



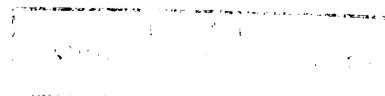
**Universidade Estadual de Campinas
Instituto de Geociências (IG)
Departamento de Geologia e Recursos Naturais (DGRN)**

TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO

**CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA E GEOFÍSICA DO PROSPECTO
QUEIMADINHAS, *GREENSTONE BELT* DO RIO ITAPICURU (BA)**

Aluna: Patricia de Souza Braga RA 981874 *TCC-020*
Orientador: Prof. Dr. Roberto Perez Xavier
Co-Orientador: Geólogo Maurício Góes (CVRD)

DEZEMBRO 2002



4295
16-134-10
R\$ 11,00
05/11/10

Cad. Tit. 480426

1. outorga de terras.
2. outorga de terras (EA)
3. outorga de terras.

AGRADECIMENTOS

Realmente é impossível citar todas as pessoas que diretamente ou indiretamente colaboraram para a realização não só desse trabalho, como também em todas as atividades realizadas durante estes últimos cinco anos.

- Ao meu orientador, Prof. Dr. Roberto Peres Xavier, pela elaboração e orientação do projeto de conclusão de curso, bem como incentivo nas etapas desse trabalho.
- A Vale do Rio Doce (CVRD) pelo apoio logístico, na pessoa de Roberto Albuquerque Silva, bem como pelo apoio dos demais geólogos: Gilberto Lima Pereira Silva, Benevites, Carlos Eduardo Paraizo Borges, Carlos Maurício Assis e Francisco Celso A Gomes. A estes, expresso a minha gratidão não apenas pela ajuda e conhecimentos transmitidos, mas também pelo companheirismos e amizade.
- Ao geólogo Maurício Góes pela paciência em me orientar durante os trabalhos de campo e escritório, e principalmente, pelo constante bom humor independente da situação. Valeu Matéria!!!
- Ao Prof. Dr. Bernardino Ribeiro Figueiredo, pelos dois anos de ensinamentos constantes e principalmente pela amizade.
- Aos Profs. Dr. Élon Paiva Oliveira e Dr. Asit Chouduri pelas colaborações e sugestões durante as descrições petrográficas.
- Ao Prof. Dr. Celso Dal Ré Carneiro pelas discussões e sugestões dos dados estruturais.
- Ao restante do corpo docente pelos ensinamentos transmitidos e pela amizade adquirida.
- A Valdirene Pinotti por sua amizade e ajuda com todos os problemas acadêmicos, principalmente quando estávamos impossibilitados por algum motivo de resolve-los.
- A Ingrid, Juliano Souza e Ricardinho, pela pronta disposição em ajudar na utilização de alguns *softwares*.

- A Dailto Silva por todos os trabalhos realizados na microscopia convencional e eletrônica.
- Aos colegas da graduação, em especial aos amigos da primeira turma de geologia da Unicamp, por todas as experiências vividas durante nosso curso de graduação, principalmente pelas situações vividas nas diferentes viagens de campo : Andréa Lazaretti, Alexandre de Souza, Daniel Daleffe, Eduardo Azevedo, Eliane Oliveira, Fabio Cuono, Fabrício Tezini, Julio Almeida e Thais Noffs.
- Aos colegas da pós-graduação que sempre que possível, nos ajudaram e transmitiram conhecimentos: Carrera, Catarina, Hector, Bienvenido, Diego, Carlos Tapia, Solange e Irian.
- A minha família, pelo apoio inestimável em todos os meus projetos durante a graduação.

