS e do AFT almejou avaliar as diferenças e similaridades entre os dois litotipos, na tentativa de se avaliar alguma relação genética possível.

Na figura 3.20 os padrões de ETRL dos dois litotipos se apresentam muito bem paralelizados, com concentrações 2 a 4 vezes maiores no álcali-feldspato traquito em relação ao álcali-feldspato-sienito. À primeira vista, e levando em conta a possibilidade do AFT ser o equivalente mais raso do AFS, tal situação lembra aquela resultante de processos de cristalização fracionada, em que ocorre principalmente o aumento na abundância dos ETR, sem modificação expressiva do grau de fracionamento (La_n/Yb_n). Enquanto o AFS apresenta um padrão com baixas concentrações e fracionamento mais pronunciado ($La_n/Yb_n \cong 11-17$), o AFT caracteriza-se por ter um padrão menos fracionado ($La_n/Yb_n \cong 4$) e de maior abundância, especialmente do grupo das terras raras pesadas.

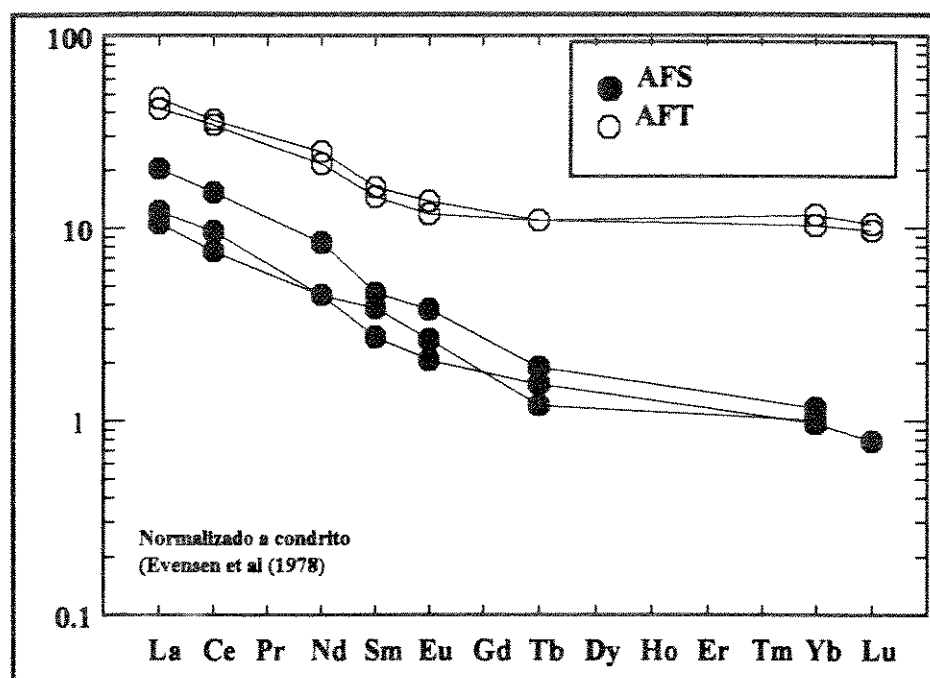


Figura 3.20 - Comparação entre os padrões de ETR entre os AFS e o AFT das amostras frescas.

Padrões de rochas félsicas sódicas (algumas com textura do tipo pórfiro) com sílica intermediária, empobrecidas em ETRP e em ambientes de subdução, tem sua gênese atribuída à fusão parcial de basaltos tholeiíticos hidratados em condições de fácies anfibolito, com retenção de granada na fonte (Burrows & Spooner, 1989). O empobrecimento em ETRP do AFS, e, principalmente, as baixas concentrações do AFS, aparentemente atestariam sua geração a partir da retenção de

granada na fonte. Por outro lado, padrões com inflexões nas terras raras médias, como o do AFT, são muito comuns em rochas com hornblenda (Drummond & Defant, 1990) que, no caso em apreço, podem ter sido substituídas por micas intersticiais primárias. Se este raciocínio é correto, então é possível a analogia com os padrões de ETR em rochas diferenciadas a partir de líquidos andesíticos que produziram rochas félsicas (riolitos) de baixo K (Ujike and Goodwin, 1987).

Finalmente, através dos ETR, é possível se avaliar a possibilidade dessas rochas terem reagidos com a água do mar. Esta hipótese baseia-se no ambiente de retro-arco atribuído para o *greenstone belt* do Rio Itapicuru (Silva, 1987, 1992; Figueiredo, 1993), e da presença de evidências de espilitização em alguns litotipos vulcânicos (Silva, 1984).

De todas as terras raras, o Ce é o mais sensível aos processos metassomáticos de ambiente marinho. A intensa interação fluido-rocha que ocorre nesses ambientes faz com que as rochas metassomatizadas acabem adquirindo as características isotópicas de oxigênio e das terras raras da água do mar, o que se traduz em notadas anomalias negativas de Ce (Hellman & Henderson, 1977; Humphris, 1984; Mac Lean, 1988; Rollinson, 1993; Marsh, 1995; Barbieri *et al.*, 1995). Porém, nem sempre a reação com os fluidos alcalinos da água produz mudanças nas concentrações. Um litotipo pode não apresentar anomalias negativas de Ce dado o limitado tempo de exposições da rocha aos fluidos, não permitindo o reequilíbrio entre os ETR da água e os da rocha exposta (Humphris (1984).

Da observação do gráfico (Fig. 3.20), e nesse contexto, aparentemente não houve interação com a água do mar. Os únicos sintomas de espilitização só foram reconhecidas nas rochas basálticas que compõem a unidade vulcânica máfica, e na unidade vulcânica félsica (Silva, 1984). No arcabouço geológico da região, o AFS está inserido na seqüência vulcânica félsica, porém na área da mina de Fazenda Maria Preta, Carvalho (1991) conclui que não foram encontradas seqüelas de espilitização nas rochas andesíticas, basálticas e dioríticas. Por outro lado, o AFT foi mapeado como intrusivo na unidade sedimentar (Docegeo, 1986), o que o coloca numa seqüência isenta de registros dessa alteração de fundo oceânico. Se as rochas estiveram expostas por curto espaço de tempo à ação dos fluidos marinhos, como poderiam ter todos os seus plagioclásios originais (possivelmente mais cálcicos) transformados em albita sem se manifestar nos ETR ?. Conseqüentemente, tanto o AFS quanto o AFT são rochas

com alto teor de sódio por natureza, e não imposto pela ação de eventos hidrotermais posteriores que tenha envolvido uma alta razão fluido-rocha.

3.6. - CLASSIFICAÇÃO LITOGEOQUÍMICA DOS LITOTIPOS

A correlação de elementos considerados menos móveis em processos metamórfico-hidrotermais ou magmático-hidrotermais, tais como os *HFSE* e *ETR*, tem sido geralmente utilizada como parâmetro auxiliar na modelagem petrogenética, classificação de rochas, ou na discriminação dos diversos ambientes tectônicos.

Em decorrência das observações realizadas nos itens de avaliação da mobilidade destes elementos, o uso de razões para discriminar geneticamente o *AFS* e o *AFT* entre as partes alteradas e frescas se mostra satisfatório. Porém, como visto oportunamente, sendo os minerais secundários e acessórios os que se mostram como os hospedeiros da maioria dos elementos-traço considerados imóveis, as razões entre elementos imóveis podem apresentar algumas restrições quando se trata de rochas félsicas bem diferenciadas, isto é, rochas cujo arcabouço mineral é formado quase que exclusivamente por fases félsicas, com muito pouca frequência modal de minerais máficos e acessórios.

Fruto dessas considerações, no clássico gráfico de Winchester & Floyd (1977) de discriminação litogeoquímica (Fig. 3.21) podem ser observadas as discrepâncias de classificação mais chamativas. Além das rochas aqui estudadas, também foram lançadas rochas riolíticas, dacíticas e andesíticas da sequência do GBRI para eventuais comparações.

No que se refere às rochas sódicas estudadas, tanto a intrusão subvulcânica hospedeira da mineralização aurífera Corpo H (antigo Antas III) do depósito de Fazenda Maria Preta, quanto o corpo C1 do depósito Fazenda Mari apresentam uma composição dacítica a riodacítica, apesar da mineralogia diferir um pouco de um para outro. Esta classificação não é equivalente quando se utilizam elementos maiores. Por exemplo, utilizando o digrama binário SiO_2 vs. $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ de Le Bas & Streckeisen (1991) (não-mostrado), o *AFS* pode ser classificado como um corpo riolítico a riodacítico, ao passo que o *AFT* possui uma composição andesítica. Como se pode observar, ambas classificações por elementos maiores também diferem da nomenclatura adotada para esses corpos.

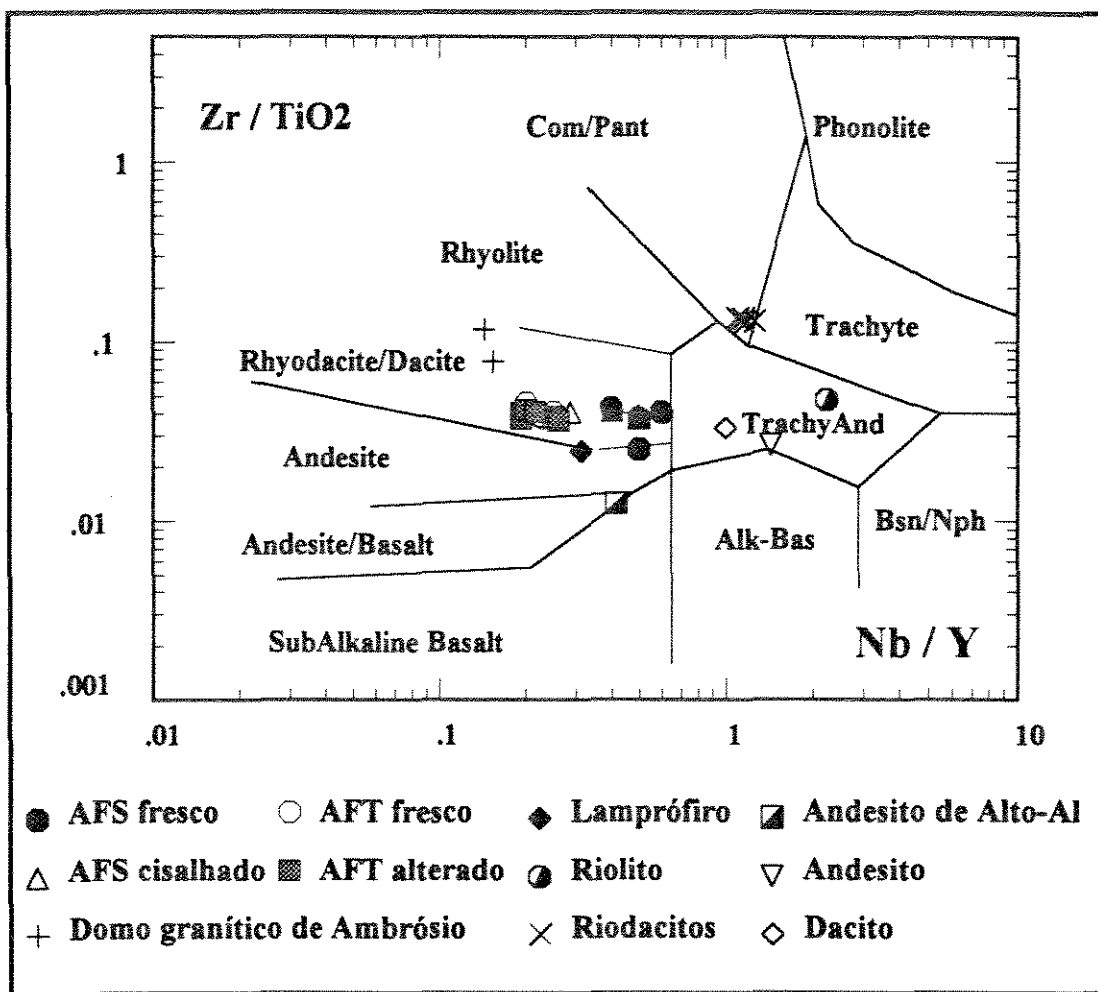


Figura 3.21 - Diagrama de classificação litogeoquímica de Winchester & Floyd (1977). Dados extraídos de Matos (1988), Xavier (1991) e Figueiredo (1993).

Por outro lado, a localização do lamprófiro no campo de andesitos no limiar dos de riodacitos não mostra claramente sua natureza máfica.

Ainda nessa questão de incoerência quanto à classificação, no mesmo diagrama pode-se observar que rochas tidas como riólitos e dacitos (Figueiredo, 1993) ou riodacitos (Xavier, 1991) se localizam em campos que não condizem com a sua classificação adotada, o que demonstra mais uma vez que só o emprego deste diagrama não é suficiente para a classificação de um litotipo.

Portanto, no que se refere ao AFS e ao AFT, os argumentos acima apresentados refletem o impasse que pode ocorrer na classificação geoquímica de um litotipo. Nesse caso, os resultados obtidos através de elementos maiores podem diferir daqueles obtidos a partir de elementos-traço. Além disso, pode-se ver

também que até a discriminação modal é diferente daquela apresentada pelas análises geoquímicas. A denominação álcali-feldspato sienito implica uma rocha insaturada em sílica, o que não corresponde aos dados apresentados no item 3.2.1. Em função disso, optou-se pela classificação do corpo H, da Fazenda Maria Preta, de acordo com a discriminação modal, ou seja, álcali-feldspato-sienito. Paralelamente, o corpo C1 do Mari corresponde a uma rocha da família dos andesitos, classificado modalmente como álcali-feldspato-traquito.

Através da utilização dessas razões, também é possível se determinar a afinidade magmática de um litotipo. Um diagrama binário que pode expressar muito bem a afinidade magmática do AFS e do AFT é o de MacLean & Barret (1993), apresentado na figura 3.22.

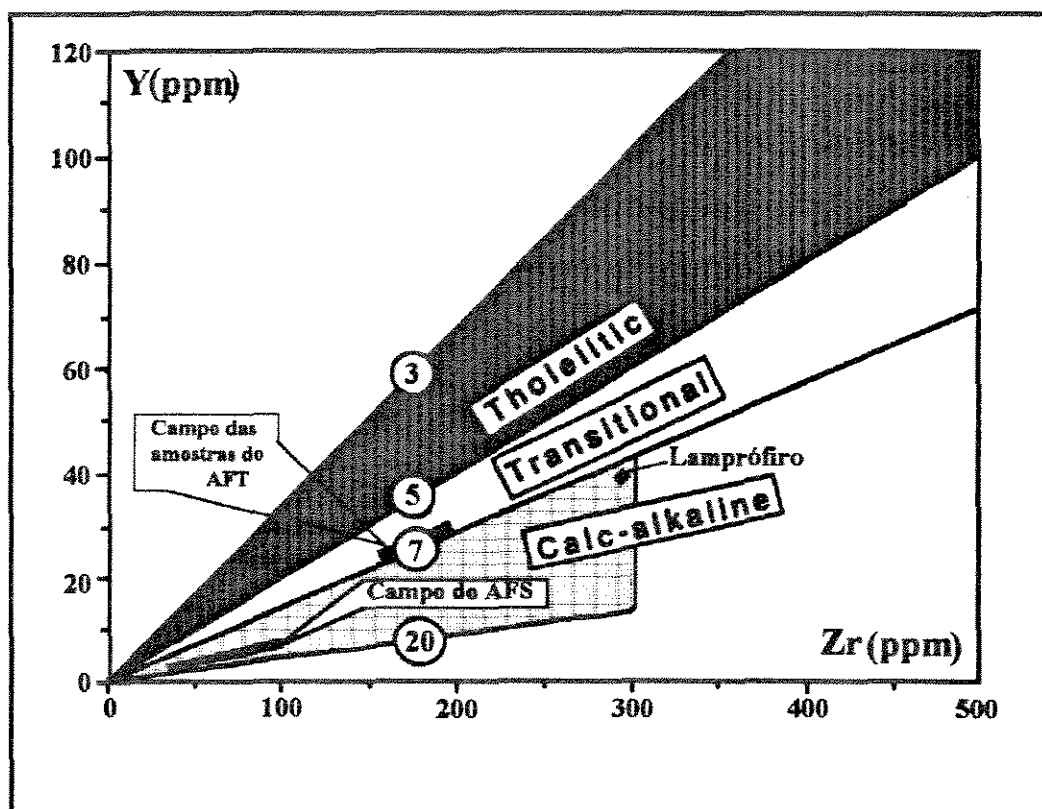


Figura 3.22 - Diagrama binário de elementos imóveis, relacionando as amostras com a sua afinidade magmática (Modificado de MacLean & Barret, 1993). AFS: álcali-feldspato-sienito; AFT: álcali-feldspato traquito. Os círculos numerados são os valores das razões Zr/Y correspondentes ao tipo de magma.

O mesmo foi elaborado pela observação da alta incompatibilidade dos *HFSE* durante os processos de fracionamento dentro do intervalo composicional entre basaltos e andesitos basálticos, na maioria das suítes tholeiíticas e cálcio-alcálicas. Contudo, os autores notaram que esses elementos se mostram incompatíveis somente para rochas mais félsicas (andesitos, dacitos e riolitos) das suítes com afinidade tholeiítica a transicional (medianamente cálcio-alcálica). A partir dessas considerações, conseguiram definir os campos em função das razões $Zr - Y$. O campo tholeiítico situa-se entre razões de 3 e 5, o transicional entre 5 e 7 e o cálcio-alcálico entre 7 e 20.

A partir do diagrama, tanto o campo correspondente aos pontos do AFS quanto à amostra do lamprófito mostram sua identidade magmática cálcio-alcálica. O campo delimitado a partir do agrupamento das análises do AFT demonstra uma natureza um pouco diferente das anteriores, situando-se de maneira bem restrita no menos abrangente campo dos magmas transicionais. Estas suítes tholeiíticas-transicionais possuem baixos teores de K (geralmente $< 0,5\%$), e fracionam até riolitos sódicos com albita como fase fenocristal (MacLean & Barret, 1993).

Magmatismo cálcio-alcálico é o que predomina nas rochas basálticas, intermediárias e félsicas localizadas ao longo do GBRI (Silva, 1987, 1992; Carvalho, 1991; Figueiredo, 1993).

Portanto, pode-se admitir que essas rochas são de natureza sódica, baixas em K, embora possam ter experimentado alguma modificação não muito expressiva, fruto do metamorfismo, principalmente o AFT, que se enquadra em suítes transicionais, sendo o que mais apresenta sintomas do episódio metamórfico.

3.7 - REGIME TECTÔNICO - TENTATIVAS DE DISCRIMINAÇÃO

As tentativas de relacionar o quimismo (elementos maiores, menores e traços) com os ambientes tectônicos cresceram em número nos últimos anos (Pearce *et al*, 1984; Batchelor & Bowden, 1985; Maniar & Picolli, 1989). Além do bom número de trabalhos de discriminação tectônica com base em elementos maiores, maior ainda é o número de trabalhos enfocando o comportamento e a distribuição dos elementos-traço nos distintos tipos de ambientes. Sob este prisma, encontram-se na literatura alguns diagramas discriminantes utilizando *LFSE* e *HFSE*.

amostras dos litotipos estudados faz pensar na possibilidade desses corpos subvulcânicos terem sido derivados ou pelo menos estarem de certa forma relacionados com o magmatismo do domo de Ambrósio, adjacente à mina.

Desse modo, a discriminação tectônica para as rochas aqui estudadas é de certo modo coerente com o tipo de ambiência sugerida para o *greenstone belt* do Rio Itapicuru.

Outra tentativa de enquadrar tectonicamente as rochas sódicas da porção média do *greenstone*, utilizando-se a não variação dos teores e razões de elementos traço, pode ser avaliada na figura 3.24. Esse diagrama ternário foi

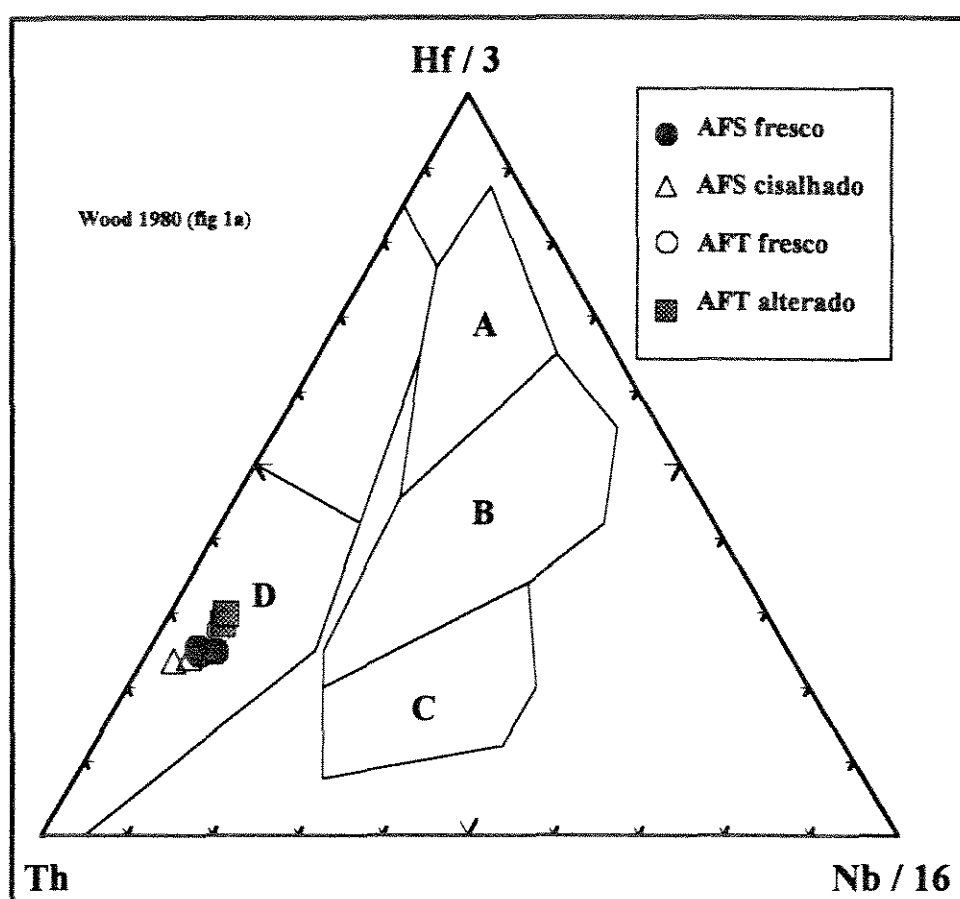


Figura 3.24 - Diagrama ternário de discriminação de ambiente utilizado particularmente para rochas basálticas (Wood, 1980). Os campos são: **A** = Basaltos do tipo MORB normais; **B** = Basaltos do tipo MORB enriquecidos; **C** = Basaltos alcalinos intraplaca; **D** = Basaltos de arco vulcânico.

elaborado com base em alguns *HFSE* (Wood, 1980), embora este tenha sido condicionado inicialmente para determinar os tipos de magmas basálticos, tal diagrama também pode ser utilizado para rochas vulcânicas intermediárias, assim como para rochas ricas em sílica (Rollinson, 1993).

Portanto, fazendo uso dessa possibilidade, é possível se observar que os pontos analíticos do AFS e AFT se agrupam de maneira compacta no campo correspondente às rochas de margem destrutiva (campo D), atestando para um posicionamento tectônico condizente com as evidências anteriores aqui mostradas e com aquelas extraídas da bibliografia.

Desde há alguns anos, tem-se debatido sobre a possibilidade de as zonas de subdução serem o ambiente propício para a geração de rochas sódicas. Nesse tipo de ambiente, os magmas basálticos variam de tholeiíticos a cálcio-alcálicos, produzidos pela fusão parcial do manto e da crosta oceânica subductada, podendo evoluir, por cristalização fracionada com ou sem assimilação de magma, para suítes de rochas mais silicáticas (basaltos andesíticos, andesitos, dacitos e riolitos). As rochas extrusivas sódicas, os adakitos, são caracterizados por *trends* geoquímicos específicos, como altos valores de Al_2O_3 (> 15%) e valores médios de SiO_2 (>56%), alto Na_2O , baixo K_2O e Y, baixa ETRP, baixo Ni e Cr, alto Sr, alta razão La/Yb e Sr/Y, baixos teores de K/Rb (< 550), baixo Nb (< 10-11 ppm), além da ausência de anomalia de Eu (Drummond & Defant, 1990; Peacock *et al.*, 1994).

A partir das tabelas 2 e 3 pode-se observar que o AFS e, principalmente o AFT, apresentam algumas razões e intervalos de valores bastante semelhantes aos valores que caracterizam os adakitos. Portanto, vale uma comparação entre essas suítes de rochas sódicas e as aqui estudadas, no caso usando razões entre elementos-traço.

O diagrama da figura 3.25 (Drummond & Defant, 1990) foi desenhado a partir da razão Sr/Y vs. Y para discriminar rochas de ambiência de arco (adakíticas e andesitos-dacitos normais). A separação dos campos entre estes dois tipos de suítes deve-se: (i) à fusão parcial de fontes peridotíticas e à subsequente diferenciação, gerando as mais altas concentrações de Y (e baixos valores de Sr/Y) para as rochas vulcânicas de arco de ilha, e (ii) à fusão parcial de basaltos metamorfizados, formando os adakitos (Defant & Drummond, 1990).

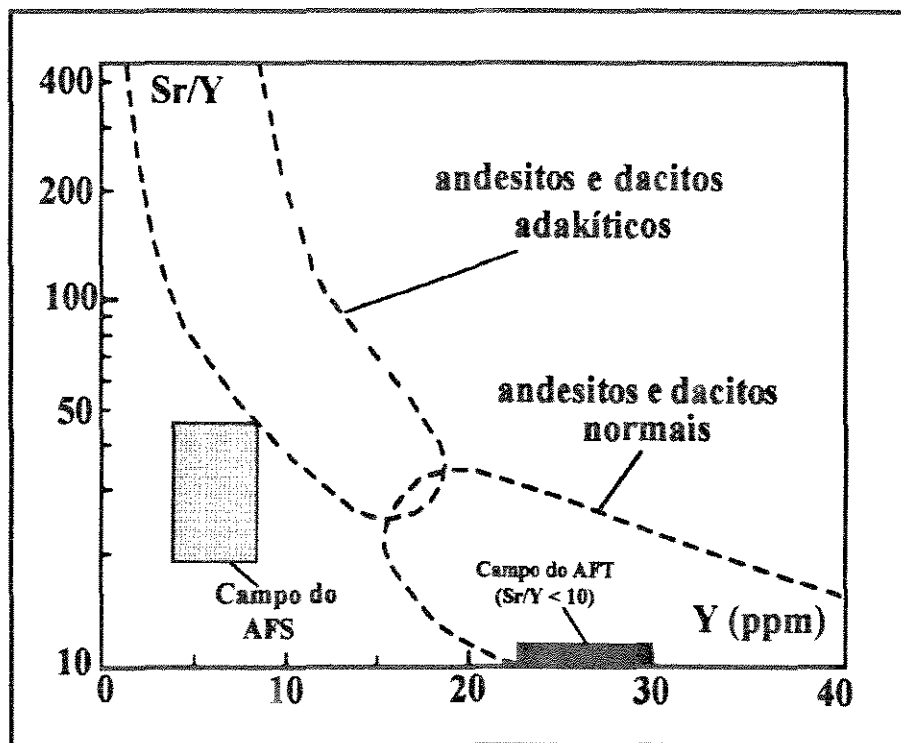


Figura 3.25 - Diagrama binário Sr/Y versus Y (Stern & Killian, 1996) utilizado na discriminação entre rochas vulcânicas félsicas normais e adaquíticas.

O lançamento dos campos para os AFS e AFT na figura 3.25 deixa claro que nenhum dos litotipos aqui estudados pode ser considerado pertencente a uma suíte adaquítica, apesar de terem valores similares aos adakitos, principalmente o alto teor sódico.

A localização do AFS fora dos campos discriminantes evidencia que essa litologia não pode simplesmente ser interpretada como gerada por processo de fusão parcial a partir de uma fonte tipo MORB, mesmo tendo características químicas do tipo TTG. Basicamente, a sua localização no gráfico é determinada pelos baixos teores de Sr, já que os baixos valores de Y são também característicos de rochas adaquíticas. Portanto, a gênese do AFS deve levar em consideração outros processos, tais como cristalização fracionada. Como mostrado anteriormente no diagrama de multi-elementos normalizado ao manto primitivo, os padrões do AFS se complementam com os do AFT, sugerindo uma possível ligação entre ambos por cristalização fracionada. De fato, ao observar-se os coeficientes de partição (K_d) do Y (Rollinson, 1993) para a biotita (mineral presente no AFT e ausente no AFS) e

plagioclásio (mineral comum aos dois litotipos) notam-se valores inferiores a 0,13 para plagioclásio e de até 1,23 para a biotita, significando que esse mineral é o que pode estar hospedando quase todo o Y nas rochas estudadas.

O retângulo determinado pelos pontos do AFT encaixa-se restritamente dentro do campo correspondente às rochas andesíticas, dacíticas e riolíticas. Apesar de essas rochas não poderem ser classificadas petrograficamente como pertencentes a essa família, fica a possibilidade de terem algum laço genético com a suíte de arco insular, o que demandaria, no caso do GBRI, estudos mais aprofundados de comparação e modelagem geoquímica com as rochas vulcânicas intermediárias a ácidas.

Utilizando-se ainda da imobilidade de certos elementos-traço, e estando num possível ambiente de arco, uma outra forma de se avaliar as possíveis assinaturas de ambiência tectônica das rochas sódicas aqui estudadas pode ser extraída da figura 3.26. De acordo com Condie (1989) este diagrama ilustra as diferenças entre as razões de fracionamento La/Yb e Th/Yb em diversos arcos vulcânicos modernos em comparação com rochas semelhantes arqueanas e proterozóicas.

A situação do grupo de amostras do AFS dentro do campo pertencente ao arco andino mostra claramente que essa rocha passou por um fracionamento ígneo análogo aos sofridos pelos litotipos félsicos predominantes no referido regime de arco. Particularmente, essas rochas félsicas formam suítes trondhjemiticos-tonalíticos-granodioríticas e apresentam altas razões de fracionamento condicionadas pela forte depleção dos ETRP, atribuída à fusão parcial da crosta continental inferior (Zhai *et al.*, 1994). Portanto, essa situação do AFS indica que a mesma tem características de rochas com composição trondhjemitica (vide figura 3.3).

Por sua vez, o fracionamento médio do AFT também lhe confere assinaturas de arco de ilha. Como visto anteriormente, essa razão de fracionamento baixa deve-se restritamente aos maiores teores dos ETRP, e não a um enriquecimento dos ETRL. Tal característica associada a valores mais altos de Y, assim como a suaves aumentos de Nb-Ta, aparecem como as variações seculares mais evidentes dos andesitos proterozóicos sobre os arqueanos (Condie, 1989).

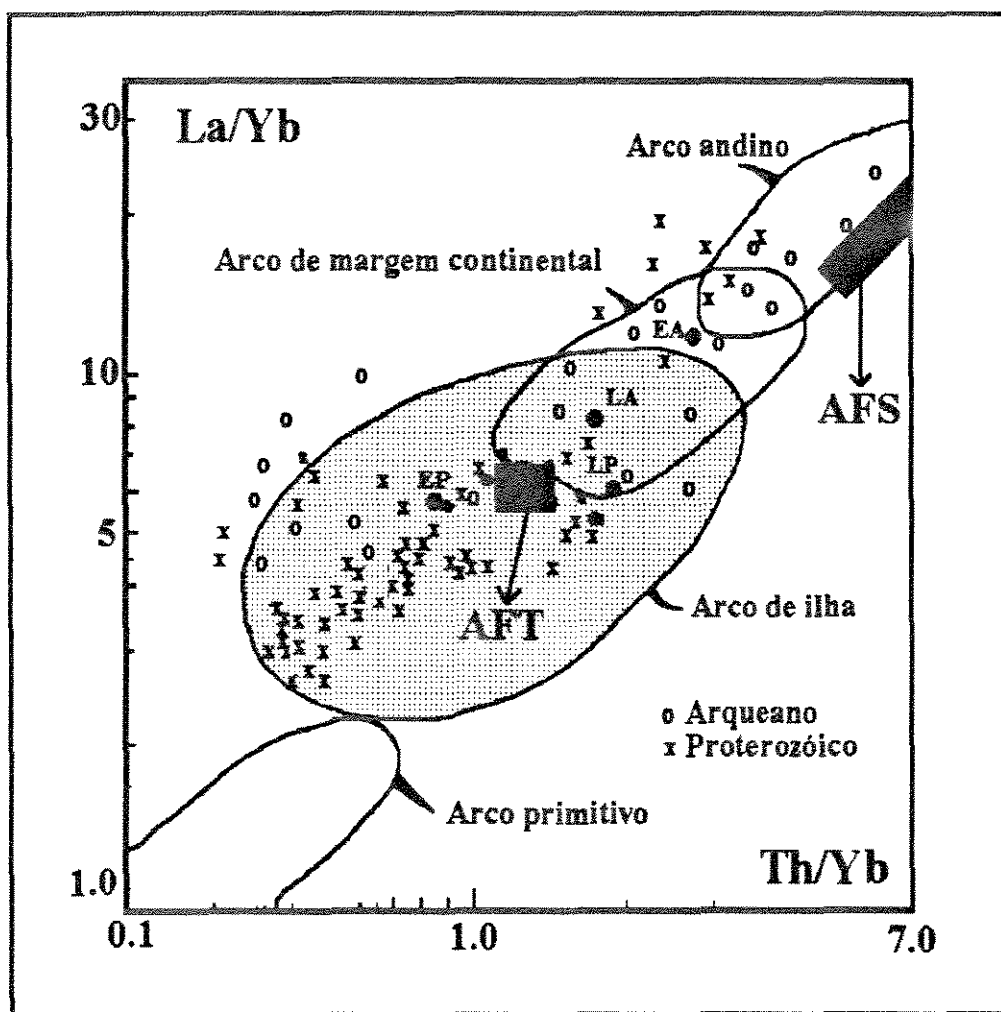


Figura 3.26- Diagrama de razões La/Yb versus Th/Yb (traduzido de Condie, 1989) utilizado para mostrar a distribuição dos andesitos de *greenstones* precambrianos e arqueanos pelos campos de cada tipo de arco. EA - Arqueano inferior; LA - Arqueano superior; EP - Proterozoico inferior; LP - Proterozoico superior. AFS = álcali-feldspato-sienito; AFT = álcali-feldspato-traquito.

3.8 - COMPARAÇÃO DO AFS E DO AFT COM OUTRAS ROCHAS VULCÂNICAS FÉLSICAS INTERCALADAS NA SEQUÊNCIA DO GBRI.

As informações extraídas do diagrama multielementar da figura 3.19, e das figuras 3.25 (Sr/Y vs Y) e 3.26 deram uma idéia das principais feições petrogenéticas dos dois litotipos de composição ácida a intermediária (AFS e AFT, respectivamente).

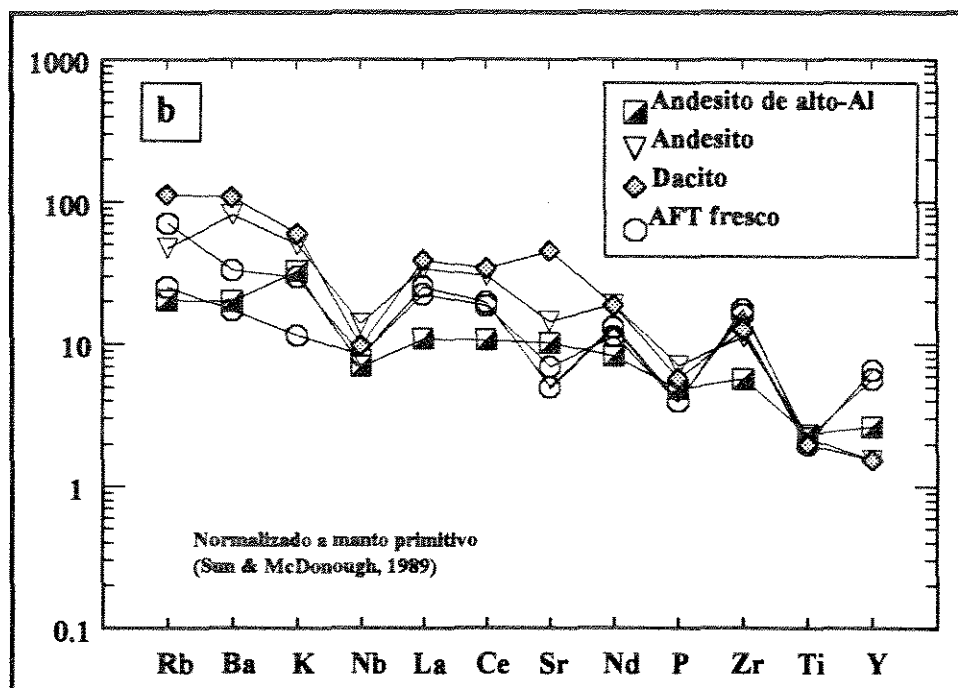
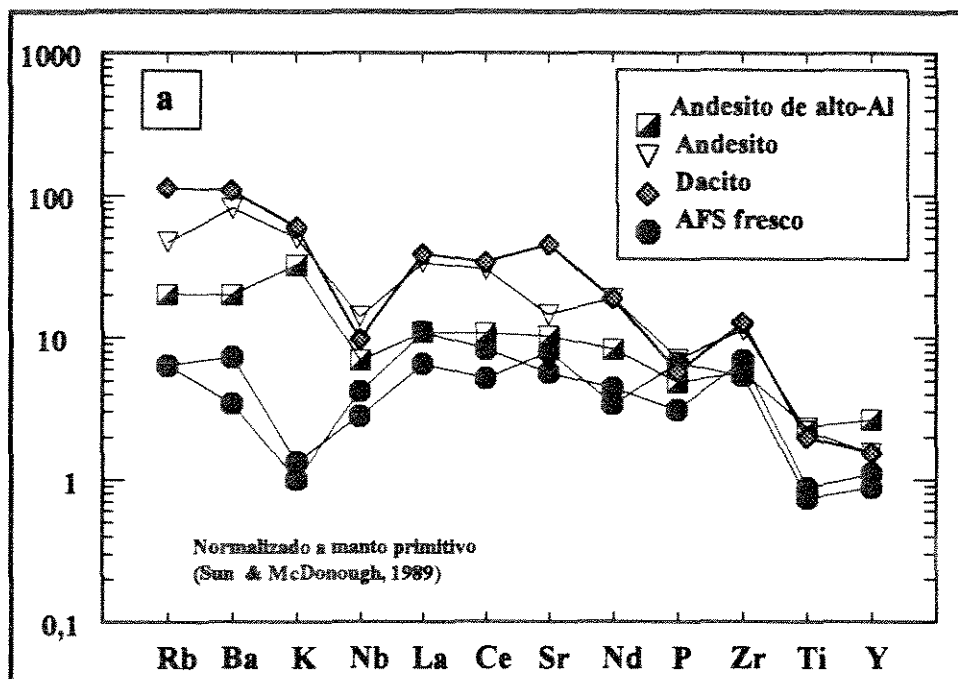
No intuito de se comparar as características químicas dessas rochas com outras rochas metavulcânicas semelhantes situadas dentro do GBRI (Figueiredo, 1993), nas figuras 3.27 (a) e (b) são lançados os padrões do AFS e do AFT e de riolitos, dacitos e andesitos, aflorantes na porção sul da faixa vulcano-sedimentar.

Da figura 3.27.a, observa-se que de todos os padrões elementais, o AFS assemelha-se mais aos andesitos de alto Al, exceto pelos contrastantes valores de K. Em detalhe, esses andesitos descrevem um padrão convexo dentro da faixa elemental Nb-P, com uma projeção até o Ti, diferente do padrão mais pronunciado do AFS. Vale a pena frisar que essas rochas também apresentam como pontos em comum baixos grau de fracionamento de ETR, e razão Ti/Y bem semelhante, o que conjuntamente podem indicar derivação de fonte similares ou terem sido gerados por processos semelhantes. Pelo seu baixo fracionamento dos ETR, a gênese considerada para esses andesitos de alto-Al deu-se a partir de refusão da crosta (Figueiredo, 1993). A hipótese acerca da possível refusão parcial crustal como o processo principal na geração do AFS parece condizente com o seu baixo teor de ETR e de outros elementos.

Por outro lado, o padrão do AFT mostra um bom ajuste de quase toda a faixa elemental com os padrões das rochas vulcânicas félsicas (Fig. 3.27.b), em especial com o dos andesitos, principalmente na anomalia negativa de Sr. Segundo Figueiredo (1993), estes andesitos e dacitos poderiam ter sido gerados pela fusão parcial de crosta oceânica em subducção, deixando granada e anfibólio no resíduo.

Sendo assim, isto reforça a idéia de que os baixos teores em Sr são característicos do magmatismo félsico do GBRI. Também notam-se maiores teores de Ba e K, que, muito possivelmente, representam um maior número de fases micáceas do que no AFT. Uma outra diferença está na razão Ti/Y, bem menor no AFT pelos bem mais altos teores de Y. Como apontado anteriormente, isto está relacionado às biotitas e cloritas intersticiais, muito possivelmente relictos de fases máficas pretéritas, como anfibólios e piroxênios.

Além de todas estas características, as rochas félsicas da parte sul do GBRI também apresentam teores mais altos de Na₂O do que K₂O como o AFT e o AFS, embora com teores um pouco mais baixos. Com o devido cuidado, isto sugere que a afinidade magmática de arco desde a fonte já era mais rica em Na, com mais baixas concentrações de K.



Figuras 3.27 a e b - Diagrama multielementar expandido comparativo entre o AFS e AFT com os vulcanitos félsicos e intermediários do *greenstone belt* do Rio Itapicuru. Dados extraídos de Figueiredo (1993).