ÍNDICE DE PÁGINAS

1. INTRODUÇÃO	01
1.1. APRESENTAÇÃO	01
1.2. OBJETIVOS	01
1.3. LOCALIZAÇÃO E ACESSO	01
1.4. SISTEMÁTICA DE TRABALHO	03
2. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	04
2.1. INTRODUÇÃO	04
2.2. LITOESTRATIGRAFIA	04
2.3. METAMORFISMO	06
2.4. GEOLOGIA ESTRUTURAL	06
2.5. GEOCRONOLOGIA	07
2.6. EVOLUÇÃO TECTÔNICA	08
2.7. DEPÓSITOS AURÍFEROS NO GBRI	09
3. GEOLOGIA LOCAL E PETROGRAFIA	10
3.1. METABASALTOS	10
3.2. METANDESITOS	13
3.3. METADACITOS	14
3.4. QUARTZO FELDSPATO P ÓRFIRO	18
3.5. ROCHAS SEDIMENTARES	19
3.6. METAPELITO CARBONOSO	26
3.7. GRANITÓIDES	27
3.8. DESCRIÇÃO DE FURO DE SONDAGEM	34
4. GEOLOGIA ESTRUTURAL	38
4.1. INTRODUÇÃO	38
4.2. DADOS DE CAMPO	38
5. DADOS AEROGEOFÍSICOS	47
5.1. GERAL	47
5.1.1. INTRODUÇÃO	47
5.1.2. OBJETIVOS	47
5.1.3. APLICAÇÕES	48
5.1.4. FONTE	48
5.2. TRATAMENTO DE DADOS AEROGEOFÍSICOS	49
5.3. DADOS AEROMAGNÉTICOS	49
5.4. DADOS GAMAESPECTROMÉTRICOS	50
5.5. SIGNIFICADOS GEOLÓGICO DAS FEIÇÕES AEROMAGNÉTICAS	51
5.5.1. INTRODUÇÃO	51
5.5.2. MAPA DE CAMPO MAGNÉTICO TOTAL	51
5.5.3. MAPA DE SINAL ANALÍTICO	53
5.5.4. GAMAESPECTROMETRIA	53
5.6. PERFILAGEM GEOLÓGICA-GEOFÍSICA	61
5.6.1. PERFIL GEOLÓGICO-GEOFÍSICO A- B	61
5.6.2. PERFIL GEOLÓGICO-GEOFÍSICO C-D	64
6. DISCUSSÕES	65
7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS E BIBLIOGRAFIA CONSULTADA	66

INDICE DE FIGURAS

Figura 1 – Mapa de Localização da Área no Estado da Bahia e Principais Vias de Acesso.....	02
Figura 2 – Mapa Geológico Regional do Greenstone Belt do Rio Itapicuru, Bahia com a Localização Aproximada do Prospecto Queimadinhos	05
Figura 3 – Derrames de Metabasalto em Córrego de Rio	12
Figura 4 – Porfiroblastos de Hornblenda e Cummingtonita Indicando Grau Metamórfico em Fácies Anfíbolito.....	12
Figura 5 – Textura Porfiroclástica em Metandesito Porfírico Milonitizado	15
Figura 6 – Metamorfismo em Fácies Xisto Verde, Onde as Ripas de Biotita foram Alteradas a Clorita	15
Figura 7 - Aspecto Geral Microscópico do Andesito	16
Figura 8 -Lajedo de Dacito em Campo, Cortado por Veio de Quartzo Oblíquo a Foliação Principal	17
Figura 9 -Golfo de Corrosão em Fenocristal de Quartzo	17
Figura 10 -Fenocristal Euédrico de Quartzo em Dacito.....	20
Figura 11 – Fenocristal de Albita, Imerso em Matriz de Composição de Riodacito Milonitizado.....	20
Figura 12 -Estrutura Resultante do Truncamento Entre as Foliações Sn e Sn - 1.....	22
Figura 13 - Porfiroblasto de Turmalina em Matriz Sericítica.....	23
Figura 14 - Porfiroblasto de Cloritóide em Matriz Pelítica	23
Figura 15 -Metarenito Dobrado com Eixo de Dobra para SE.....	25
Figura 16– Aspecto Microscópico de Metarenito Micáceo.....	25
Figura 17 – Porfiroclasto de Quartzo em Metaconglomerado.....	26
Figura 18– Metapelito Carbonoso Milonitizado.....	28
Figura 19– Foliações Sn e Sn - 1 em Metapelito Carbonoso.....	28
Figura 20– Foliações de Cisalhamento Distintas se Interceptando	31
Figura 21– Granitóide com Composição Granodiorítica, Cortado por Veio de Quartzo.....	31
Figura 22 - Fenocristal de Albita com Geminação do Tipo Polissintética Imerso em Matriz Felsítica	32
Figura 23 -Granito Deformado com Formação de Biotita Tipo Mica-Fish.....	32
Figura 24 -Hornblenda com Crescimento Acicular em Metadiorito	33
Figura 25 -Aspecto Geral do Furo de Sondagem	36
Figura 26– Desenho Esquemático de Furo de Sondagem	37