3.9. - LAMPRÓFIROS: CARACTERÍSTICAS GERAIS DESTA FAMÍLIA DE ROCHAS.

Rochas lamprofíricas em geral ocorrem em diques de espessura variável (centimétrica a métrica), descontínuos e pouco expressivos (Wyman & Kerrich, 1993; Shepard & Taylor, 1992; Stern & Hanson, 1992, entre outros). Particularmente nos lamprófiros ocorrentes em ambiente *greenstone* considera-se que o fator controlador das intrusões tabulares sejam planos de fraqueza preexistentes nas encaixantes, como os contatos litológicos, especialmente os horizontes sedimentares (Perring *et al.*, 1989), assim como juntas de fratura em corpos ígneos, ou ainda clivagens (Sheppard & Taylor, 1992).

Além dos aspectos físicos, os lamprófiros também encontram-se associados espacialmente com diversas rochas intrusivas, como as de afinidade granítica a alcalina (Sheppard & Taylor, 1992), alcalina de composição sienítica (Conceição *et al.*, 1995), trondhejmítica (Mc Neil & Kerrich, 1986), gabro-noríticas a diorito-granodiorítica (Stern & Hanson, 1992), ou em associação íntima com pequenos corpos de pórfiros félsicos, estes especialmente mais abundantes em terrenos *greenstone* (Perring *et al.*, 1989; Rock & Groves, 1988; Mc Neil & Kerrich, 1986; Groves & Rock, 1990; Ho *et al.*, 1990).

Muitas dessas características supracitadas se ajustam ao contexto da ocorrência do lamprófiro da Fazenda Maria Preta (corpo 15) e das outras exposições servindo também para enquadrá-lo dentro dessa família de rochas.

a) ASSINATURA GEOQUÍMICA DO LAMPRÓFIRO DA FAZENDA MARIA PRETA

Como se pôde observar anteriormente, os resultados petrográficos evidenciam uma extrema similaridade com as principais características atribuídas para o clã de rochas lamprofíricas. Tal clã é subdividido em uma série de famílias, cada uma com características litogeoquímicas particulares e algumas transicionais.

Acerca dessa subdivisão, o trabalho pioneiro e mais empregado foi realizado por Rock (1987). Através dele, o autor conseguiu discriminar os lamprófiros em vários tipos de acordo com os seguintes critérios: assembléia mineralógica, textura,

modo de ocorrência, composição de rocha total e características variadas, como formas de intrusão, alteração, estruturas primárias, composição de xenólitos e xenocristais.

Embora para uma discriminação mais eficiente se necessitem métodos mais detalhados, como por exemplo microsonda em minerais máficos, os resultados químicos de rocha total podem fornecer uma boa aproximação acerca do tipo de afinidade apresentada pela rocha. Em termos químicos gerais, essas suítes de rochas apresentam como feições mais destacadas o baixo teor de SiO_2 , alto #mg, teores baixos a médios de K_2O , alta perda ao fogo, elevados conteúdos de P, Zr, Hf e ETRL e de elementos-traço de transição Cr, Ni, Sc e Co.

Como apontado anteriormente, o conteúdo de álcalis e o baixo teor de SiO_2 do lamprófiro da FMP o enquadram no campo dos traqui-basaltos (Fig.3.8); no diagrama ternário de Jensen (Fig. 3.7) classifica-se como basalto de alto magnésio. O alto Mg é uma característica dessas rochas lamprofíricas, porém em muitos casos, altos teores podem ser o resultado da alteração. Ao que parece, o lamprófiro da FMP tem esses altos valores de MgO desde a fonte, dado os também altos teores de alguns elementos-traço compatíveis, como Ni, Cr e Ba. Altos valores de MgO com baixos valores desses elementos-traço em lamprófiro são apontados como provenientes de processos não primários (Müller *et al.*, 1993).

Além desses elementos, o que é destacável é o seu alto valor de PF, característico deste tipo de rochas (Perring *et al.*, 1989). De acordo com estes autores a conjunção de baixos teores de sílica e alto conteúdo de voláteis são os fatores que lhes permitem uma rápida ascensão na litosfera.

Na tentativa de se ter uma idéia acerca de qual família o lamprófiro da FMP pode pertencer, na figura 3.28 faz-se uma comparação, num mesmo diagrama multielementar expandido, com todas as suítes de lamprófiro (Rock, 1987).

Basicamente, o lamprófiro da FMP apresenta concentrações similares aos das suítes de lamprófiro ultramáficos, cálcio-alcálicos e lamproitos. Os elementos que o lamprófiro mostra valores um pouco diferentes são o P, Nb e Ba. Valores altos de P são característicos de lamprófiro cálcio-alcálicos (McNeil & Kerrich, 1986). Com exceção do Ba, o Rb e o K mostram semelhanças com os lamprófiro da suíte cálcio-alcálica. As altas concentrações de Ba são bem semelhantes aos teores dos

lamproitos, mas altas concentrações de Ba também podem ser indicativas de magmas lamprofíricos de afinidade cálcio-alkalina (Wyman & Kerrich, 1993).

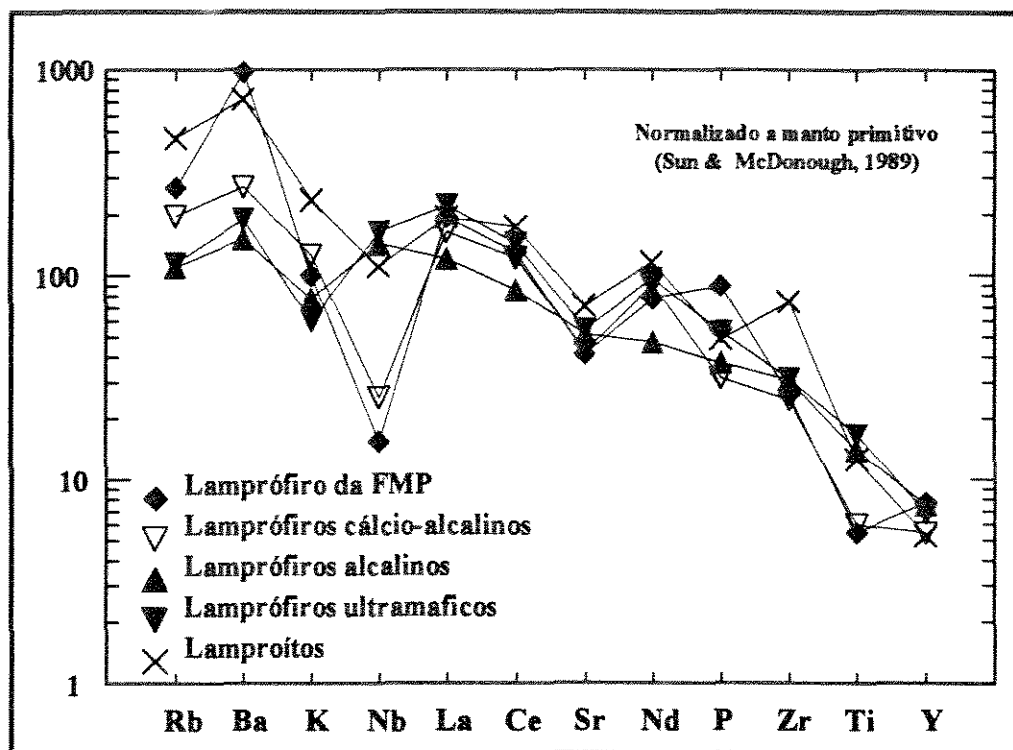


Figura 3.28 - Diagrama multielementar expandido comparando as suítes de lamprófiros (Rock, 1987) com o lamprófiro da Fazenda Maria Preta.

Em ambientes de subducção modernos, altas razões Ba/Ce em suítes de lamprófiros, particularmente minettes e kersantitos (cálcio-alkalinos), podem ser relacionadas a episódios primários de metassomatismo (Hochstaedter *et al.*, 1996). Em vista disto, a alta razão Ba/Ce (29) do lamprófiro da FMP é um indicativo de afinidade com ambiente de arco insular.

Ainda na figura 3.28 um dos aspectos mais destacados é a pronunciada calha de Nb para o lamprófiro da FMP comum aos da suíte cálcio-alkalina. Esta depleção de Nb pode ter sido produzida pela substituição de um mineral por outro na alteração, ou ser uma deficiência na própria fonte. Por exemplo, a passagem progressiva de anfibólio para biotita pode trazer como consequência mais significativa a depleção nos valores de Nb (Perring *et al.*, 1989). A ausência de relictos de anfibólio nos fenocristais do lamprófiro da FMP maximiza a possibilidade deste valor baixo de

Nb ser primário. Empobrecimentos em Nb, assim como de Zr, Ti, Hf e Ta têm sido considerados como diagnósticos de magmas de arco de ilha ou margens continentais (Conticelli & Peccerillo, 1992; Shepard & Taylor, 1992).

O lamprófiro da FMP também tem valores baixos de Ti em comum com os da série cálcio-alcálica. Empobrecimento de Ti pode resultar da retenção de uma fase mineral titanífera estável no manto hidratado durante a gênese do magma em ambiente de arco (McNeil & Kerrich, 1986).

Assim, o lamprófiro da FMP possui assinatura geoquímica que permite enquadrá-lo na suíte dos lamprófiro cálcio-alcálicos. Estes dados, portanto, sustentam a sua classificação modal como minette (capítulo 2).

Eventuais questionamentos podem ser levantados tratando-se de um dique de natureza basáltica com um alto enriquecimento em *LFSE*. Os valores altos levantam a possibilidade de terem sido obtidos por contaminação ou assimilação das rochas com quem faz contato, no caso andesitos (Fig. 2.2). Entretanto, o exame dos teores de determinados elementos considerados imóveis (Al_2O_3 , P_2O_5 e TiO_2) em andesitos da mina de FMP revelam que tal possibilidade é pouco plausível. De fato, Carvalho (1991) encontrou valores médios de TiO_2 (0,36%), P_2O_5 (0,15%) e Al_2O_3 (16,42%) que são bem mais baixos que os do lamprófiro, minimizando a possibilidade dessa rocha ter sido contaminada. Ainda sob esse prisma, a interação do lamprófiro com material crustal torna-se mais duvidosa porque o lamprófiro possui valores considerados típicos para essa família de rochas, como o baixo teor de SiO_2 (47,80%), as concentrações “mantélicas” de Ni (359 ppm), os altos teores da maioria dos elementos-traço, a ausência de anomalia de Eu e o alto valor do $\text{mg\#}$ (88,27), além da alta razão $[\text{Ce}/\text{Yb}]_n$.

Em síntese, todas essas feições devem ser características inerentes ao magma progenitor que, para os lamprófiro, são geralmente considerados como procedentes de fontes mantélicas (Wyman & Kerrich, 1993).

b) COMPARAÇÃO GEOQUÍMICA DO LAMPRÓFIRO COM ROCHAS DE NATUREZA SEMELHANTE PRESENTES NO GBRI

Por seu aspecto textural e, principalmente, pela afinidade basáltica, muitas vezes os lamprófios lembram litotipos extrusivos máficos que tenham sido modificados por algum evento hidrotermal ou metamórfico.

Considerando essa hipótese, a figura 3.29 tem por finalidade apresentar as diferenças geoquímicas entre o lamprófiro da FMP e os tipos de basaltos da unidade vulcânica máfica que ocorrem no GBRI, extraídos de Silva (1987) e Figueiredo (1993).

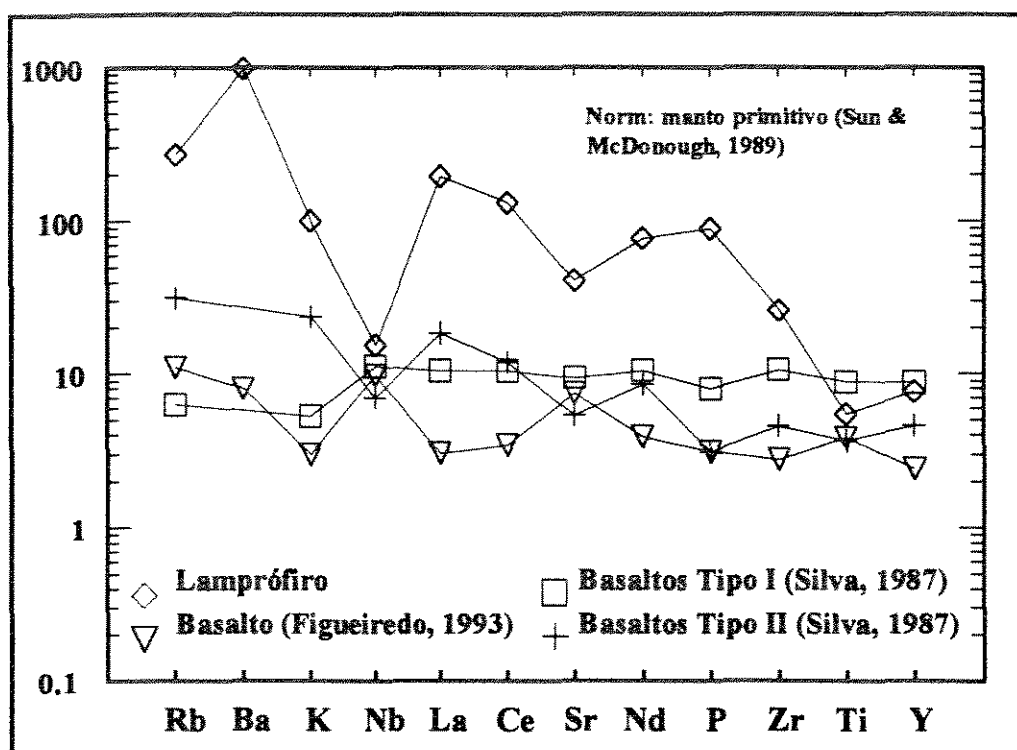


Figura 3.29 - Diagrama multielementar comparativo entre o lamprófiro da Fazenda Maria Preta e as rochas de afinidade basálticas ocorrentes ao longo da sequência do GBRI.

Pelo que se pode notar, o lamprófiro da FMP possui um notável enriquecimento na maioria dos elementos quando comparado com a envoltória subhorizontal desenhada pelos basaltos. A "natureza basáltica" do lamprófiro fica

constatada unicamente pelos teores bem semelhantes de Nb, Ti e Y. Dos dois tipos de basaltos definidos por Silva (1987), são os basaltos do tipo II os que apresentam uma assinatura geoquímica mais similar à do lamprófiro (embora com abundâncias bem menores), o que poderia indicar certas semelhanças entre as fontes dessas rochas.

Já os basaltos da parte sul do cinturão vulcano-sedimentar (Figueiredo, 1993) possuem unicamente os teores normalizados de Ti e Nb similares àqueles do lamprófiro. A anatomia do padrão difere da do lamprófiro e parece evidenciar uma tendência alcalina pelo seu pico positivo em Nb, feição indicativa de basaltos alcalinos (Wilson, 1989).

Portanto, os dados no diagrama multielementar mostram que o lamprófiro difere bastante das rochas basálticas encontradas no *greenstone*, principalmente pelos elementos incompatíveis. Sendo assim, o lamprófiro manteve as suas características iniciais intactas, descartando a eventual possibilidade de se tratar de uma rocha vulcânica máfica bastante modificada por processos posteriores, sejam esses metamórficos ou hidrotermais.

Outras ocorrências de lamprófios no GBRI foram descritas por Conceição *et al.* (1995). Esses filões de lamprófios ocorrem inseridos dentro do corpo plutônico de composição sienítica Morro de Afonso, situado na porção ocidental da referida sequência vulcano-sedimentar, mais precisamente no Núcleo Serrinha. Tratam-se de diques sin-plutônicos e corpos tabulares tardios, de afinidade potássica a ultrapotássica, catalogados modalmente como vogesitos (fase predominante) e minettes. A afinidade química destes filões, rica em Ba, K, Sr, ETR, P_2O_5 e alta nas razões de fracionamento $[Ce/Yb]_n$, descartam a contribuição do embasamento cálcio-alcalino na sua constituição química final. Ao mesmo tempo, os autores ainda ressaltam que os baixos conteúdos de Cr, Ni e seus valores de mg# (<50) não são compatíveis com valores de magmas mantélicos. Por estas assinaturas geoquímicas, Conceição *et al.* (1995) os consideram como sendo magmas vogesíticos/minéticos típicos de áreas orogênicas, gerados a partir da fusão parcial de um magma parental ultrapotássico, previamente enriquecido, e com retenção de granada no resíduo.

No intuito de comparar quimicamente esses diques sinplutônicos com o lamprófiro da FMP, a figura 3.30 apresenta conjuntamente os dados dessas rochas.

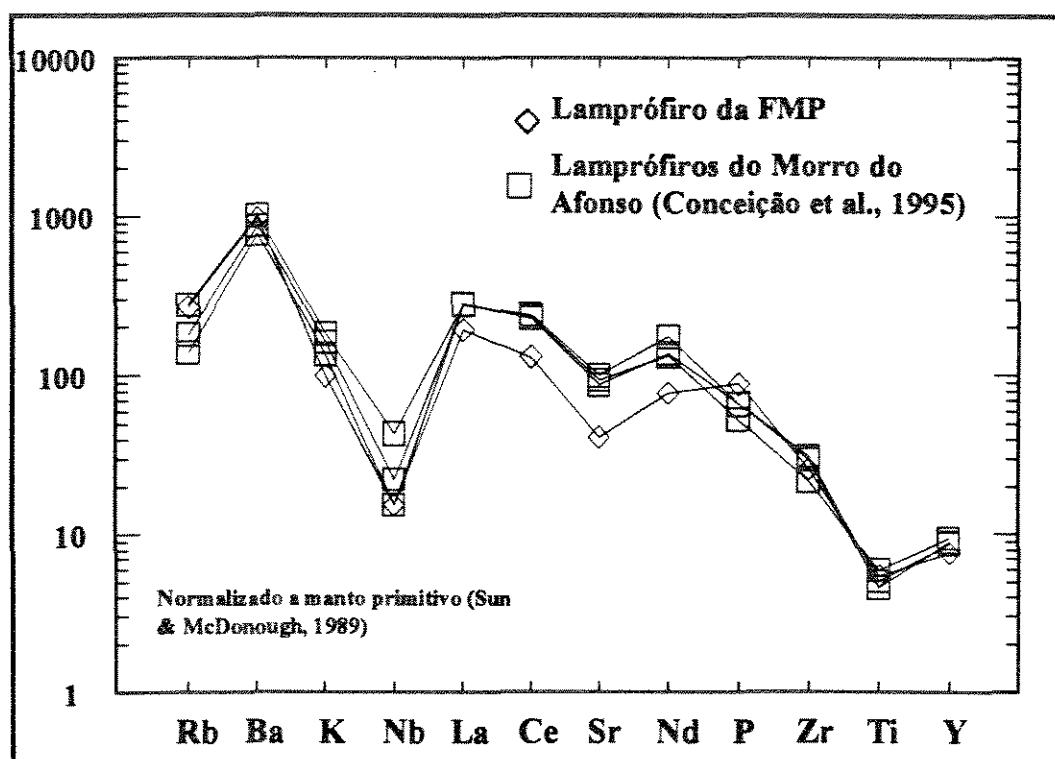


Figura 3.30 - Diagrama multielementar comparando o lamprófiro da Fazenda Maria Preta com os diques de lamprófiro associados ao plúton sienítico de Morro do Afonso, Núcleo Serrinha (Conceição *et al.*, 1995), porção ocidental do *greenstone belt* do Rio Itapicuru.

Pelo confronto dos resultados são poucas as diferenças nos desenhos dos padrões, com destaque para o maior grau de fracionamento dos filões do Morro do Afonso na faixa dos ETR. Todos apresentam a calha comum de Nb, e razões semelhantes de fracionamento Ti-Y. O único elemento do lamprófiro da FMP que chega a ter um valor mais elevado do que os outros lamprófiros é o P, cujo pico positivo acima dos valores de La, Ce e Nd, leva a crer que o fracionamento do magma aconteceu em condições de grande concentração de voláteis.

Em relação à fonte, pelo valores mantélicos dos outros elementos traço máficos do lamprófiro da FMP (tabela 1), poder-se-ia considerar uma fonte mais profunda que aquela em que foram gerados os filões da intrusão sienítica do Morro do Afonso (Conceição *et al.*, 1995).

3.10 - ASSOCIAÇÃO DE LAMPRÓFIROS E MINERALIZAÇÕES AURÍFERAS

Embora a simples presença de lamprófiros não implica necessariamente a ocorrência de algum depósito aurífero (Perring *et al*, 1989), em vários casos em outros terrenos do tipo *greenstone*, arqueanos ou proterozóicos, esta conjunção tem sido observada. Esta associação ocorre na maioria dos casos em íntima relação, às vezes co-genética ou co-temporal, com outras suítes de rochas (pórfiros félsicos e albititos), a tal ponto que, para alguns, chegam a ser dependentes um do outro geneticamente (Rock & Groves, 1988; Burrows & Spooner, 1989).

Nesse contexto, nota-se que de todas as famílias de lamprófiros associados a depósitos auríferos, a predominância é principalmente do tipo cálcio-alcalino (Mc Neil & Kerrich, 1986; Bourne & Bossé, 1991).

Um elo interessante entre lamprófiros, rochas alcalinas e mineralizações auríferas em terrenos do tipo *greenstone* foi proposto por Feng *et al*. (1993) para a região do Abitibi, no Canadá. Mais precisamente, séries shoshoníticas de granitóides e lamprófiros, ambos associados a depósitos mesotermiais de ouro contemporâneos, compartilham uma relação espacial com estruturas translitosféricas regionais. Situação semelhante pode ser sugerida para a porção média do *greenstone* belt do Rio Itapicuru, abrindo novas perspectivas para o entendimento da gênese das mineralizações auríferas e elaboração de modelos exploratórios e de evolução crustal.

CAPÍTULO 4

A MINERALIZAÇÃO AURÍFERA NAS INTRUSÕES SUB-VULCÂNICAS E SUA RELAÇÃO COM AS FASES FLUIDAS

4.1 - INTRODUÇÃO

De uma maneira geral, fluidos responsáveis pela formação de depósitos de ouro do tipo *lode* em terrenos granito-greenstone apresentam composição predominantemente aquosa e de salinidade baixa (<6eq.% peso de NaCl), com concentrações significativas de CO₂ (10-30 mol%) e subordinadas de N₂, CH₄ e H₂S. Esta característica composicional difere de fluidos associados a depósitos auríferos epitermais ou de cobre porfírico, onde o conteúdo de CO₂ é bem mais baixo (<3 mol%) e a salinidade variável (< 3eq. % em peso NaCl a salmouras salinas; Goellnicht, *et al.* 1988; Groves, 1990). Particularmente a respeito dos depósitos de tipo *lode*, a concentração de CO₂ as vezes pode chegar a ser bem alta, fato esse atribuído a um processo de deformação associado (Hollister, 1990; Hammond, 1994).

Pelos tipos de mineralizações presentes no álcali-feldspato sienito e no álcali-feldspato traquito dos depósitos de FMP e MR, respectivamente, os estudos de inclusões fluidas nesses corpos se fizeram necessários para um melhor entendimento do processo mineralizante. Para atingir essa finalidade, neste capítulo serão apresentados: (1) a constituição mineralógica e feições texturais das paragêneses associadas às mineralizações auríferas e; (2) a composição dos fluidos, obtida pelo estudo de inclusões fluidas em quartzo de veios mineralizados e estéreis, em ambos os depósitos.

4.2. A MINERALIZAÇÃO AURÍFERA (AFS)

A mineralização aurífera no álcali-feldspato sienito fresco (AFS) do depósito de FMP é caracterizada pela presença dominante de arsenopirita que aparece como cristais de hábito romboédrico ou prismático, as vezes espiculares, em dimensões variando de 0,02 até 4,0 mm, principalmente disseminados na matriz da rocha (Fotos 4.1 a e b). Além dessa relação, alguns desses sulfetos espalham-se pela matriz da rocha a partir de pequenos fraturamentos (Foto 4.1.b). Embora a

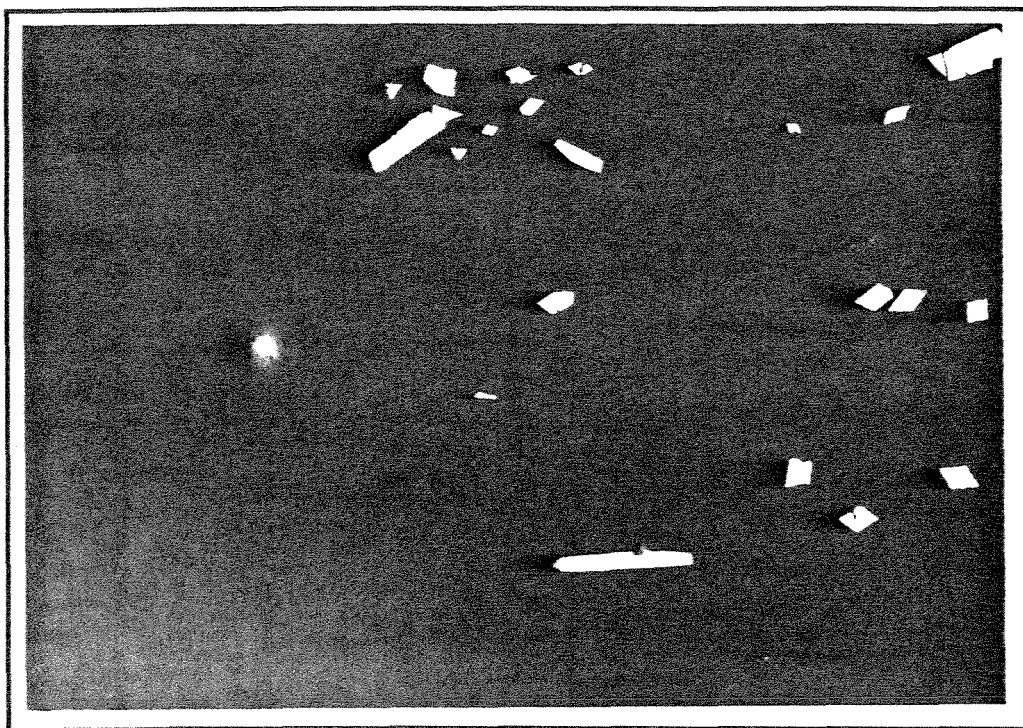
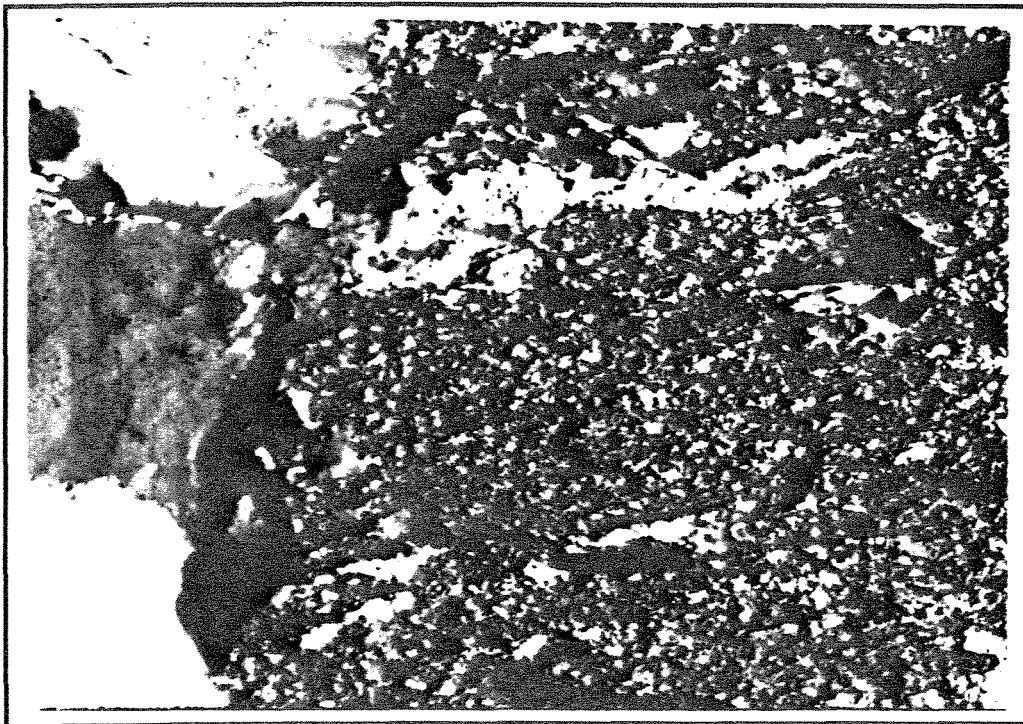


Foto 4.1 a e b. (a) Fotomicrografia da ocorrência disseminada das arsenopiritas na matriz do álcali-feldspato sienito. Notar que esses sulfetos não se concentram na vênula de quartzo (amostra HRB-81, x 5). (b) Mesma fotomicrografia com luz refletida. Observar o hábito romboédrico e espicular da arsenopirita, alguns dos quais estão associados a microfraturas não muito expressivas.

ocorrência de vênulas no AFS seja conspícua, ao menos nas amostras aqui estudadas, estas não hospedam a arsenopirita (Foto 4.1A).

A deformação também pode ser observada através da leve inflexão de esporádicos cristais de arsenopirita em fenocristais de albita (Foto 4.2). Estes fenocristais mostram planos recrystalizados por deslocamento, maximizando deste modo a possível precipitação das fases sulfetadas concomitantemente com a deformação dútil.

Intimamente relacionados à arsenopirita, disseminados na matriz, ocorrem muito subordinadamente pirita e pequenos cristais anedrais de rutilo, com bordas corroídas.

Embora não observado neste trabalho, Xavier (1991) registra que o ouro ocorre em dimensões variando de 2µm a 80µm, freqüentemente como inclusões na arsenopirita.

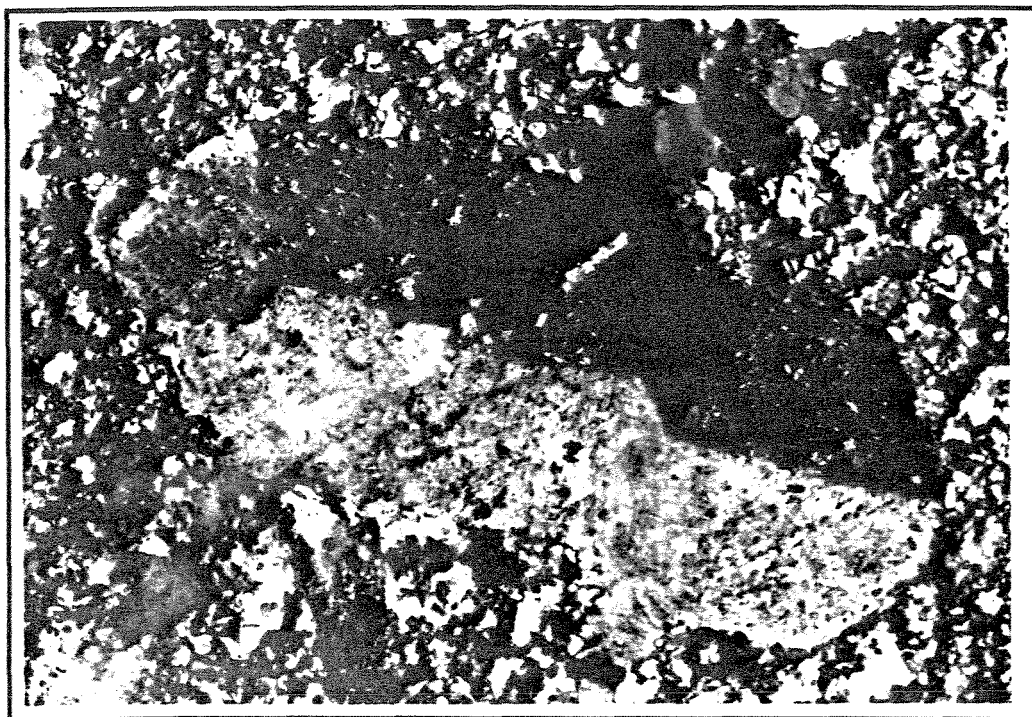


Foto 4.2 - Cristal de arsenopirita parcialmente sobreposto num fenocristal de albita. Notar que o fenocristal mostra uma descontinuidade na geminação, com um deslocamento normal cujo plano é formado por uma pequena faixa de material recrystalizado (amostra HRB 118, x 20).

Uma característica a ser ressaltada são as arsenopiritas que se encontram freqüentemente associadas a microlitos euédricos a sub-euédricos de carbonato, os quais chegam, às vezes, a formar agregados muito finos em torno ou na periferia desses sulfetos. De fato, isso revela uma possível co-precipitação dessas duas fases minerais.

Uma outra associação da arsenopirita, embora menos freqüente que a anterior, é com massas ou fibras finas de clorita e/ou sericita (em ordem de abundância), que comumente a englobam ou a contactam de maneira brusca. Esse agrupamento dos filossilicatos encontra-se geralmente condicionado a isoladas microfraturas, atestando um controle microestrutural localizado (Foto 4.3).

Em porções cisalhadas do AFS não foram observados sulfetos, mas hidróxidos juntamente com agregados de carbonato, provavelmente derivado da hidratação dos sulfetos.

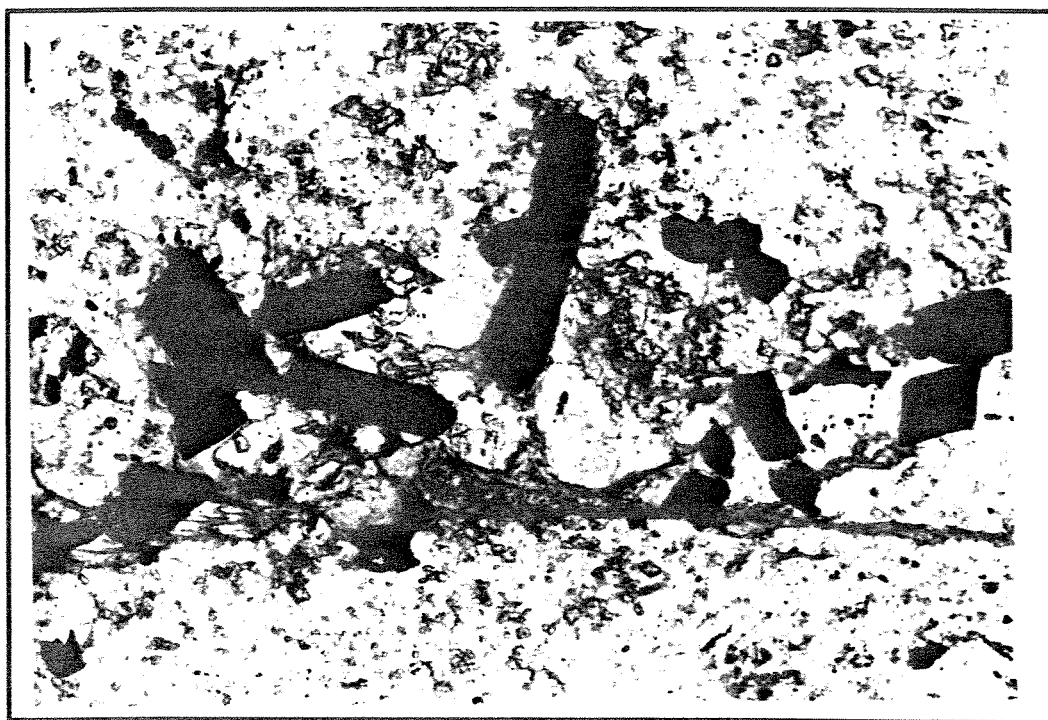


Foto 4.3 - Cristais euédricos de arsenopirita inseridos em agregados de clorita crescidos ao longo de microfraturas (amostra HRB 81, x 10).

presentes na rocha fresca. As porções cisalhadas do AFS não apresentam teores econômicos, provavelmente devido à essa ausência de sulfetos de ferro.

Pelo estilo da mineralização, disseminado preferencialmente na fase fina, apresentam-se duas possibilidades para interpretar esse quadro: uma associada a um fenômeno rúptil e outra vinculada a um evento tardi-magmático.

O efeito da deformação rúptil pode modificar a permeabilidade de uma rocha, aumentando-a conforme a redução dos seus grãos devido à propagação do impacto (Skwarnecki, 1988). A deformação imposta ao AFS poderia ter diminuído significativamente a consistência da petrotrama inicial, afetando preferencialmente as partes granulométricas mais finas, no caso a matriz. Conseqüentemente, facilitaria a concentração das fases associadas à mineralização. Além disso, durante esse processo podem se formar descontinuidades na rocha, as quais aqui podem ser atestadas pela presença de alguns cristais euédricos de sulfeto enraizados a pequenos planos de fratura com matriz clorítica. Muito provavelmente, a esse evento rúptil estaria vinculada a precipitação dos microlitos de carbonato, fruto de uma intensa injeção de fluidos ricos em CO_2 .

Por outro lado, a acumulação primária de ouro na cristalização de rochas félsicas dependerá principalmente da composição das soluções terminais nos seus estágios tardios de colocação ou diferenciação (Korobeynikov, 1983; 1989). Segundo tal autor, entre rochas de uma mesma suíte, os maiores teores de ouro são encontrados nas porções sub-vulcânicas em comparação com seus equivalentes intrusivos. O ouro se acumularia preferencialmente nos minerais das fases magmáticas mais tardias, tendo em vista seu grau de fracionamento com o maior volume de fases voláteis, como o aumento da fugacidade de enxofre ($f\text{S}_2$).

O arcabouço monomineralico do AFS não permite a separação entre minerais primários e tardios dentro do mesmo contexto de cristalização, ou que se reconheçam fases fluidas finais associadas a esse corpo. Nesse caso, tais diferenças podem ser avaliadas pela textura da rocha. As etapas finais de cristalização do AFS são representadas pelo componente matricial (fase fina) onde se concentra a maioria da paragênese mineralizante.

A composição do magma também pode ser importante na concentração do Au primário. Sob condições mais baixas de f_{O_2} , ter-se-iam os mais altos teores, quando associados principalmente, a magmas peralcalinos do que a magmas subalcalinos e peraluminosos (Connors *et al.*, 1993). De alguma forma, a afinidade peralcalina do

AFS (Fig. 3.2) aventa a possibilidade do mesmo mostrar-se apto para a retenção daquele metal.

Dessa forma, pela relação dos dados obtidos, a distribuição espacial da mineralização poderia estar vinculada de forma mais direta ao processo de ruptura do corpo, porém pelo tipo de composição do magma e pelo tipo de intrusão subvulcânica, além da disseminação dos microlitos de carbonato, não se descarta a participação de um processo de injeção de fluidos magmáticos tardios.

À luz dos dados, não há como estabelecer se essa ruptura foi concomitante a estágios finais da intrusão; se assim o fosse, revelaria que as arsenopirita disseminadas na matriz e nos fenocristais seriam contemporâneas a um processo de colocação, uma vez que as associadas àquelas massas filossilicáticas (Fig. 4.3) seriam as mais tardias.

4.3. A MINERALIZAÇÃO AURÍFERA NO AFT

De uma maneira geral, a mineralização aurífera presente no álcali-feldspato traquito (AFT) ocorre associada às venulações com quartzo e carbonato, encaixadas preferencialmente nas suas porções cisalhadas, embora tal feição não seja uma regra geral, uma vez que existem zonas onde a rocha apresenta todas essas características, porém sem mineralização associada. Nas zonas mineralizadas, predomina uma trama predominantemente foliada, ao longo da qual aparecem veios sub-paralelos a paralelos à foliação principal. Essa foliação penetrativa alterna-se de maneira contínua ou em segmentos anastomosados (foliação S-C), sendo delineada pela sericita, clorita e biotita. Dependendo da intensidade do cisalhamento, essas massas micáceas chegam a descaracterizar a sua textura primária quase por completo.

Dentre as micas, a sericita é a mais abundante, formando massas compactas compostas por prismas sub-euédricos muito finos, envolvendo cristais de pirita e goethita ou concentradas ao longo das bordas das vênulas.

A biotita também ocorre muitas vezes nas porções centrais de vênulas de carbonato como prismas alinhados, e sua presença sugere que o fluido era não só rico em Ca e K, mas também em Mg. Do ponto de vista petrográfico, a biotita tem um tom amarronzado bem forte e uma birrefringência bem mais alta do que as intersticiais derivadas da alteração de algum máfico relicto.

Na interface da passagem das zonas menos alteradas para as mais alteradas do AFT, além do aumento da frequência das micas, nota-se uma maior quantidade de carbonato e sulfetos, particularmente pirita e muito subordinadamente arsenopirita. (Foto 4.4).