Figura 27 -Diagramas de Pólos de Foliação Sn - 1	40
Figura 28 - Diagramas de Pólos de Foliação Sn.....	40
Figura 29 -Diagramas de Pólos da Foliação Sn + 1.....	42
Figura 30 -Perfil Geológico Regional, Mostrando a Relação Entre as Foliações Sn - 1 e Sn + 1	42
Figura 31 – Diagrama de Lineações Associadas a Foliação Sn + 1	43
Figura 32 – Metabasalto Dobrado Indicando Movimentação Sinistral.....	44
Figura 33 – Metabasalto Dobrado Indicando Movimentação Sinistral.....	44
Figura 34 – Boudin de Quartzo com Direção de Estiramento SE.....	45
Figura 35 – Grão de Hornblenda com Deformação Tipo <i>Slip On</i>	46
Figura 36 – Distribuição das Linhas de Vôo do Projeto Levantamentos Aéreos Magnetométricos e Gamaespectrométricos nas Áreas de Santa Luz- Bloco I e Bloco II (BA)	50
Figura 37 - Mapa Aeromagnético de Campo Total, Contendo os Domínios Magnéticos D1.....	52
Figura 38 -Perfil Geológico Regional Esquemático Mostrando a Relação Entre as Feições Magnéticas e a Foliação Sn - 1	54
Figura 39 -Mapa Aeromagnético da Amplitude do Sinal Analítico, com Destaque para as Anomalias Positivas.....	55
Figura 40 -Mapa Aerogamaespectrométrico de Contagem Total.....	20
Figura 41 – Mapas Aerogamaespectrométricos Canal para K.....	57
Figura 42 - Mapas Aerogamaespectrométricos Canal para Th.....	58
Figura 43 - Mapas Aerogamaespectrométricos Canal para U.....	59
Figura 44 -Mapa geológico do Alvo Queimadinhos Mostrando a Localização dos Perfis Geológicos A-B e C-D.....	62
Figura 45 -Mapa Aeromagnético de Campo Total, Mostrando a Localização dos Perfis Magnéticos A-B e C-D	62
Figura 46 – Perfil A- B: Perfil Aeromagnético de Campo Total.....	63
Figura 47 – Perfil A- B: Perfil Aeromagnético de Sinal Analítico.....	63
Figura 48 – Perfil A- B: Perfil Gamaespectrométrico de K	63
Figura 49 – Perfil A-B: Perfil geológico do Alvo Queimadinhos.....	63
Figura 50 – Perfil C- D: Perfil Aeromagnético de Campo Total.....	64
Figura 51 – Perfil C- D: Perfil Aeromagnético de Sinal Analítico.....	64
Figura 52 – Perfil C- D: Perfil Gamaespectrométrico de K	64
Figura 53 – Perfil C-D: Perfil geológico do Alvo Queimadinhos.....	65

1. Introdução

1.1. Apresentação

Este trabalho apresenta os resultados obtidos a partir do mapeamento geológico de superfície na escala 1:10 000 realizado em um dos prospectos de pesquisa para ouro, denominado de Queimadinhos, de propriedade da Companhia Vale do Rio Doce (CVRD), na porção sul do *greenstone belt* do Rio Itapicuru (GBRI), a nordeste da mina de ouro Fazenda Brasileiro (Fig. 1).

O eixo principal deste trabalho foi a caracterização dos litotipos e a correlação entre as anomalias geofísicas e o contexto geológico da área investigada.

1.2. Objetivos

O trabalho baseou-se no detalhamento dos contextos geológico e estrutural do Prospecto Aurífero Queimadinhos, integrando-os com dados geofísicos, com o objetivo principal de fornecer mais subsídios na identificação de possíveis parâmetros controladores de zonas anômalas para ouro desse prospecto.

1.3. Localização e Acesso

A área estudada localiza-se na porção nordeste do estado da Bahia, mais precisamente no município de Teofilândia (Fig. 1). Em relação às cartas topográficas publicadas pela SUDENE, a área encontra-se inserida na folha Santa Luz (SD-24-Y-D-III) na escala 1:100.000 e é delimitada pelas coordenadas UTM 8739000 e 8746000 Km Norte e 491000 e 4965000 Km Leste (Fig. 1).

Partindo da cidade de Salvador, o acesso à área é feito através da BR-324 até Feira de Santana. A partir desta cidade, utiliza-se a BR-116 passando por Serrinha e Teofilândia. Saindo do município de Teofilândia, deve ser utilizada a estrada principal não pavimentada para a mina Fazenda Brasileiro e, ao chegar ao

povoado do Canto, deve-se dobrar a direita e percorrer aproximadamente 6 km até o início do limite da área estudada.

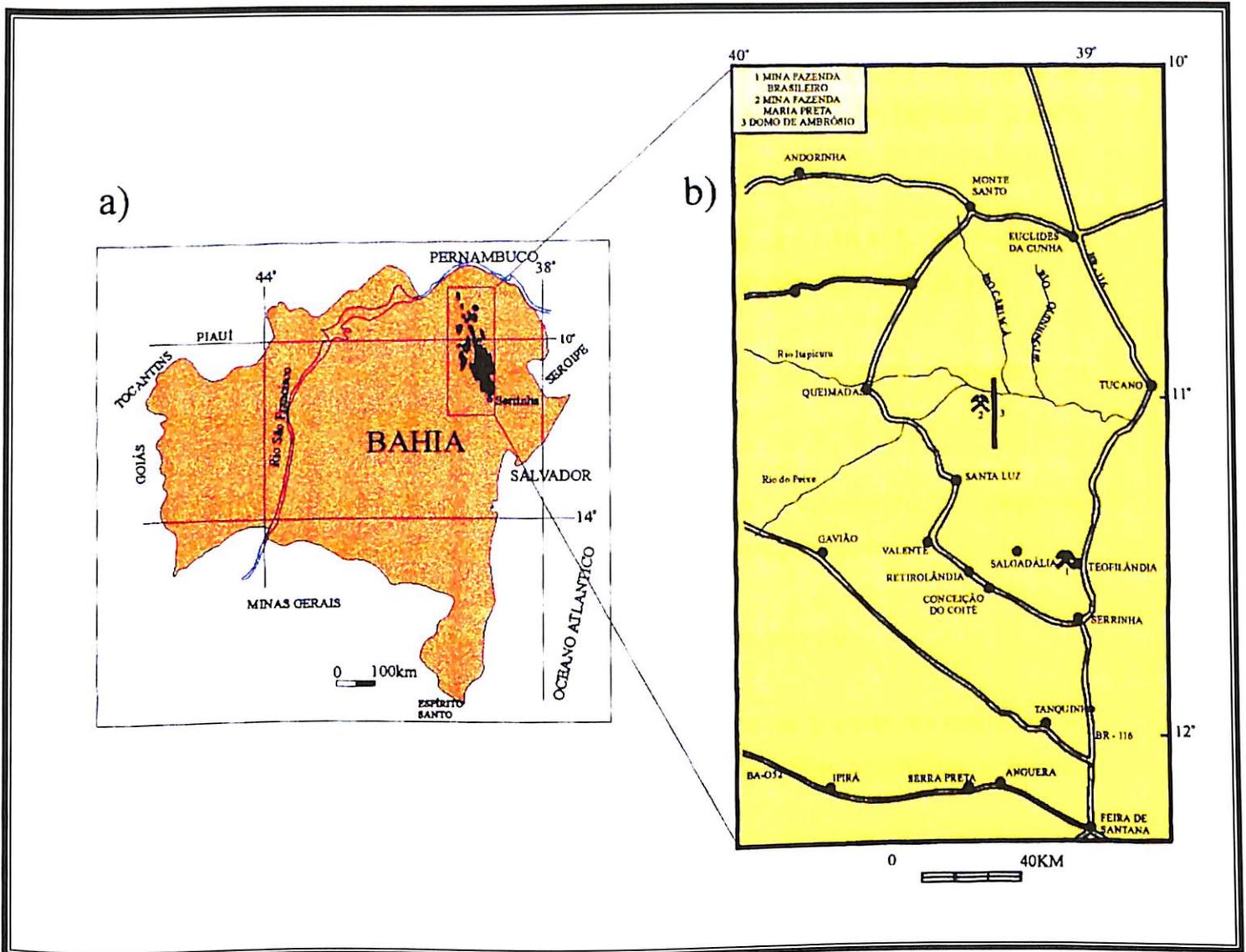


Figura 1. Mapa de localização da área no estado da Bahia e principais vias de acesso.