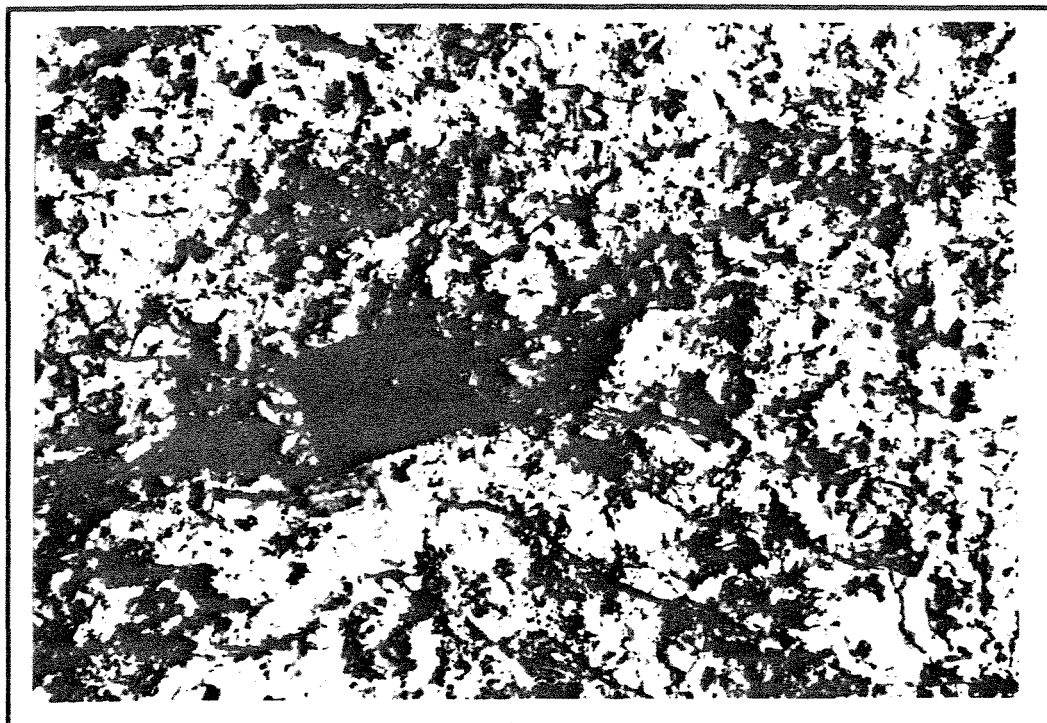


Foto 4.4 - Representação do halo de alteração nas partes mineralizadas. Notar que o cristal euédrico de pirita alterado está sobre a rocha, a qual ainda preserva de forma sutil a sua textura original. Isto demonstra que o evento mineralizante não se restringiu somente a veios canalizados através de microzonas cisalhadas (amostra C1-4/10,20; x10).

A pirita ocorre na forma de cristais euedrais a sub-euedrais, alguns com sombras de pressão, parcial a totalmente alterados para goethita (Fotos 4.5 e 4.6). Nessas porções, também, estão presentes vênulas de quartzo, muitas das quais intercaladas na foliação principal. O quartzo desses veios têm os contatos serrilhados a lobados, e localmente xenomórficos a poligonais. Essas estruturas do tipo lineares ou serrilhadas podem ser comparadas com estruturas de compressão, chamadas de estilólitos. Em alguns casos, aparecem microfraturas, algumas das quais estão

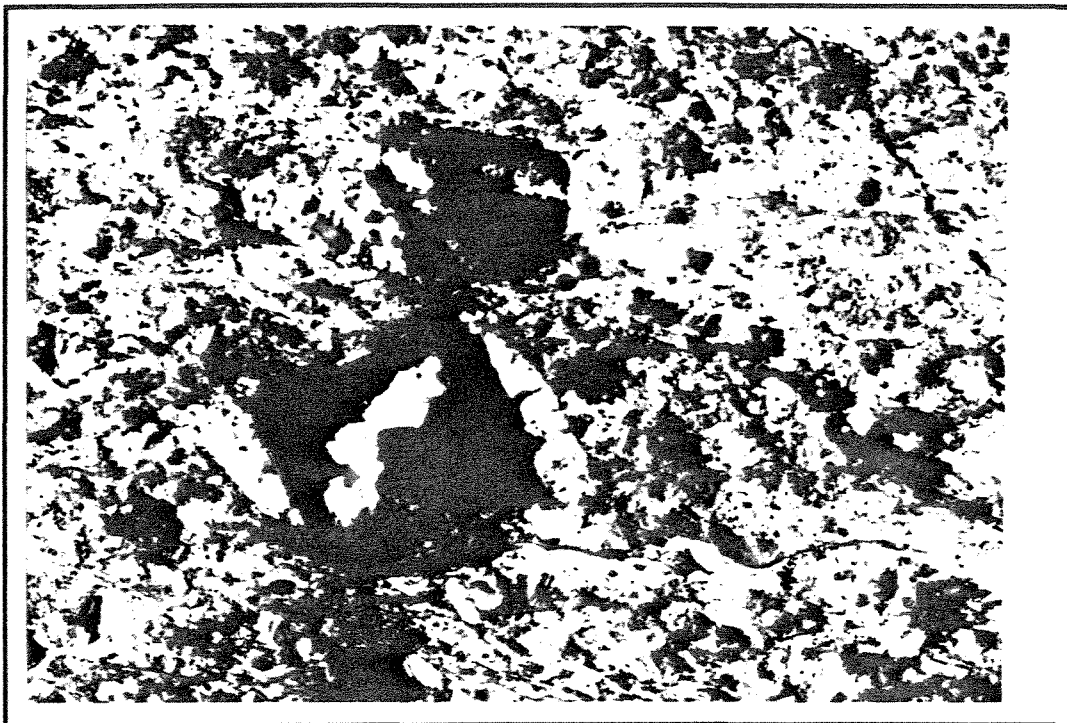


Foto 4.5 - Cristais euedrais de pirita rotacionados, com sombras de pressão. Os mosaicos denticulares são formados por fibras de quartzo (amostra C1-4/10,20; x 10).

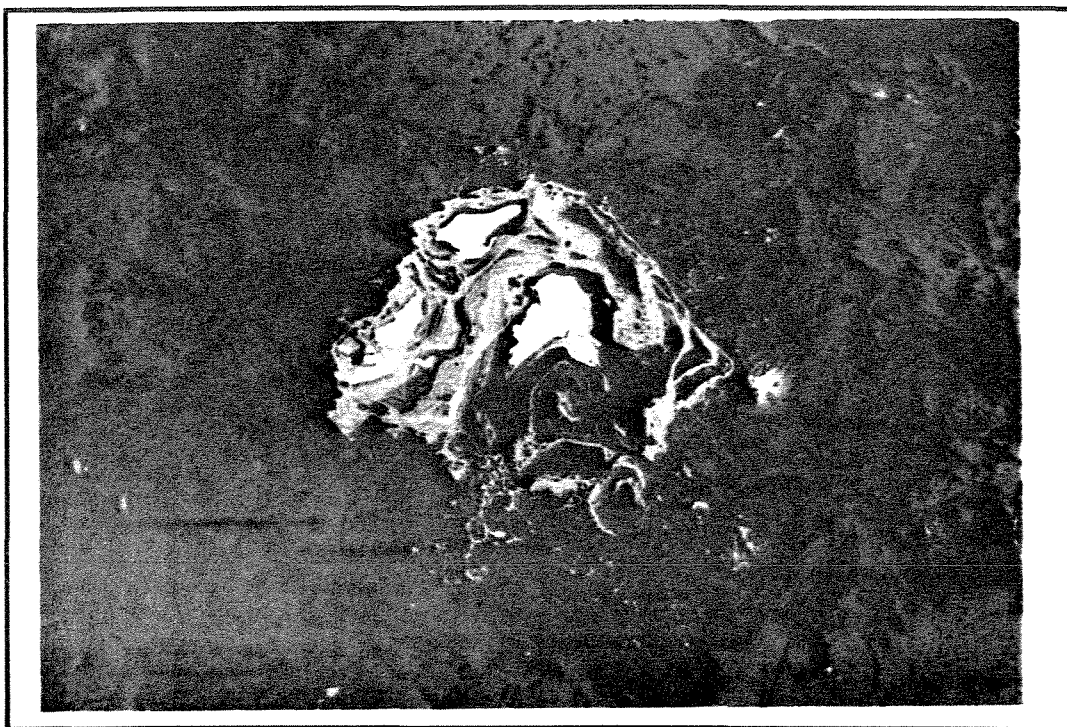


Foto 4.6 - Fotomicrografia ilustrando um cristal euedral de pirita completamente pseudomorfizado por goethita. Nota-se a textura botrioidal na parte central deste hidróxido (amostra C1-4/10,60; x10).

preenchidas por pequenos cristais anédricos de pirita, assumindo o aspecto de filmes (Foto 4.7). Segundo Docegeo (1986), o ouro desse depósito ocorre de forma livre ou ao longo das fraturas dos veios, associado com pirita (algumas transformadas em goethitas). Pelas observações aqui realizadas não foi possível constatar a ocorrência daquele metal.

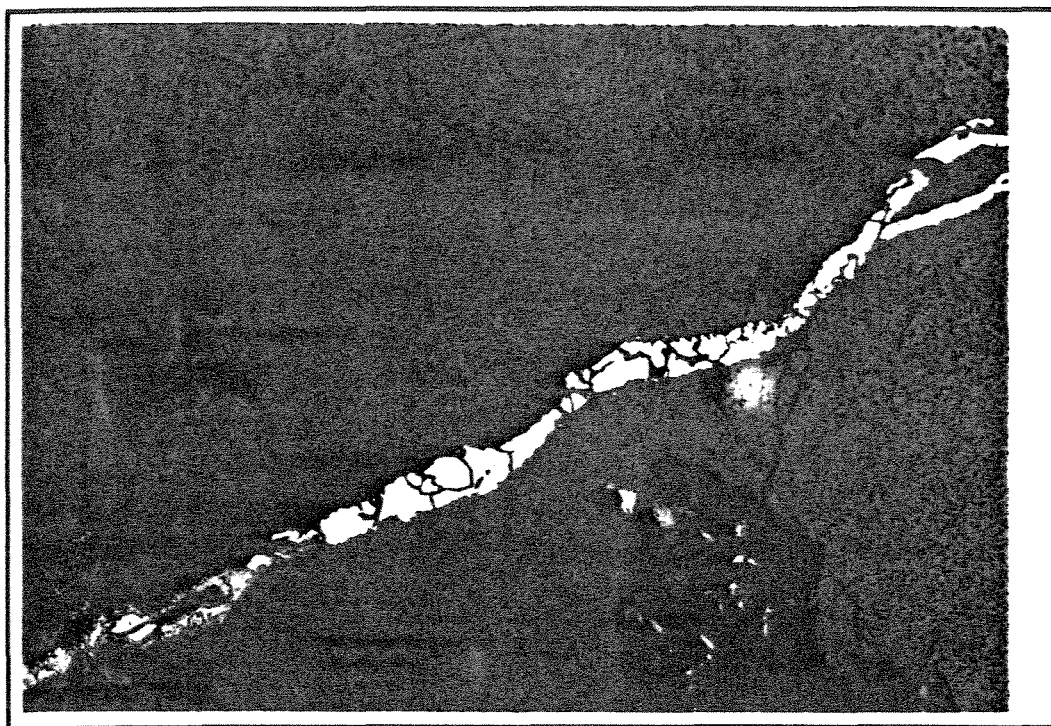


Foto 4.7 - Filmes de cristais anédricos de pirita e goethita (extremo inferior esquerdo) inseridos nos veios quartzo-carbonáticos auríferos (amostra C1-4/42,37; x5).

4.4 - FASES FLUIDAS ASSOCIADAS ÀS MINERALIZAÇÕES AURÍFERAS NO AFS E NOAFT

4.4.1 - AMOSTRAGEM E MÉTODOS ANALÍTICOS

Para a definição das fases fluidas relacionadas direta ou indiretamente aos eventos mineralizantes, estudos de inclusões fluidas do AFS foram realizados em quartzo de vênulas estéreis. No caso do AFT, e perante a possibilidade de se ter acesso aos furos de sondagens realizados por Docegeo (1986), os estudos de microtermometria foram realizados em quatro vênulas mineralizadas e em igual número de estéreis.

O estudo de inclusões fluidas compreendeu descrições petrográficas e medidas de microtermometria, ou seja, a medida das temperaturas de mudanças de fase que ocorrem no fluido das inclusões entre -180°C e +600°C, assim como análises da composição da fase carbônica em inclusões individuais através da micro-espectroscopia Raman. A microtermometria foi conduzida em um equipamento Linkam, com platina modelo THMSG600, acoplado a um microscópio Carl Zeiss-Jenapol e controlador de temperatura modelo TMS92. Na calibração do equipamento utilizou-se como padrão um conjunto de inclusões sintéticas da Syn-Flinco (U.S.A.) que permitiram avaliar a sua precisão em -56.6°C, -21.2°C, -10.8°C, 0°C, 374°C e 573°C. Particularmente para o ponto de fusão do CO₂ puro, a precisão do equipamento encontra-se em ± 0.2 °C.

As análises da composição da fase carbônica das inclusões fluidas por micro-espectroscopia Raman objetivaram determinar qualitativa e quantitativamente o conteúdo de CO₂, CH₄, N₂ e H₂S. Tais análises foram obtidas em um sistema de micro-espectroscopia Raman a laser Jobin Yvon, modelo T64000, com um detector CCD multicanal, tendo como fonte de irradiação a linha 514.5 nm de um laser de argônio, e potência de 600 mW na fonte ou $\cong 60$ mW na inclusão fluida.

Tanto as investigações microtermométricas, como as análises de micro-espectroscopia Raman, foram realizadas no Laboratório de Inclusões Fluidas do IG/UNICAMP.

4.4.2 - CARACTERÍSTICAS DAS INCLUSÕES FLUIDAS EM VÊNULAS NO AFS MINERALIZADO

As vênulas investigadas no álcali-feldspato sienito mineralizado (Corpo H) no depósito de FMP possuem uma espessura inferior a 6 cm e ocorrem em um padrão entrelaçado. Essas vênulas são constituídas predominantemente por quartzo, com carbonato, albita e clorita subordinados, e são estéreis. Cabe apontar que para estas amostras não foram constatadas fases minerais opacas (arsenopirita - pirita).

Grande parte dos grãos de quartzo que contêm as inclusões fluidas são xenomorfos, com extinção variando de brusca a em bandas, o que mostra a baixa intensidade de recristalização. De forma localizada, também se observaram cristais de quartzo poligonizados, porém sem apresentar as inclusões propícias para estudo.

As inclusões fluidas presentes no quartzo de tais vênulas são predominantemente monofásicas carbônicas à temperatura ambiente, geralmente com dimensões inferiores a 15 μm e formatos arredondados a subarredondados (Foto 4.8). Estas inclusões distribuem-se, em sua grande maioria, em grupos não-orientados e pequenos arranjos planares que ocupam posições intragranulares no quartzo, porém em áreas de recristalização, às vezes são periféricas aos contornos dos sub-grãos.

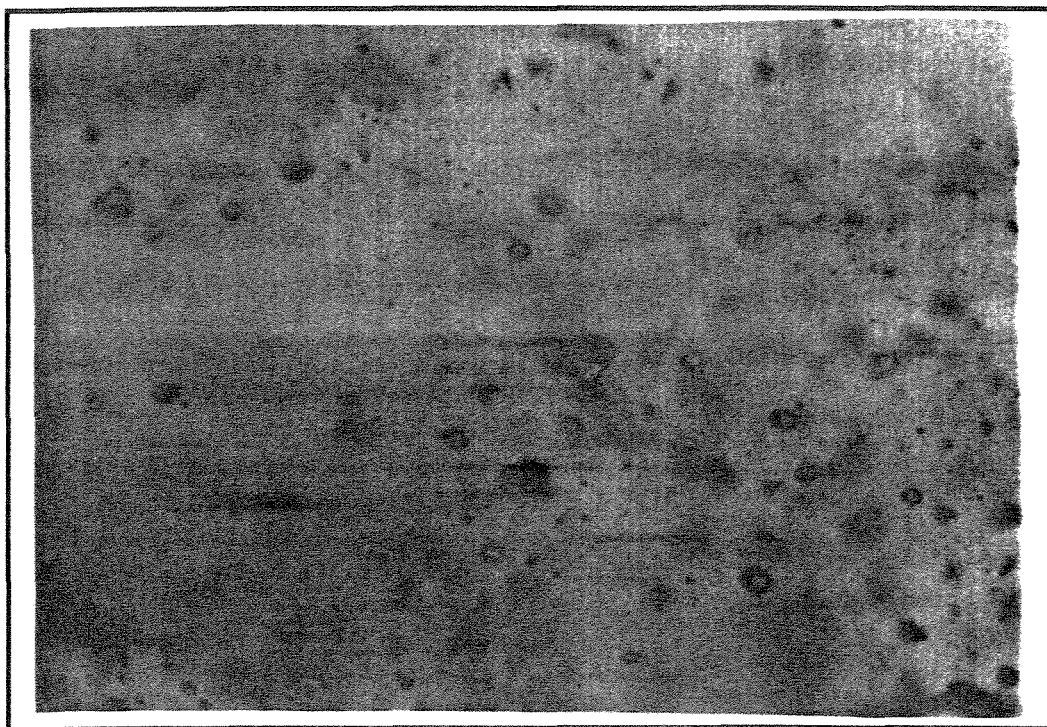


Foto 4.8 - Fotomicrografia à temperatura ambiente de inclusões monofásicas carbônicas, predominantes em quartzo de vênulas que seccionam o AFS mineralizado no depósito aurífero de Fazenda Maria Preta (amostra HRB 81; x 50).

Por serem as mais abundantes nas amostras analisadas, apenas as famílias de inclusões intragranulares foram estudadas. Devido à sua natureza monofásica, foram obtidas apenas as temperaturas de fusão do CO_2 ($T_f\text{CO}_2$) e de homogeneização do CO_2 ($T_h\text{CO}_2$).

A $T_f\text{CO}_2$ das inclusões monofásicas carbônicas em vênulas de quartzo no AFT mineralizado concentra-se no intervalo entre -56.6°C e -57.9°C , sendo que os valores inferiores a -56.6°C (ponto triplo do CO_2 puro) indicam a presença de quantidades subordinadas de outros voláteis. Os resultados da micro-espectroscopia

Raman revelam a presença de CH_4 e CO_2 , em concentrações variando de 3.73 a 4.25 mol% e 95.74 a 96.26 mol%, respectivamente.

A homogeneização do CO_2 nessas inclusões ocorre invariavelmente no estado líquido, com valores que variam de 6.5°C a 20.1°C , com o pico de máxima frequência aproximadamente em 10°C (Fig. 4.1). Considerando a fase carbônica dessas inclusões como praticamente constituída por CO_2 puro, os valores de ThCO_2 fornecem densidades do CO_2 entre 0.78 e 0.89 g/cm^3 .

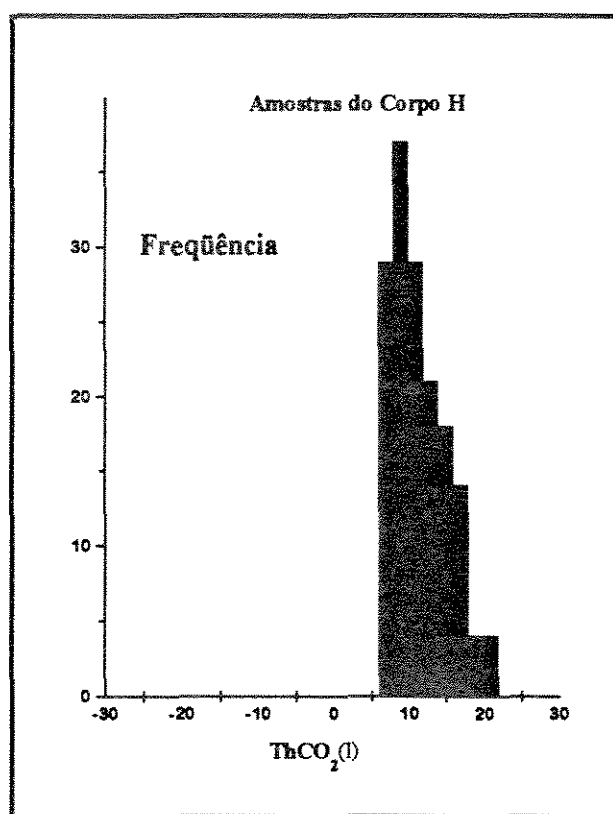


Figura 4.1 - Histograma mostrando a variação da temperatura de homogeneização do CO_2 para o estado líquido, referentes às inclusões monofásicas carbônicas em vênulas estéreis encaixadas no AFS mineralizado (Corpo H) do depósito de Fazenda Maria Preta.

Adicionalmente, não se observa nessas inclusões correlação alguma entre composição da fase carbônica (fornecida pela TfCO_2) e sua densidade (dada pela ThCO_2), ou seja, a variação da TfCO_2 não influi nos valores de ThCO_2 (Fig. 4.2).