1.4. Sistemática de Trabalho

Para se alcançar o objetivo proposto, foram adotados os seguintes métodos:

- 1) Levantamento do acervo bibliográfico específico sobre o GBRI e associado ao tema mineralizações auríferas mesotermiais do tipo *lode* em terrenos *granito-greenstone*, que ocorrem no Brasil e no mundo.
- 2) Mapeamento geológico – estrutural, na escala de 1:10.000, do Prospecto Aurífero Queimadinhos, abrangendo uma área de aproximadamente 35 km².
- 3) Seleção de amostras representativas dos diferentes litotipos mapeados no prospecto para a realização de estudos petrográficos.
- 5) Estudos petrográficos em seções delgadas, abrangendo a descrição mineralógica e textural dos litotipos identificados no mapeamento.
- 6) Análise integrada dos dados estruturais obtidos em campo.
- 7) Tratamento de dados aerogeofísicos com o intuito de suporte ao mapeamento geológico e determinação de possíveis correlações entre anomalias e feições geológicas.

2. Contexto Geológico Regional

2.1. Introdução

O *Greenstone Belt* do Rio Itapicuru (GBRI) localiza-se na borda NE do Cráton do São Francisco, estendendo-se por mais de 100 km na direção N-S com largura média de 40 km (Fig. 2). Apresenta um *trend* dominante N-S com inflexão com direção E-W na porção sul do mesmo, denominada Faixa Weber.

O GBRI está inserido sobre um embasamento migmatítico-gnáissico, denominado Cráton de Serrinha, que se encontra limitado à leste por seqüências sedimentares Proterozóicas e por sedimentos Fanerozóicos da Bacia do Tucano e a oeste pelo cinturão móvel Salvador-Curaçá.

2.2. Litoestratigrafia

De modo geral, o arcabouço litoestratigráfico desta seqüência supracrustal, consiste de um cinturão vulcano-sedimentar cortados por domos granito-gnáissicos sin-tectônicos e por corpos graníticos e granitóides tardi-tectônicos.

Essa unidade geotectônica apresenta um empilhamento estratigráfico organizado, da base para o topo, em Domínio Vulcânico Máfico (DVM), Domínio Vulcânico Félsico (DVF) e Domínio Sedimentar (DS) (Kishida, 1979) (Fig. 1).

O DVM representa 60 % da seqüência supracrustal e consiste de lavas basálticas toleíticas, maciças e almofadadas com intercalações subordinadas de piroclásticas, sedimentos clásticos finos e químicos (cherts e BIF).

Os litotipos dominantes no DVF são andesitos, dacitos e riodacitos cálcio-alcálicos, com piroclásticas intercaladas. O DS é formado principalmente por uma associação de pelitos, grauvacas, arenitos arcosianos e conglomerados subordinados, sendo o conjunto interpretado como uma seqüência de turbiditos distais. Corpos sub-vulcânicos de gabro, diorito e riodacito são de ocorrência comum, particularmente no contato entre o DVF e DS; mais subordinadamente aparecem pequenos corpos de peridotito e lamprófito.

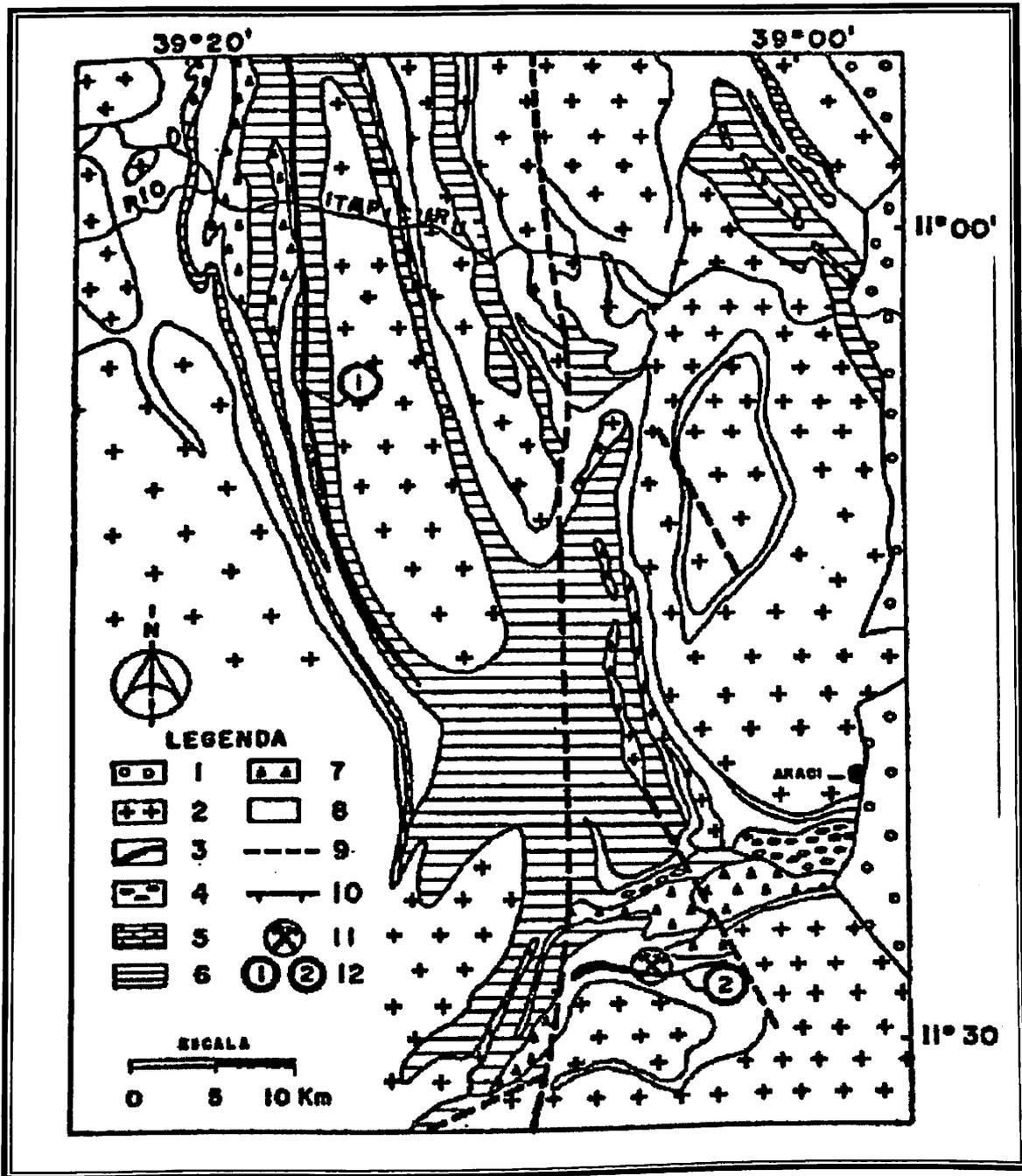


Figura 2. Mapa geológico regional do *Greenstone Belt* do Rio Itapicuru, Bahia, (adaptado de Kishida, 1979): 1- Bacia do Tucano; 2- Gnaisses granito e migmatitos; 3- Intrusivas máficas; 4- Metaconglomerados; 5- Mármores dolomíticos; 6- Domínio Sedimentar; 7- Domínio Vulcânico Félsico; 8- Domínio Vulcânico Máfico; 9- Zona de falha; 10- Falha normal; 11- Mina de Fazenda Brasileiro; 12-(1) Faixa Mansinha, (2) Faixa Weber.

As rochas supracrustais envolvem granitóides de composição granodiorítica a tonalítica que formam extensos domos, particularmente alongados na direção N-S.

2.3. Metamorfismo

O metamorfismo predominante no GBRI é o de fácies xisto-verde, embora em algumas porções as rochas encontram-se metamorfizadas em facies anfíbolito baixo. Estudos petrológicos e químicos realizados por Silva (1987) na porção norte-central desta seqüência supracrustal, possibilitaram a distinção de três eventos metamórficos.

O primeiro (M1) corresponde a um evento hidrotermal de fundo oceânico, responsável pela hidratação e oxidação das rochas vulcânicas, gerando espilitos, queratófiros e sedimentos químicos. O segundo evento (M2), de extensão regional, foi responsável pelo desenvolvimento das paragêneses metamórficas progressivas de facies xisto verde a anfíbolito. Este evento foi responsável pelo zonamento metamórfico, onde na parte central observa-se a associação actinolita-epidoto-albita, enquanto nas proximidades dos domos graníticos e granitóides, as rochas são compostas principalmente por hornblenda-andesina. O terceiro evento (M3), está relacionado às auréolas de metamorfismo de contato que circundam as intrusões tardi-tectônicas.

2.4. Geologia Estrutural

A armação estrutural do GBRI é dominada por um *fabric* regional anastomosado, com direção aproximada N-S, que está registrada tanto na seqüência supracrustal quanto nos granitóides.

As principais feições estruturais da área são representadas por uma sucessão de sinclinais e anticlinais orientados segundo um *trend* principal N-S. De forma geral, as relações existentes entre as foliações e lineações de estiramento possibilitam a divisão da área em dois domínios com geometrias distintas.