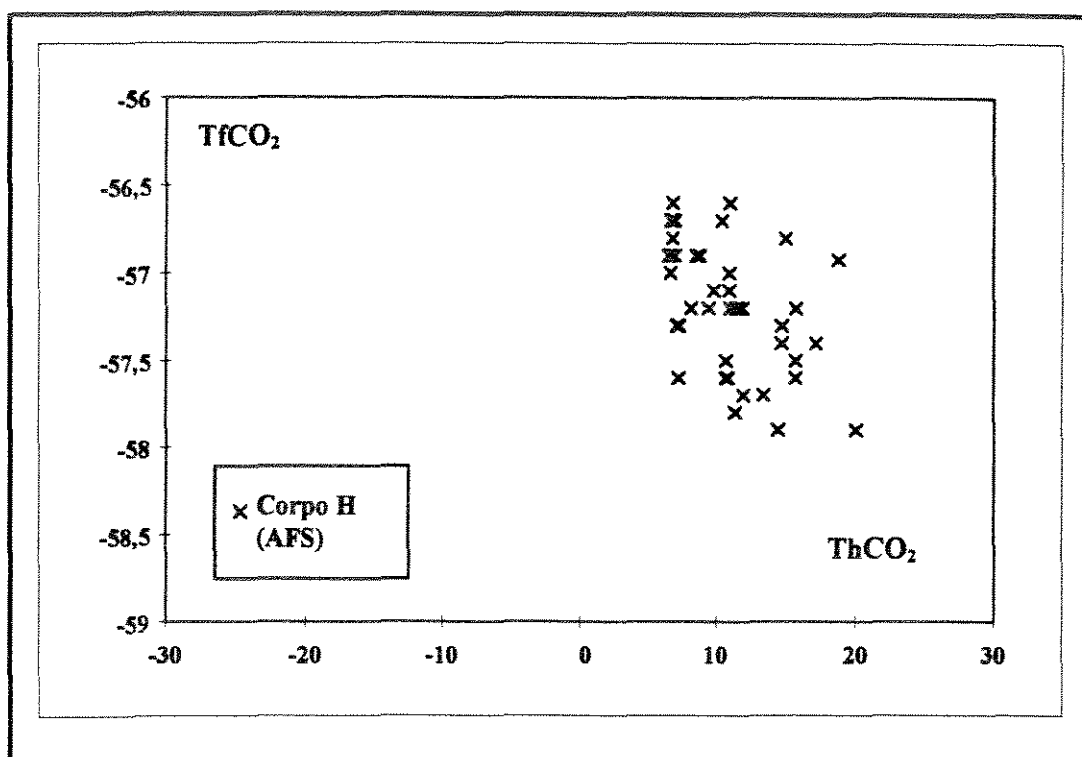


Figura 4.2 - Digrama correlacionando as variações da temperatura de homogeneização (Th) e de fusão (Tf) do CO₂ de inclusões monofásica carbônicas investigadas em vênulas estéreis do álcali-feldspato sienito mineralizado (Corpo H), no depósito de FMP, assim como o depósito Mari posteriormente apresentado.

4.4.3 - CARACTERÍSTICAS DAS INCLUSÕES FLUIDAS EM VÊNULAS MINERALIZADAS E ESTÉREIS NO AFT

O estudo de inclusões fluidas no álcali-feldspato traquito concentrou-se nas vênulas mineralizadas e as não-mineralizadas, com a finalidade de identificar possíveis diferenças físico-químicas entre os fluidos, avaliando assim as eventuais causas da deposição do ouro.

Tanto o grupo das vênulas mineralizadas quanto das estéreis se distribuem em diferentes níveis de profundidade, ora colocadas paralelamente à foliação, ora seccionando-a. Essas vênulas são constituídas essencialmente por quartzo, com carbonato, albita, clorita e turmalina subordinados, todas não ultrapassando 5 cm de espessura. As inclusões dessas vênulas, mineralizadas ou estéreis, concentram-se

preferentemente em cristais de quartzo, em formas que variam de arredondadas a sub-arredondadas, cujas dimensões não ultrapassam os 10 μm (Fotos 4.9.a e 4.9.b).

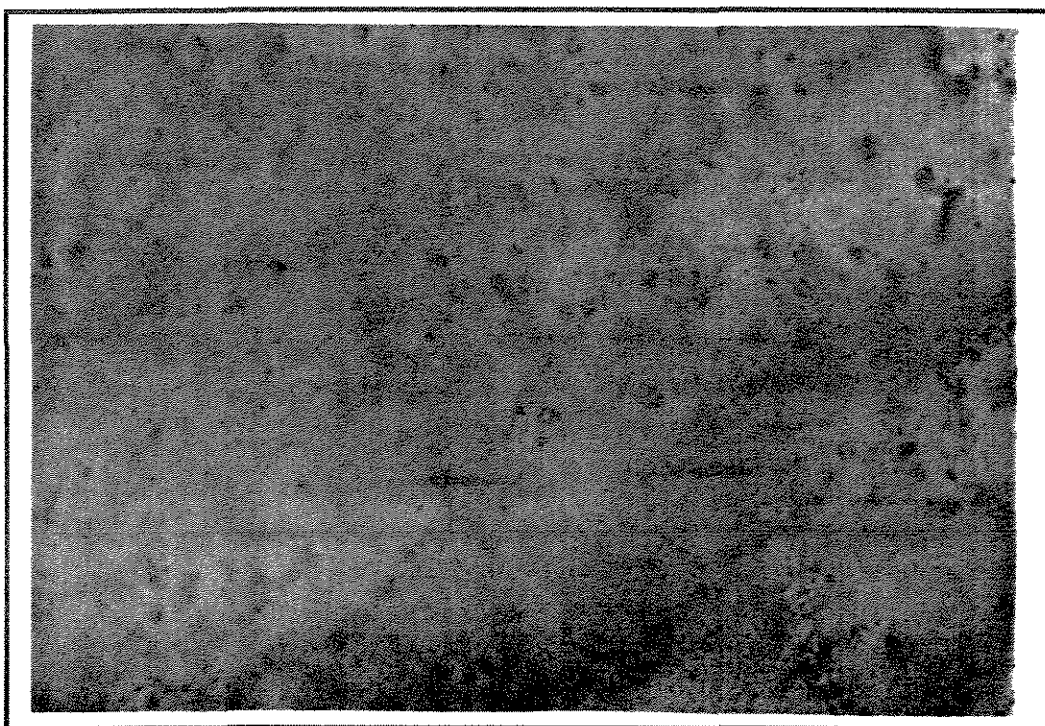
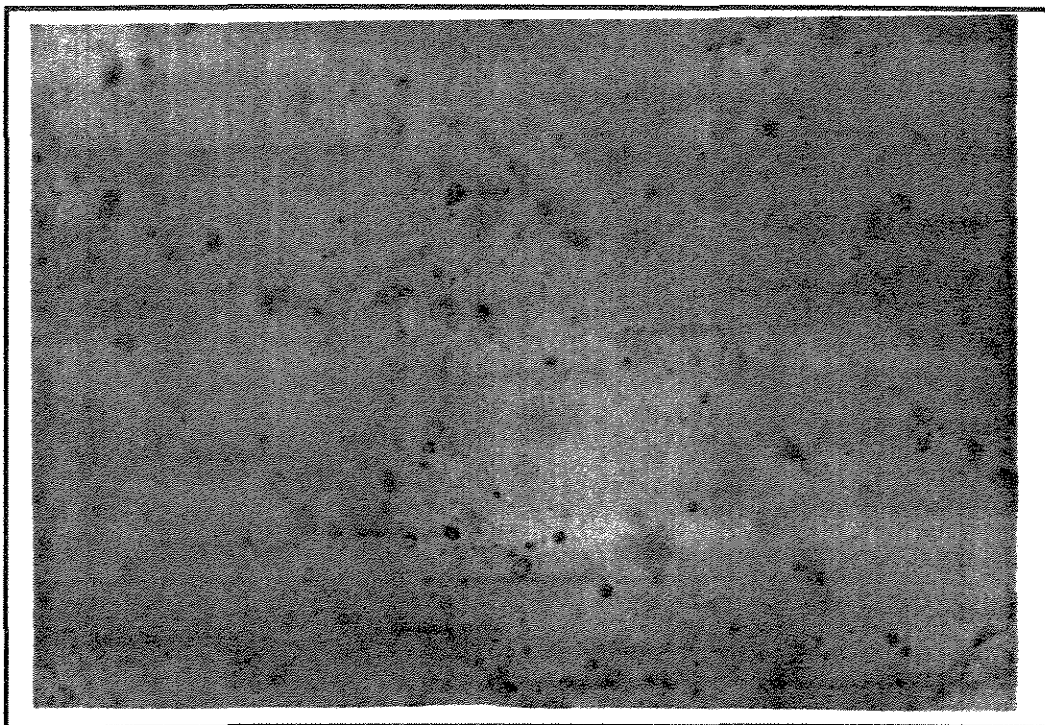


Foto 4.9 a. e b. - Modo de ocorrência e distribuição das inclusões fluidas nos veios do AFT. (a) veios mineralizados; (b) veios não mineralizados.

A $T_f\text{CO}_2$ das inclusões monofásicas em quartzo das vênulas presentes no AFT mostra intervalos de variação praticamente idênticos, ou seja, -56.6°C a -57.9°C no caso das mineralizadas e -56.6°C a -57.4°C para as vênulas estéreis. Dados de micro-espectroscopia Raman mostram que, além de CO_2 , a fase carbônica dessas inclusões nas vênulas mineralizadas também possui CH_4 , em torno de 0.2 a 1.1 mol% e N_2 entre 1.7 e 3.4 mol%. Nas inclusões das vênulas estéreis também foram encontradas pequenas concentrações de CH_4 , quer dizer, 0.2 mol%, além do N_2 , em concentrações mais altas variando de 3.6 a 4.4 mol%.

No entanto, as inclusões monofásicas carbônicas nas vênulas mineralizadas apresentam uma variação significativa de $T_h\text{CO}_2$ (para o estado líquido), isto é, de -24.4°C a 24.1°C , enquanto nas vênulas estéreis a $T_h\text{CO}_2$ das inclusões monofásicas estão restritas ao intervalo de 8.8°C - 27.5°C (Fig. 4.3).

O intervalo de densidade das inclusões das vênulas mineralizadas fica entre 0.73 até 1.05 mol, uma vez que o das inclusões das vênulas estéreis varia de 0.67 a 0.88 mol. Essas diferenças na $T_h\text{CO}_2$ de inclusões entre vênulas mineralizadas e estéreis tornam-se mais marcantes através da figura 4.4. As diferenças na densidade do CO_2 pode significar um re-equilíbrio do fluido das inclusões com a deformação, ou simplesmente significam fluidos com densidade variada. Esta última possibilidade é a que melhor se ajustaria ao panorama da área, em que o hidrotermalismo foi dominado por uma carbonatação intensa, sendo que tal fonte pode ter dado origem a fluidos com variação de densidades.

Localmente foram detectadas inclusões do tipo aquosas em todas as amostras investigadas em ambos os depósitos, transectando os grãos de quartzo em trilhas ou em arranjos planares, demonstrando o seu caráter tardio em relação à formação das vênulas. Além disso, suas pequenas dimensões tornaram-nas inviáveis para o estudo microtermométrico.

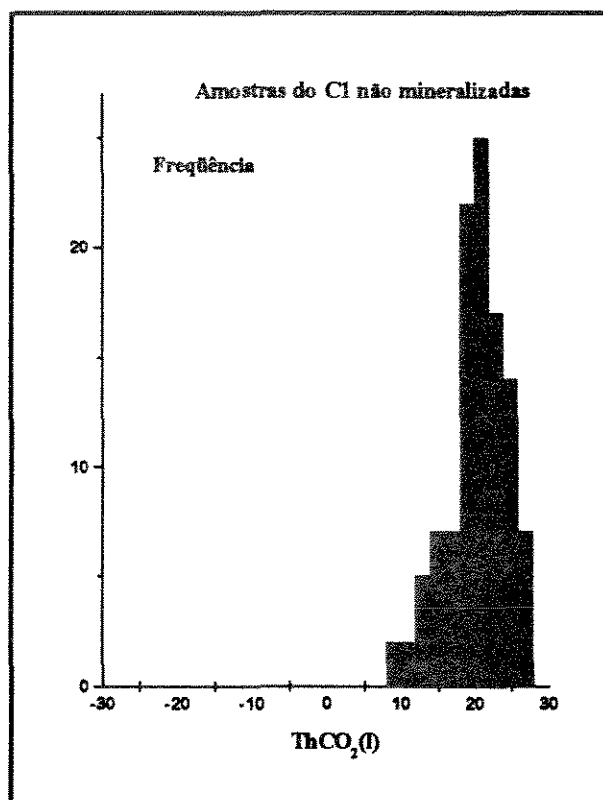
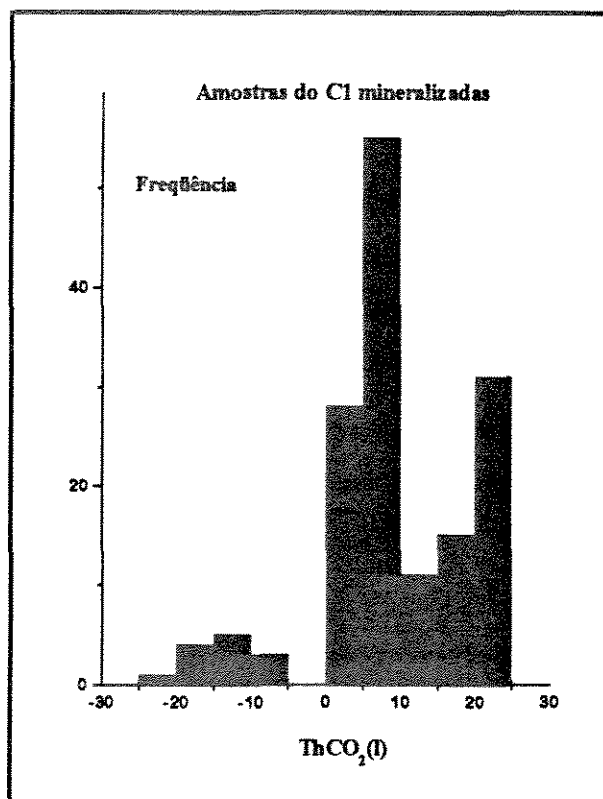


Figura 4.3 - Histogramas mostrando a variação das temperaturas de homogeneização do CO_2 no estado líquido para as inclusões monofásicas carbônicas investigadas em quartzo de vênulas mineralizadas e estéreis do AFT.

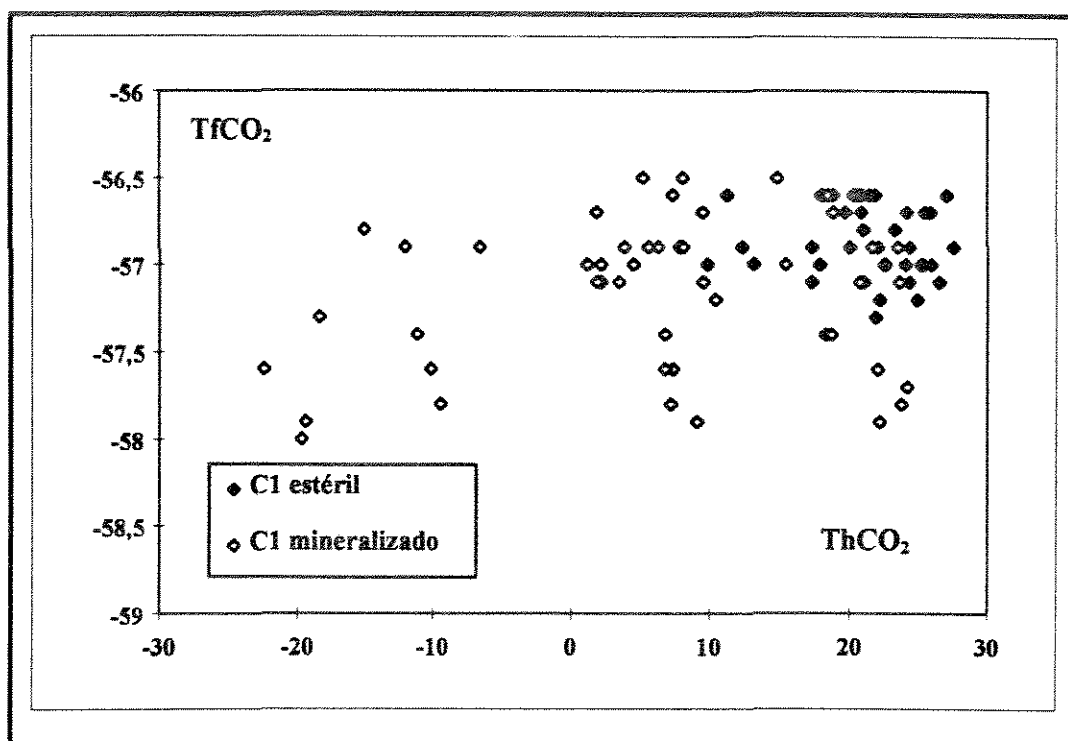


Figura 4.4 - Digrama correlacionando as variações da temperatura de homogeneização (Th) e de fusão (Tf) do CO₂ de inclusões monofásica carbônicas investigadas nas vênulas mineralizadas e estéreis inseridas no C1 do depósito de Mari.

4.5. - DISCUSSÃO: FONTE DO CO₂ E SUA POSSÍVEL VINCULAÇÃO COM A MINERALIZAÇÃO AURÍFERA

Os estudos de inclusões fluidas demonstram que as fases fluidas que participaram da formação da mineralização aurífera hospedada no álcali-feldspato sienito do depósito de FMP e no álcali-traquito do depósito MR, no *greenstone belt* do Rio Itapicuru, são constituídas predominantemente por CO₂. Essas soluções são atípicas quando comparadas com as características dos fluidos geralmente considerados como responsáveis pela formação de mineralizações auríferas mesotermiais do tipo *lode*, que são essencialmente aquosos, com salinidade baixa, e concentrações de CO₂ que variam de 10 a 30 mol% (Goellnicht *et al.* 1988; Colvine, 1988). Logo, nesse contexto, a principal questão a ser enfatizada é a qual processo estaria vinculado a geração destes fluidos ricos em CO₂.

Para explicar a origem de fluidos mineralizantes relacionados a depósitos auríferos do tipo *lode* no Canadá e na Índia, Colvine *et al.* (1988), Cameron (1993) e Santosh *et al.* (1994) postulam que magmas gerados no manto forneceriam calor e CO₂ que levariam à granulitização da crosta inferior, assim como causariam a sua fusão parcial, produzindo magmas saturados em sílica, além de poder absorver H₂O produzida por reações metamórficas. Esses magmas vinculados a expressivas concentrações de CO₂ caracterizam-se por terem, preferencialmente, uma afinidade alcalina, sejam estes das mais variadas famílias, desde basaltos, passando por traquitos, granitos, sienitos e lamprófios (Burrows & Spooner, 1989; Perring *et al.*, 1990; Wyman & Kerrich, 1993; Wickham *et al.*, 1994).

A afinidade magmática do AFS e do AFT mostra que nos depósitos auríferos de FMP e FMR também ocorre essa ligação entre CO₂ e magmas alcalinos.

Todo o processo de desgaseificação carbônica aconteceria ao longo de sistemas de falhas de escala crustal, provocando uma circulação intensa de fluidos, cujo principal controlador seriam os estágios tectono-metamórficos (Kerrich & Wyman, 1986; McNaughton *et al.*, 1988).

Nesses processos tectônicos, muitas vezes estão presentes magmas lamprofíricos que, na condição de janelas do manto (Wyman & Kerrich, 1988; 1993), são apontados como os principais responsáveis pelo fornecimento de grandes quantidades de CO₂. Esses magmas lamprofíricos atuariam como possíveis válvulas de escape de CO₂, carregando de forma direta o Au para o pacote crustal. O pacote crustal atuaria como um reservatório e a deposição daquele metal estaria condicionada a repetidas influências de processos posteriores, tais como magmáticos e metassomáticos, atribuindo-se a esses últimos uma maior importância na redistribuição do ouro (Korobeynikov, 1989; Richards, 1992).

Tendo em conta que as mineralizações auríferas no GBRI estão alocadas de forma descontínua ao longo das zonas de cisalhamento, as quais seriam originadas sistemas metamórficos-hidrotermais (Silva & Rocha Neto, 1993), o quadro acima referido poderia ser determinante para essa situação de intermitência das mineralizações. No entanto, a profundidade na crosta também seria um outro fator a ser considerado, uma vez que as mineralizações estariam localizadas nas partes onde a zona de cisalhamento teria alcançado os níveis mais profundos (interface-crosta manto), de onde acredita-se a procedência desses magmas lamprofíricos.

Ao que parece, os estudos aqui realizados indicam que, todo esse panorama magmático-hidrotermal supracitado, pode estar presente no contexto dos depósitos de FMP e FMR, o que solidifica a hipótese de que o CO₂ concentrado nas famílias de veios tenha uma origem magmática.

No tocante à deformação, composições ricas em CO₂ tem sido também atribuídas a processos secundários. Hollister (1990) considera que nas inclusões aquo-carbônicas modificadas pela deformação, a fase gasosa ficaria retida, e a água migraria dos limites dos grãos para a rocha encaixante, contribuindo para a formação de uma mineralogia micácea.

Dos dois corpos aqui estudados, esse contexto estaria representado no AFT, no qual, a maioria dos veios mineralizados se encaixa numa matriz sericítica originária do cisalhamento. Porém, o baixo grau de deformação dos grãos de quartzo que contêm essas inclusões mostra que os efeitos da deformação não foram tão intensos e não causaram a recristalização do quartzo. A partir disso, pode-se pensar que as inclusões fluidas mantiveram as suas características iniciais muito bem conservadas, sendo que a deposição do ouro ficou restrita para um outro fator físico-químico.