Na parte norte e central, o domínio é caracterizado por uma foliação vertical N-S com lineação de estiramento sub-horizontal, sendo estas feições relacionadas

ao evento deformacional D2 (Alves da Silva, 1992). A compressão na direção E-W ocorrida nestas porções, resultou num cisalhamento paralelo ao acamamento, conjuntamente com exposições de dobramentos em grande escala com vergência para leste (Davison *et al.*, 1988 *apud* Barrueto, 1997).

Por outro lado, o domínio sul apresenta um padrão estrutural complexo, pois no mesmo atuaram os dois eventos deformacionais, D1 e D2. Neste domínio a deformação regional é caracterizada por dobramentos isoclinais recumbentes, com vergência para norte e uma foliação plano-axial penetrativa E-W mergulhando 40° para S. Zonas de cisalhamento com características rúpteis-dúcteis, cuja cinemática revela movimentos transcorrentes com componentes de cavalgamento, estão hospedando os principais depósitos e ocorrências de ouro no GBRI (Xavier, 1991).

Segundo Reinhardt e Davison (1990), a primeira fase de deformação D1, produziu um cisalhamento dúctil, com zonas de cisalhamento com 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 de Barrocas sobre as supracrustais, a partir do sul, com desenvolvimento de estruturas duplex, observadas na mina de Fazenda Brasileiro.

2.5. Geocronologia

A idade por isócrona Pb/Pb de metabasaltos pertencentes ao DVM é de 2209 ± 60 Ma, enquanto que análises por Sm-Nd obtiveram idade modelo (T_{DM}) de 2200 Ma com $\epsilon_{Nd} + 4$ (Silva, 2001).

Para o DVF foram realizadas datações a partir do método Pb-Pb em andesitos e dacitos que indicaram idade de 2170 ± 60 Ma, com idade modelo de 2120 Ma e $\epsilon_{Nd} + 2$. Esses valores sugerem uma fonte mantélica para as rochas vulcânicas calco-alcálicas pertencentes a este domínio.

Para os granitóides sin-tectônicos, Batista *et al.* (1998) e Alves da Silva *et al.* (1993), obtiveram idades de 2.127 ± 5 Ma para o de Barrocas, enquanto Mello (2000) obteve uma idade de 2.130 ± 7 Ma para o de Teofilândia. Rios *et al.* (1998),

obtiveram idades entre 2098 ± 9 e 2081 ± 27 Ma pelo método UPb para zircões de lamproitos do Morro do Afonso e de 2003 ± 2 Ma para o granito sin-tectônico Morro do Lopes.

2.6. Evolução Tectônica

Dentre os modelos de evolução tectônica propostos para o GBRI, Silva (1992) considera o ambiente tectônico do GBRI como similar aos de bacias retroarco modernas, com extrusão das rochas félsicas no arco de ilhas formado pela convergência entre duas placas envolvidas. A subducção provocou extensão da borda continental inativa, resultando em rifteamento e abertura de uma bacia e conseqüente extrusão de basaltos oceânicos (DVM). O domínio sedimentar seria representado por sedimentos provenientes do arco de ilhas. Todo esse conjunto foi então intrudido por granitóides, representados por domos granodioríticos-tonalíticos.

Carvalho (1991), propõe que o *greenstone* tenha sido gerado a partir de plumas basálticas na base de uma crosta siálica. O vulcanismo estaria associado à fase *rift*, permitindo inicialmente a ascensão de magma basáltico, com posterior natureza siálica (andesito, dacito e riolito). Durante a transição entre estes dois tipos de magma ocorreram misturas.

Para Figueiredo (1993), ambiente tectônico de retroarco seria o mais adequado para explicar as características geoquímicas dos metassedimentos e rochas vulcânicas. Este autor afirma que os basaltos representariam relíquias de fundo oceânico e arco insular imaturo, ao passo que as félsicas teriam sido resultado de fusão de crosta oceânica em ambiente de subducção e crustal.

Contrastando as considerações anteriores, Alves da Silva *et al.* (1994) propõe que a porção norte do GBRI seria resultado de uma colisão durante a qual houve um encurtamento NW-SE, provocando o fechamento de uma bacia e conseqüentemente, diapirismo e processos de *strike-slip*. Estes autores não acreditam que o *greenstone* equivalha a uma bacia de retroarco moderna, devido a localização incerta do arco, bem como a ausência de crosta oceânica.