A mesma linha de raciocínio não se encaixa no quadro apresentado para o AFS, do qual difere totalmente. As vênulas estão embutidas dentro do seu arcabouço cristalino original, com o seu quadro mineral (albita) quase intacto. Essa mineralogia não hidratada (anidra) coloca de lado a hipótese de considerar que as inclusões dos veios tenham sofrido variações composicionais significativas devido à migração de uma fase aquosa para a mineralogia encaixante.

Portanto, para esses veios, pode-se afirmar que a alta concentração de CO₂ é a sua própria composição inicial.

Assim, a síntese da vinculação dos fluidos carbônicos associados a mineralização aurífera nos depósitos de FMP e MR com fontes externas e profundas, possivelmente manto e/ou magmas, podem-se respaldar nos seguintes fatos: (1) presença de sub-vulcânicas alcalinas, tais como o AFS e AFT, que atuam como hospedeiras da mineralização; (2) mineralização aurífera disseminada no AFS junto a microlitos de carbonato, sem um controle estrutural tão determinante; (3) a presença no AFT de veios mineralizados e estéreis pouco deformados, com densidade alta de CO₂; 4) presença de corpos de lamprófito que demonstram que as zonas de

cisalhamento podem atingir profundidades consideráveis na crosta; (4) estudos recentes da composição isotópica do $\delta^{13}\text{C}$ em CO_2 de inclusões fluidas em veios auríferos dos depósitos de FMP e Fazenda Brasileiro no *greenstone belt* do Rio Itapicuru são condizentes com fontes profundas para o CO_2 dos fluidos mineralizantes, particularmente o manto ou magmas (Xavier *et al.*, 1994).

CAPÍTULO 5

CONCLUSÕES

i) Na porção central do greenstone belt do Rio Itapicuru, mais precisamente nos depósitos auríferos de Fazenda Maria Preta e Fazenda Mari, caracterizou-se petrografica e mineralogicamente rochas filonares de composição álcali-feldspato sienito (AFS), minette e de álcali-feldspato traquito (AFT), associadas direta ou indiretamente com a mineralização.

ii) Essas rochas foram afetadas pelo cisalhamento e alteração hidrotermal. Entretanto, não se observou variações significativas entre as partes frescas e seus equivalentes modificados, especialmente no que se refere aos elementos imóveis e ao grupo dos elementos de terras raras.

iii) O AFS e o AFT são rochas ricas em Na, cuja característica sódica é interpretada como sendo de origem primária, sem participação de algum processo metassomático posterior. Entretanto, como o AFT exibe características de elementos-traço semelhante a rochas andesíticas, não se descarta a possibilidade de que seu alto enriquecimento em Na possa ter sido em parte devido ao metamorfismo, o que seria facilitado pelo seu baixo teor de K desde a fonte, feição esta baseada na sua afinidade transicional.

iv) No tocante às mineralizações auríferas, o AFS fresco esta mineralizado, ao passo que a porção cisalhada não. A mineralização disseminada ocorreu num estágio de carbonatização associado a um evento rúptil, talvez concomitantemente com a colocação do corpo, não descartando um vínculo magmático. Para o AFT, por outro lado, como a mineralização ocorre em de quartzo, interpreta-se como sendo do tipo *lode*.

v) As inclusões fluidas nas partes frescas e modificadas, são monofásicas carbônicas, com densidade elevada, sendo consideradas como de origem primária, e não modificadas durante a deformação. À luz destes dados, fica difícil afirmar a sua fonte, mas possivelmente estaria associada à intrusão do corpo lamprófirico, o que provocou essa percolação pervassiva de CO₂ teve a sua fonte enraizada ao manto, utilizando as zonas cisalhamento profundas como descarga.

vi) O lamprófito pode ter tido um papel importante no contexto de todo esse quadro de alteração. Sendo posterior ao *trend* da mineralização, a distribuição do Au, assim como a alta carbonatação, traduzida pela vasta mineralogia carbonática e pela venulações com fases fluidas predominantemente carbônicas, podem estar ligadas com a colocação deste corpo. A presença do lamprófito mostra que a zona de cisalhamento atingiu grandes profundidades.

Todo este quadro converge para um cenário geológico de arco insular, no qual o AFS, o AFT e o lamprófito, colocaram-se nos estágios finais da evolução do *greenstone*.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALDERTON, D.H.M. et al. Rare-earth elements mobility during granite alteration; evidence from a Southwest England. **Earth and Planetary Sciences Letters** 49: 149-165, 1980.
- ALVES da SILVA, F.C., MATOS, F.M.V. Economic Geology and Structural Control of the Orebodies from the Medium Itapicuru Gold District: Rio Itapicuru Greenstone Belt, Bahia, Brazil. In: LADEIRA, E.A. (ed.). **Proceeding of Gold'91: The Economic, geology, geochemistry and genesis of gold deposits**. Rotterdam: Balkema, 1991. p. 629-635.
- ALVES da SILVA, F.C., et al. Structural and Geochronological Constraints on the Paleoproterozoic Evolution of the Rio Itapicuru Greenstone Belt (Bahia, Brazil): a combination between archaic (vertical) and modern-type (horizontal) tectonic styles (submetido a Tectonics). [inédito].
- BANKS, D.A., et al. REE composition of an aqueous magmatic fluid: a fluid inclusion study from the Captain Pluton, New Mexico, U.S.A. **Chemical Geology** 113: 259-272, 1994.
- BARBIERI, M. et al. Plagiogranites and gabbroic rocks from the Mingora ophiolitic melange, Swat Valley, NW Frontier, Province, Pakistan. **Mineralogical Magazine**, 58: 553-566, 1994.
- BARKER, A.J. **Introduction to metamorphic texture and microstructures**. New York, Chapman & Hall, 170 p., 1990.
- BARLEY, M.E., GROVES, D.I. Mesothermal gold mineralization in the Yilgarn Craton, Western Australia, the result of late Archean convergent tectonics ?. **Chronique de la recherche minière**, 498:3-14, 1990.
- BARRUETO, H.R.; OLIVEIRA, E.P. & XAVIER, R.P. Rochas subvulcânicas ultrassódicas e lamprófiros no greenstone belt do Rio Itapicuru, Bahia: implicações na metalogênese do ouro. In: **CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA**, 39. 1996, Salvador, Bahia. Anais....Bahia, SBG, 1996. v., p.....

- BARTON, M.D. Litophile-element mineralization associated with late Cretaceous two-mica granites in the Great Basin. **Geology**, 15:337-340, 1987.
- BARTON, J.M., et al. Albitization and the gold-bearing Roodepoort pluton, Pietersburg granite-greenstone terrane. **South Africa Journal of Geology**, 93:776-784, 1990.
- BAU, M. Rare earth element mobility during hydrothermal and metamorphic fluid-rock interaction and the significance of the oxidation state of europium. **Chemical Geology** 93:219-230, 1991.
- BERNARD-GRIFFITHS, J., et al. U-Pb isotope and REE geochemistry in eclogites from the Cabo complex Galicia, Spain: an example of REE immobility conserving MORB-like patterns during high grade metamorphism. **Chemical Geology, (Isotope Section)** 52:217-225, 1985.
- BOURNE, J.H., BOSSÉ, J. Geochemistry of ultramafic and calc-alkaline lamprophyres from the Lac Shortt Area, Quebec. **Mineralogy and Petrology** 45:85-103, 1991.
- BREWER, T.S., ATKIN, B.P. Elemental mobilities produced by low-grade metamorphic events: a case study from the proterozoic supracrustals of Southern Norway. **Precambrian Research** 45:143-158, 1989.
- BRITO NEVES, B.B. de; CORDANI, U.G. & TORQUATO, J.R.F. Evolução geocronológica do Pré-Cambriano do estado da Bahia. IN: INDA, H.A.V. & DUARTE, F.B. (eds). Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia. Textos básicos. Salvador, SGM/CPM, v.3, p.1-104. 1980.
- BURROWS, D.R., SPOONER, E.T.C. Relationships between Archean gold quartz vein-shear zone mineralization and igneous intrusions in the Val d'Or and Timmings areas, Abitibi subprovince, Canada. In: KEAYS, R.R.; RAMSAY, W.R.H., GROVES, D.I. **Economic Geology Monograph** 6:424-444, 1989.
- CAMERON, E.M. Precambrian gold: perspective from the top and bottom of shear zones. **The Canadian Mineralogist** 31:917-944, 1993.
- CARMICHAEL, I.S.E., TURNER, F.J., VERHOOGEN, J. **Igneous petrology**. New York: McGraw-Hill, 1974. 739 p.

- CAMPBELL, I.H. ET AL. Rare-earth element mobility in alteration pipes below massive Cu-Zn sulphide deposits. **Chemical Geology** 45:181-202, 1984.
- CARVALHO, E.D.R. Caracterização petrográfica e geoquímica das litologias na Mina de Ouro Fazenda Maria Preta no Greenstone Belt do Rio Itapicuru - BA. Campinas, 1991. 88p. Dissertação de Mestrado em Geociências, Universidade Estadual de Campinas. UNICAMP, 88p, 1991.
- CATHELINÉAU, M. The hydrothermal alkali metassomatism effects on granitic rocks: quartz dissolution and related subsolidus changes. **Journal of Petrology** 945-965, 1986.
- CATHELINÉAU, M. U-Th-REE mobility during albitization and quartz dissolution in granitoids: evidence from south-east French Massif Central. **Bulletín de Minéralogie**, 110:249-259, 1987.
- CHAROY, B., POLLARD, P.J. Albite-rich, silica-depleted metassomatic rocks at Emuford, Northeast Queensland: mineralogical, geochemical and fluid inclusions constraints on hydrothermal evolution and the mineralization. **Economic Geology** 84:1850-1874, 1989.
- COIRA, B., KAY, S.M. Implications of quaternary volcanism at cerro Tuzgle for crustal and mantle evolution of the Puma Plateau, Central Andes, Argentina. **Contributions to Mineralogy and Petrology** 113: 40-58, 1993.
- COLVINE, A.C. et al. Archean lode gold deposits in Ontario. **Ontario Geological Survey Micellaneous Paper** 139, 1988. 136 p.
- CONCEIÇÃO, H, RIOS, D.R., ROSA, M.L.S. Petrologia da associação sienito-lamprófiro: caso da intrusão de Morro de Afonso (*greenstone belt* do Rio Itapicuru, Bahia). **Geochimica Brasiliensis**, 9:91-109, 1995.
- CONDIE, K.C., VILJOEN, M.J., KABLE, E.J.D. Effects of alteration on element distributions in Archean tholeites from the Barbeton greenstone belt, South Africa. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, 64:75-89, 1977.
-

- CONDIE, K. Geochemical changes in basalts and andesites across the Archean-Proterozoic boundary: Identification and significance. **Lithos** 23:1-18, 1989.
- CONNORS, K.A., et al. Initial gold contents of silicic volcanic rocks: bearing on the gold behavior of gold in magmatic systems. **Geology** 21:937-940, 1993.
- CONTICELLI, S. , PECCERILLO, A. Petrology and geochemistry of potassic and ultrapotassic volcanism in central Italy: petrogenesis and inferences on the evolution of the mantle sources. **Lithos** 28:221-240, 1992.
- COREY, M.C., CHATTERJEE, A.K. Characteristics of REE and other trace elements in response to successive and superimposed metasomatism within a portion of the South Mountain Batholith, Nova Scotia, Canada. **Chemical Geology** 85:265-285, 1990.
- COUTURE, J.F., PILOTE, P. The geology and alteration patterns of a disseminated shear zone-hosted mesothermal gold deposit; the Francouer 3 deposit, Rouyn-Noranda, Quebec. **Economic Geology** 88:1664-1993, 1993.
- CULLERS, R.L., GRAF, J.L. Rare earth elements in igneous rocks of the continental crust: intermediate and silicic rocks-ore petrogenesis. In: HENDERSON, P. (ed) **Rare earth element geochemistry**, Amsterdam: Elsevier, 1984, p.275-316.
- CZAMANSKE, G.K., ZIENTEK, M.L., MANNING, C.E. Low-K granophyres of the Stillwater Complex, Montana. **American Mineralogist**, 76:9 e 10, p.1646-1661, 1991.
- DAVISON, I; et al. The Rio Itapicuru greenstone belt, Bahia, Brazil: structure and stratigraphical outline. **Precambrian Research** 42:1-17, 1988.
- DEER, W.A., HOWIE, R.A., ZUSSMAN, J. **An introduction to the rock forming minerals**. Londres: Longmans, Green and Co. ltd. 1967. 528p.
- DEFANT, M.J., DRUMMOND, M.S. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. **Nature**, London, 347: 662-665, Oct. 1990
- DEFANT, M.J., DRUMMOND, M.S. Mount St Helens: Potential example of the partial melting of the subducted lithosphere in a volcanic arc. **Geology**, 21:547-550, 1993

- DECKIN, A.P., JONES, N.W. Relative elemental mobility during hydrothermal alteration of a basic sill, isle of Skye, N.W. Scotland. **Contributions to Mineralogy and Petrology** 82:147-153, 1983.
- DRUMMOND, M.S., RAGLAND, P.C., WESOLOWSKI, D. An example of trondhjemite genesis by means of alkali metassomatism: Rockford Granite, Alabama Appalachians. **Contributions to mineralogy and petrology** 93:98-113, 1986.
- DRUMMOND, M.S., DEFANT, M. A model for the trondhjemite-tonalite-dacite genesis and crustal growth via slab melting: Archean to modern comparisons. **Journal of Geophysical Research**, 95: 21503-21521, 1990.
- EVENSEN, N.M., HAMILTON, P.J. O'NIONS, R.K. Rare-earth abundances in chondritic meteorites. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, 42:1119-1212, 1978.
- FENG, R.; FAN, J. & KERRICH, R. Noble metal abundances and characteristics of six granitic magma series, Archean Abitibi belt, Pontiac Subprovince: Relationships to metallogeny and overprinting of mesothermal gold deposits. **Economic Geology** 88: 1376-1401, 1993.
- FIGUEIREDO, M.C.H. Geochemical evolution of Eastern Bahia, Brazil: A probable Early Proterozoic subduction-related magmatic arc. **Journal of South America Earth Sciences**, 2:132-145, 1989.
- FIGUEIREDO, M.C.H. Geoquímica da parte sul do *greenstone belt* do Rio Itapicuru, Nordeste da Bahia. In: **II Simpósio do Craton de São Francisco, Salvador**. Anais....Salvador, SBG, 1993, v.1, p67-69, 1993.
- FINLOW-BATES, T., STUMPFL, E.F. The behaviour of so-called immobile elements in hydrothermally altered rocks associated with volcanogenic submarine exhalative ore deposits. **Mineralium Deposita**, 16:319-328, 1981.
- FLEET, A.J. Aqueous and sedimentary geochemistry of the rare earth elements. In: Henderson, P. (ed) **Rare element geochemistry**. Amsterdam: Elsevier, 1984, p.343-373.
-
- FREITAS SILVA, F.H. & COELHO, C.E.S.. Controle estrutural do depósito de ouro

- Fazenda Maria Preta: Implicações para prospecção aurífera no médio Rio Itapicuru, Bahia. Anais do II Simpósio do Craton de São Francisco, Salvador, Bahia. p: 327-330, 1993.
- FYON, J.A. ET AL. Shield wide introduction of gold into Archean crust, Superior Province, Ontario; coupling between mantle initiated magmatism and lower crustal maturation. **Abstracts of The Geological Society of Australia**, Sydney, 22: 313-318, 1988.
- GAAL, G. et al. Early Proterozoic Evolution and Metallogenesis in Northwest Bahia - Brazil. International Symposium on Granite and Metallogenesis (ISGAM), 1. Texto datilografado. 1987.
- GAST, P.W. Trace-element fractionation and the origin of tholeiitic and alkaline magma types. **Geochimica et Cosmochimica Acta** 32:1057-1086, 1968.
- GIÉRÉ, R. Hydrothermal mobility of Ti, Zr and REE: examples from the Bergell and Adamello contact aureoles (Italy). **Terra Nova**, 2:60-67, 1990.
- GIÉRÉ, R. Transport and deposition of REE in H₂S-rich fluids: evidence from accessory mineral assemblages. **Chemical Geology** 110:251-268, 1993.
- GIULIANI, G., CHEILLETZ, A., MECHICHE, M. Behaviour of REE during thermal metamorphism and hydrothermal infiltration associated with skarn and vein-type tungsten ore bodies in central Morocco. **Chemical Geology** 64:279-294, 1987.
- GOELLNIGHT, N.M., et al. A comparison between mesothermal gold deposits of the Yilgarn Block and gold mineralization at Telfer and Miralga Creek, Western Australia: indirect evidence for a non-magmatic origin for greenstone-hosted gold deposits. In: HO, S.E, GROVES, D.I. (Eds). Advances in understanding precambrian gold deposits. Australia: Universidade de Western Australia, 1988. v.2, p.309-319. (The University of Western Australia Publication, 12).
- GROVES, D.I, BARLEY, M.E., Ho, S.E. Nature, genesis and tectonic setting of mesothermal gold deposits. Australia: Universidade de Western Australia, 1989. p.71-85. (**Economic Geology Monograph**, 6)

- GROVES, I.M. Epithermal gold deposit and porphyry copper deposits: end members of a continuum ? IN: HO, S.E, GROVES, D.I. (Eds). **Advances in understanding precambrian gold deposits**, Western Australia, publication n.12, v.2, p.321-334, 1990.
- GREEN, T.H. Significance of Nb/Ta as an indicator of geochemical processes in the crust-mantle system. **Chemical geology** 120:347-359, 1995.
- HAJASH Jr, A. Rare earth elements abundances and distribution patterns in hydrothermal altered basalts: experimental results. **Contributions to Mineralogy and Petrology** 85:409-412, 1984.
- HALL, G.E.M., PLANT, J.A. Analytical errors in the determination of high field strength elements and their implications in tectonic interpretation studies. **Chemical geology** 95:41-156, 1992.
- HAMMOND, N.Q., SHIMAZAKI, H. Geology and geochemical aspects of ore formation at the Prestea mesothermal vein gold deposit in the Birimian systems of Ghana. **International Geology Review**, 36:715-731, 1994.
- HELLMAN, P.L., HENDERSON, P. Are rare earth elements mobile during spilitization ? **Nature**, 267:38-40, May 1977.
- HOCHSTAEDTER, A.G., RYAN, J.G., LUHR, J.F., HASENAKA, T. On B/be ratios in the mexican volcanic belt. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v.60, p.613-628, 1996.
- HOLLISTER, L.S. Enrichment of CO₂ in fluids inclusions in quartz by removal of H₂O during crystal-plastic deformation. **Journal of Structural Geology**, 12:895-901, 1990.
- HOPF, S. Behaviour of rare earth elements in geothermal systems of New Zealand. **Journal of Geochemical Exploration** 47:333-357, 1993.
- HUMPHRIS, S.E. The mobility of the rare earth elements in the crust. In: HENDERSON, P. (ed.) **Rare earth element geochemistry**, Amsterdam: Elsevier, 1984, p.317-340.

- HUSTON, D.L., COZENS, G.J. The geochemistry and alteration of the White Devil porphyry: implications to intrusion timing. **Mineralium Deposita** 29:275-287, 1994.
- JENKINS, C.L.; TRUDEL, P., PERRAULT, G. Progressive hydrothermal alteration associated with gold mineralization of the Zone 1 intrusion of the Callahan property, Val-d'Or region, Quebec. **Canadian Journal of earth Sciences**, 26: 2495-2506, 1989.
- JOCHUM, K.P. et al. The solar-system abundances of Nb, Ta and Y, and the relative abundances of refractory lithophile elements in differentiated planetary bodies. **Geochemica et Cosmochemica Acta** 50:1173-1183, 1986.
- KAMINENI, D.C. Distribution of uranium, thorium and rare-earth elements in the eye-dashwa lakes pluton - a study of some analogue elements. **Chemical Geology** 55:361-373, 1986.
- KENNEDY, L.P. apud CASSIDY, K.F. et al. An overview of the nature distribution and inferred tectonic setting of granitoids in the Late-Archean Norseman-Wiluna Belt. **Precambrian Research** 51:51-83, 1991.
- KERRICH, R., WYMAN, D. Geodynamic setting of mesothermal gold deposits: an association with accretionary tectonic regimes. **Geology**, 18:882-885, 1990.
- KING, R.W., KERRICH, R. Fluorapatite fenitization and gold enrichment in sheeted trondhjemites within the Destor-Porcupine fault zone, Taylor Township, Ontario. **Canadian Journal of Earth Sciences** 24:479-502, 1987.
- KINNAIRD, J., BOWDEN, P. apud TACK et al. Kibaran A-Type granitoids and mafic rocks generated by two mantle sources in a late orogenic setting (Burundi). **Precambrian Research**, 68:323-356, 1994.
- KISHIDA, A. & RICCIO, L. Chemostratigraphy of lava sequences from the Rio Itapicuru Greenstone Belt, Bahia, Brazil. **Precambrian Research** 11:161-178.
-

- KISHIDA, A., KERRICH, R. Hydrothermal alteration zoning and gold concentration at the Kerr-Addison Lode Gold deposit, Kirkland Lake, Ontario. **Economic Geology**, 82:649-690, 1987.
- KISHIDA, A.; SENA, F.O.; ALVES da SILVA, F.C., Rio Itapicuru greenstone belt: geology and gold mineralization. In: LADEIRA, E.A. (ed.), **Proceedings of Brazil Gold'91: The Economics, Geology, Geochemistry and Genesis of Gold Deposits**. Balkema, Rotterdam, p.49-59, 1991.
- KOVALENKO, V.I, YARMOLYUK, V.V. The peralkaline granite-related Khaldzan-Buregtey rare element (Zr, Nb, REE) deposit, Western Mongolia. **Economic Geology** 90: 530-547, 1995.
- KOROBAYNIKOV, A.F. Gold fractionation in crystallizing magma. Doklady Earth Science sections, 258 (1-6):193-196, 1983.
- KOROBAYNIKOV, A.F. Behavior of gold in magmatic and metasomatic processes. **International Geology Reviews** 32:171-179, 1989.
- KUJHNS, R.J.; SAWKINS, F.J. & ITO, E. Magmatism, metamorphism and deformation at the Hemlo, Ontario and the Timing of the Au-Mo mineralization in the Golden Giant Mine. **Economic Geology** 89:720-756, 1994.
- LAMBERT, R.St. J., HOLLAND, J.G. apud BREWER, T.S., ATKIN, B.P. Elemental mobilities produced by low-grade metamorphic events. A case study from the proterozoic supracrustals of Southern Norway. **Precambrian Research** 45:143-158, 1989.
- LE BAS, M.J. et al. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. **Journal of Petrology** 27:745-750, 1986.
- LE MAITRE, R.W. et al. **A classification of igneous rocks and glossary of terms**. Oxford: Blackwell Scientific Publication, 1989. 193p.
- LEROY, J. L., TURPIN, L. REE, Th, U behaviour during hydrothermal and supergene processes in a granitic environment. **Chemical Geology** 68:239-251, 1988.

- LESCUYER, J.L. et al. Le gisement aurifère de Salsigne (Aude, France): une concentration syntectonique tardivarisque dans les sédiments detritiques et carbonatés de la Montagne-Noire. **Chronique de la Reserche Minière** 512:3-73, 1993.
- LESHER, C.M., et al. Immobility of REE and most high field strength elements and first transition series metals during Archean gold-related hydrothermal alteration of metabasalts at the Hunt mine, Western Australia. In: LADEIRA, E.A. (ed.). **Proceedings of Brazil Gold'91: The Economics, Geology, Geochemistry and Genesis of Gold Deposits**. Balkema, Rotterdam, p. 327-334, 1991.
- LIAGHAT, S, McLEAN, H. Lithogeochemistry of altered rocks at the New Inco VMS deposit, Noranda, Quebec. **Journal of Geochemical Exploration** 52:333-350, 1995.
- MacLEAN, W.H., KRANIDIOTIS, P. Immobile elements as monitors of mass transfer in hydrothermal alteration: Phelps Dodge Massive Sulfide Deposit, Matagami, Quebec. **Economic Geology** 82:951-962, 1987.
- MacLEAN, W.H. Rare earth element mobility at constant inter-REE ratios in the alteration zone at the Phelps Dodge massive sulphide deposit, matagami, Quebec. **Mineralium Deposita** 23, 231-238, 1988.
- MacLEAN, W.H., HOY, L.D. Geochemistry of hidhrotermally altered rocks at the Horne mine, Noranda, Quebec. **Economic Geology** 86:506-528, 1991.
- MacLEAN, W.H., BARRETT, T.J. Lithogeochemical techniques using immobile elements. **Journal of Geochemical Exploration** 48:109-133, 1993.
- MANIAR, P.D., PICCOLI, P.M. Tectonic discrimination of granitoids. **Geological Society of America Bulletin** 101:635-643, 1989.
- MARIMON, M.P.C. Petrografia das litologias no âmbito do Projeto Ouro Mari - PE-29, Município de Cansanção, Bahia. CVRD, 1987. Relatório interno.
- MARSH, J.S. REE fractionation and Ce anomalies in weathered Karoo dolerite. **Chemical Geology** 90:189-194, 1991.
- MATOS, F.M.V & CONCEIÇÃO, H. Granitogênese associada à parte oeste do Cráton de Serrinha e o Greenstone Belt do Rio Itapicuru: geologia e tipologia. In:

SIMPÓSIO DO CRÁTON DO SÃO FRANCISCO, 2, Salvador. Anais da SBG, p. 60-62, 1993.

McNAUGHTON, N.J., et al. Carbon in carbonated ultramafic rocks of the Norseman-Wiluna Belt: further for implications for the source of carbon in archaean mesothermal gold deposits. In: HO, S.E, GROVES, D.I (Eds). Advances in understading precambrian gold deposits. Australia: Universidade de Western Australia, 1988. v.2, p.195-208 (The University of Western Australia Publication, 12).

McNEIL, A.M., KERRICH, R. Archaean lamprophyre dykes and gold mineralization, Matheson, Ontario: the conjunction of LILE-enriched mafic magmas, deep crustal structures, and Au concentration. **Canadian Journal of Earth Sciences** 23:324-343, 1986.

MENZIES, M., SEYFRIED, W., BLANCHARD, D. Experimental evidence of rare earth element immobility in greenstone. **Nature**, 282, 389-399, 1979.

MERINO, E. Comment on "Geochemistry of tectonically expelled fluids from the northern Coast ranges, Rumsey Hills, California, USA"by M.L. Davisson, T.S. Presser, and R.E. Criss. **Geochimica et Cosmochimica Acta** 59:1871-1872, 1995.

MESCHEDE, M. A method of discrimination between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiith with the Nb-Zr-Y diagram. **Chemical Geology** 56:207-218, 1986.

METZ, J.M., MAHOOD, G. A. Development of the Long Valley, California, magma chamber recorded in precaldera rhyolite lavas of Glass Mountain. **Contributions to Mineralogy and Petrology** 106:370-397, 1991.

MICHARD, A. Rare earth element systematic in hydrothermal fluids. **Geochimica et Cosmochimica Acta** 53:745-750, 1989.

MICHARD, A., ALBAREDE, F. The REE content of some hydrothermal fluids. **Chemical Geology** 55:51-60, 1986.

- MINGGUO Z. et al. The Northern Dabieshan terrain: a possible Andean-Type Arc. **International Geology Reviews** 36:867-883, 1994.
- MÜLLER, D., STUMPFL, E.F., TAYLOR, W.R. Shoshonitic and alkaline lamprophyres with elevated Au and PGE concentrations from the Kreuzeck Mountains, Eastern Alps, Austria. **Mineralogy and Petrology** 46:23-42, 1992.
- MÜLLER, D., MORRIS, B.J., FARRAND, M.G. Potassic alkaline lamprophyres with affinities to lamproites from the Karinya Syncline, South Australia. **Lithos** 30, p.123-137, 1993.
- NEMEC, D. Orthopyroxene minettes and lamproites: their status and genetic significance. **Geologische Rundschau** 82:631-639, 1993.
- PARTINGTON, G.A., McNAUGHTON, N.J., WILLIAMS, I.S. A review of the geology, mineralization and geochronology of the Greenbushes pegmatite, Western Australia. **Economic Geology** 90: 616-635, 1995.
- PEACOCK, S.M.; RUSHNER, T. & THOMPSON, A.B. Partial melting of subducting oceanic crust. **Earth and Planetary Science Letters** 121:227-244, 1994.
- PEARCE, J.A., HARRIS, N.B.W., TINDLE, A.G. Trace elements discrimination diagrams for the tectonics interpretations of granitic rocks. **Journal of Petrology** 25:956-983, 1984.
- PERRING, C.S., et al. Criteria for the recognition of metamorphosed or altered lamprophyres: a case study from the Archean of Kambalda, Western Australia. **Precambrian Research** 43:215-237, 1989.
- PERRING, C.S.; GOLDING, S.D. & HALLBERG, J.A. - Felsic porphyries - In: HO, S.E, GROVES, D.I., BENETT (eds). Golde deposits of the Archean Yilgarn Block, Western Australia. Australia: Universidade de Western Australia, 1990. v.2, p.309-319. (The University of Western Australia Publication, 20).
- PERRING, C.S.; et al. The "porphyry-gold" association in the Norseman Wiluna Belt of Western Australia: implication for models of Archean gold metallogeny. **Precambrian Research** 51:85-113, 1991.

- PERTOLD, Z., WATKINSON, D.H., NOVOTNY, L. Hydrothermal alteration in volcanic rocks, eastern part of the Lukavice group, Zelezné Hory Mountains, Czech Republic. **Mineralium Deposita** 28:210-216, 1993.
- PIRES, P.F.R. Caracterização tectono-metamórfica do Dóposito Aurífero Ambrósio, Greenstone Belt do Rio Itapicuru - Bahia. Campinas, 1996. 95p. Dissertação de Mestrado em Geociências, Universidade Estadual de Campinas.
- PITCHER, W.S. Granite type and tectonic environment. In: KSU, P. (ed) **Mountain Building Processes**. London: Academic Press, 1982. p.19-40.
- POITRASSON, F., PIN, C., DUTHOU, J-P. Hydrothermal remobilization of rare earth elements and its effect on Nd isotopes in rhyolite and granite. **Earth and Planetary Science Letters** 130:1-11, 1995.
- REINHARDT, M.C.; DAVISON, I. Structural and lithologic controls on gold deposition in the shear zone-hosted Fazenda Brasileiro mine, Bahia State, Northeast Brazil. **Economic Geology** 85:952-967, 1990.
- RICHARDS, J.P. Magmatic-epithermal transitions in alkalic systems: Porgera gold deposit, Papua New Guinea. **Geology** 20:547-550, 1992.
- ROCK, N. The nature and origin of lamprophyres: an overview. In: ETON, J.G., UPTON, B.GJ. (eds). Alkaline igneous rocks. (Geological Society Special Publication, 30), p. 191-226, 1987.
- ROCK, N.M.S., GROVES, D.I. Can lamprophyres resolve the genetic controversy over mesothermal gold deposits ?. **Geology** 16:538-541, 1988.
- ROCHA NETO, M.B. Geologia e Recursos Minerais do Greenstone Belt do Rio Itapicuru, Bahia. Salvador: CBPM, 1994. 30 p. (Arquivos Abertos).
- ROLLINSON, H. **Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation**. London, Longman Scientific & Technical, 1993. 352 p.
- RUBIN, J.N., HENRY, C.D., PRICE, J.G. The mobility of zirconium and other "immobile" elements during hydrothermal alteration. **Chemical Geology** 110:29-47, 1993.

- SABATÉ, P.; et al. Dados isotópicos Rb-Sr e Sm-Nd da intrusão monzonítica a 2.0 Ga de Cansanção (Bahia-Brasil): implicações sobre as fontes. In: **CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA**, 36, 1990, Natal, Rio Grande do Norte. Anais...Natal, SBG. p. 163.
- SANTOSH, M., NADEAU, S., JAVOY, M. Stable isotopic evidence for the involvement of mantle-derived fluids in Wynad gold mineralization, South India. **The Journal of Geology** 103:718-728, 1995.
- SCHWARTZ, M.O. Geochemical criteria for distinguishing magmatic and metasomatic albite-enrichment in granitoids-examples from the Ta-Li granite Yichun (China) and the Sn-W deposit Tikus (Indonesia). **Mineralium Deposita**, 27:101-108, 1992.
- SHAND, S.J. apud PEARCE, J.A. et al. Trace elements discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. **Journal of Petrology** 25:969-983, 1984.
- SHANDL, E.S., GORTON, M.P., DAVIS, D.W. Albitization at 1700 ± 2 Ma in the Sudbury - Wanapitei Lake area, Ontario: implications for deep-seated alkalic magmatism in the Southern province. **Canadian Journal of Earth Sciences** 31:597-607, 1994.
- SHEPPARD, S., TAYLOR, W. Barium-and LREE-rich, olivine-mica-lamprophyre with affinities to lamproites, Mt. Bundey, Northern Territory, Australia. **Lithos**, 28:303-325, 1992.
- SILVA, M.G. A sequência vulcanossedimentar do médio Rio Itapicuru, Bahia: caracterização petrográfica, considerações petrogenéticas preliminares e zoneografia metamórfica. In: SÁ, P.V.S.V.; DUARTE, F.B. (eds.), **Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia, Textos Básicos**. Salvador, Secretaria de Minas e Energia, 1984, v.5: p.6-42.
- SILVA, M.G. Geochemie, Petrologie und geotektonische Entwicklung eines Proterozoischen greunsteignertels, Rio itapicuru, Bahia, Brasilien. Freiburg. Freiburg, 1987. Tese de Doutorado, Universidade de Freiburg, Germany, 125 p.
- SILVA, M.G. Evidências isotópicas e geocronológicas de um fenômeno de

- acrescimento crustal transamazônico, no cráton de São Francisco, Estado da Bahia. In: **CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37**. 1992 (a), São Paulo. Anais.....São Paulo, SBG, 1992, v.1, p: 181-182.
- SILVA, M.G. (b) O *greenstone belt* do Rio Itapicuru: uma bacia do tipo back-arc fóssil. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, SBG, v. 22, n. 2, p:157-166, 1992 (b).
- SILVA, M.G.; NETTO, M.B.R. Evolução metamórfica do greenstone belt do Rio Itapicuru e suas relações com as mineralizações auríferas. Anais do II Simpósio sobre o Cráton do São Francisco, Salvador, Bahia, p.323-326, 1993.
- SINTON, J.M., BYERLY, G.R. Silicic differentiates of abyssal oceanic magmas: evidence for late-magmatic vapor transport of potassium. **Earth and Planetary Science Letters** 47:423-430, 1987.
- SKWARNECKI, M. Alteration and deformation in a shear zone hosting gold mineralization at Harbour Lights, Leonora, Western Australia. In: HO, S.E, GROVES, D.I. (Eds). Advances in understading precambrian gold deposits. Australia: Universidade de Western Australia, 1988. v.2, p.111-129. (The University of Western Australia Publication, 12).
- SOARES, A.S.B, ROCHA NETO,M.B. da, OLIVEIRA, E.A.S. Novas ideias sobre os tipos de mineralização aurífera da Faixa Antas, Maria Preta, greenstone belt do Rio Itapicuru - Bahia. In: **CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37**. 1992, São Paulo. AnaisSão Paulo, SBG, 1992. v1, p.230-231.
- SOBOLEV, R.N. Gold behavior in the process of acid magma crystallization. **Mineralogical Magazine**, Volume 58A, Edinburgh Conference, p.864-865, 1994.
- STERN, R.A., HANSON, G.N. Origin of Archean lamprophyre dykes, Superior Province, Canada: rare earth element and Nd-Sr isotopic evidence. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, Berlin, v.111, p.515-526, 1992.
- STERN, C.R., KILLIAN, R. Role of the subducted slab, mantle wedge and continental crust in the generation of adakites from the Andean Austral Volcanic Zone. **Contribution to Mineralogy and Petrology** 123:263-281, 1996.

- STOLZ, A.J., MORRISON, R.S. Proterozoic igneous activity in the Tennant Creek region, Northern Territory, Australia, and its relationship to Cu-Au-Bi mineralisation. **Mineralium Deposita** 29:261-274, 1994.
- STRECKEISEN, A. To each plutonic rocks its proper name. **Earth Sciences Reviews** 12 p:1-33, 1976.
- SUANDERS, C.M., TUACH, J. Potassic and sodic alteration accompanying gold mineralization in the Rattling Brook deposit, Western White Bay, Newfoundland Appalachians. **Economic Geology** 86:555-569, 1991.
- SUN, S.'s, McDONOUGH, W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts implications for mantle composition and processes. In: SAUNDERS, A.D., NORRY, M.J. (eds). **Magmatism in the ocean basins**. Oxford: Blackwell. (Geological Society Special Publication, n.42) p.313-345, 1989.
- SUTCLIFFE, R.H.; BARRIE, C.T., BURROWS, D.R., BEAKHOUSE, G.P. Plutonism in the southern Abitibi subprovince: A tectonic & petrogenetic Framework. **Economic Geology**,88:1359-1375, 1993.
- TACK, L., ET AL. Kibaran A-type granitoids and mafic rocks generated by two mantle sources in a late orogenic setting (Burundi). **Precambrian Research**, Amsterdam, v. 68, p. 323-356, 1994.
- TAYLOR, R.P., STRONG, D.F., FRYER, B.J. Volatile control of contrasting trace element distributions in peralkaline granitic and volcanic rocks. **Contribution to Mineralogy and Petrology** 77:267-271, 1981.
- TEIXEIRA, J.B.G, ET AL. The Fazenda Brasileiro gold deposit, Bahia: geology, hydrothermal alteration and fluid inclusion studies. **Economic Geology**, 85:990-1009, 1990.
- TERAKADO, Y., FUJITANI, T., TAKADA, J. Experimental study on the sorption of rare-earth elements and other trace elements during rhyolite-hydrothermal water interactions. **Chemical Geology** 106:317-330, 1993.

- UJJE, O, GOODWIN, A.M. Geochemistry and origin of Archean felsic metavolcanic rocks, central Noranda, Quebec, Canada. **Canadian Journal of earth Sciences** 24:2551-2567, 1987.
- VALLBRACHT, P.J., HELMERS, H. Metassomatic alteration of felsic metavolcanite to an actinolite skarn near Ställbergstorp: evidence for high LREE mobility. **Geologie in Mijnbouw** 67:425-432, 1988.
- VALLBRACHT, I.S., OEN, I.S., BEUNK, F.F. Sm-Nd isotope systematics of 1.9-1.8 Ga granites from western Bergslagen, Sweden: inferences on a 2.1-2.0-Ga crustal precursor. **Chemical Geology** 112:1-37, 1994.
- VANCE, R.K., CONDIE, K.C. Geochemistry of footwall alteration associated with the early Proterozoic United Verde massive sulfide deposit, Jerome, Arizona. **Economic Geology** 82:571-586, 1987.
- WAYNE, D.M., SINHA, A.K. Physical and chemical response of zircons to deformation. **Contribution to Mineralogy and Petrology** 98:109-121, 1988.
- WICKHAM, S.M., JANARDHAN, A.S., STERN, R.J. Regional carbonate alteration of the crust by mantle-derived magmatic fluids, Tamil Nadu, South India. **The Journal of Geology** 102:379-398, 1994.
- WILSON, M. **Igneous petrogenesis**. London: Harper Collins, 1989. 466 p.
- WINCHESTER, J.A., FLOYD, P.A. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. **Chemical Geology** 20:325-343, 1977.
- WITT, W.K. Porphyry intrusions and albitites in the Bardoc-Kalgoorlie area, Western Australia, and their role in Archean epigenetic gold mineralization. **Canadian Journal of Earth Sciences** 29:1609-1622, 1992.
- WOLDE, B. et al. Tonalite-trondhjemite-granite genesis by partial melting of newly underplated basaltic crust: an example from the Neoproterozoic Birbir magmatic arc, Western Ethiopia. **Precambrian Research** 76: 3-14, 1996.

- WOOD, D.A. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. **Earth and Planetary Sciences Letters** 50:11-30, 1980.
- WOOD, S.A, WILLIAMS-JONES, A.E. The aqueous geochemistry of the rare-earth elements and yttrium 4. Monazite solubility and REE mobility in exhalative massive sulfide-depositing environments. **Chemical Geology** 115:47-60, 1994.
- WOOLEY, A.R. et al. Classification of lamprophyres, lamproites, kimberlites, and the kalsilitic, melilitic, and leucitic rocks. **The Canadian Mineralogist** 34:175-186, 1996.
- WYMAN, D.A, KERRICH, R. Alkaline magmatism, major structures, and gold deposits: implications for greenstone belt gold metallogeny. **Economic Geology** 83:454-461, 1988.
- WYMAN, D.A & KERRICH, R. Archean shoshonitic lamprophyres of the Abitibi subprovince, Canada: petrogenesis, age and tectonic setting. **Journal of Petrology** 34:1067-1109, 1993.
- XAVIER, R.P. A role of microstructural and fluid processes in the genesis of gold-bearing shear zones: Fazenda Maria Preta mine, Rio Itapicuru greenstone belt, Bahia, Brazil. Southampton , 1991. p.241. Tese de Doutorado, Universidade de Southampton.
- XAVIER, R.P. et al. Reservorios potenciales de fluidos de los depositos de oro mesotermiales del greenstone belt Rio Itapicuru, Bahia, Brasil. **Comunicaciones**, Santiago de Chile, n.45, p.13-22, 1994.
- XAVIER, R.P.; ET AL. CO₂ - dominated fluids in greenschist and amphibolite facies mesothermal lode - gold deposits, Rio Itapicuru greenstone belt, NE Bahia. IN: **CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39.** 1996, Salvador. Anais.....Bahia, SBG, 1996, v.7, p.486-490.
- XAVIER, R.P. Characterization and evolution of ore-forming fluids at Fazenda Brasileiro gold mine, Rio Itapicuru greenstone belt, Ba. **Revista Brasileira de**

Geociências 14:483-493, 1988.

YARDLEY, B.W.D. An introduction to metamorphic petrology. United Kingdom: Longman