2.7. Depósitos auríferos no GBRI

Do ponto de vista metalogenético, o GBRI se destaca pela presença de importantes mineralizações auríferas, relacionadas com intensa atividade hidrotermal, corpos sub-vulcânicos e intrusivos, zonas de cisalhamento, veios de quartzo, quartzo-carbonato e quartzo-sericita, às vezes sulfetados, de estilos *stockwork* e *shear vein*.

Dentro desta unidade geotectônica, importantes concentrações de ouro são encontradas no Distrito da Faixa Weber, em especial na mina Fazenda Brasileiro e Distrito de Maria Preta.

Na mina Fazenda Brasileiro as mineralizações são encaixadas nos horizontes de quartzo-clorita-magnetita xisto, cujas reservas foram estimadas em 150 t Au, com produção anual média de 4,5 t Au (Dardenne *et al.*, 2002).

O Distrito da Fazenda Maria Preta consiste num grupo de pequenos depósitos, possuidor de reservas estimadas em 12,5 t de Au, as quais foram explotadas a céu aberto até o início de 1998.

3. Geologia Local e Petrografia

Neste tópico serão apresentadas as principais características em escala de afloramento, além de descrições petrográficas das unidades geológicas envolvidas.

Os trabalhos de campo permitiram a identificação de litotipos pertencentes aos Domínios Vulcânico Máfico e Vulcânico Félsico do GBRI, bem como granitóides sin-tectônicos. Os diferentes litotipos foram agrupados de acordo com a suas similaridades, em 7 unidades litológicas: Metabasaltos, Metandesitos, Metadacitos, Quartzo-feldspato Pórfiro, Rochas Metassedimentares, Metapelito Carbonoso e Granitóides.

3.1. Metabasaltos

A unidade dos metabasaltos é formada por duas faixas com extensão, espessura e aspecto macroscópico variado. De maneira geral, estas faixas apresentam direção geral N-S a SW, mostrando contatos tectônicos e litológicos com as rochas metassedimentares, granitóides e quartzo-feldspato pórfiro.

A faixa N-S localiza-se na porção oeste da área com extensão aproximada de 6,5 Km e espessura variando entre 500 a 900 m (vide mapa). Em campo, é caracterizada por uma intercalação de metabasaltos maciços e porfíricos, que ocorrem na forma de lajedos preservados ao longo dos córregos e mais restritamente à margem das estradas (Fig. 3).

Os metabasaltos maciços são rochas melanocráticas, que apresentam cor cinza-escuro, granulação fina, com porções carbonáticas devido à alteração *hidrotermal*. As alterações carbonáticas são mais evidentes nas porções mais fraturadas da rocha.

Como indicadores cinemáticos são observadas fraturas de tensão em *echelon* e porfiroclastos rotacionados que indicam movimentação sinistral.

Por sua vez, os metabasaltos porfíricos apresentam matriz fina, onde é possível observar pequenos cristais tabulares de plagioclásio e por vezes restos de minerais que se assemelham a piroxênios. Estas rochas apresentam

fenocristais subeuédricos a euédricos de plagioclásio e augita, com dimensões variando de 5 a 29 mm.

A presença da textura porfirítica pode indicar que, durante o resfriamento do magma basáltico, ocorreram dois estágios de cristalização distintos.

A segunda faixa, com extensão de apenas 3,5 km e espessuras que variam de 400 a 1500 m, está situada na porção nordeste da área. Nesta faixa ocorrem basaltos maciços, que gradam à andesitos-basaltos.

Apesar de serem rochas distintas, o levantamento aerogeofísico gamaespectométrico para K, demonstrou que estas rochas fazem parte de uma mesma unidade litológica. Devido à falta de continuidade destes corpos em campo, não foi possível observar se esta diferenciação composicional está relacionada a uma evolução geoquímica do magma ou a derrames com características químicas diferentes.

De acordo com as descrições petrográficas, esse litotipo é caracterizado por uma textura nematoblástica, constituído essencialmente por porfiroblastos de actinolita/tremolita, imerso numa matriz heterogranular de albita e oligoclásio. Em alguns afloramentos, o anfibólio predominante é a hornblenda. Em quase todas as lâminas foi possível verificar a presença de cummingtonita na forma de minerais fibrosos e, por vezes, radiados (Fig. 4).

Os grãos de plagioclásio, além de constituírem a matriz, também ocorrem na forma de fenocristais que variam desde anédricos a subeuédricos, com dimensões de até 20 mm. Como indício da deformação, são observados grãos com geminações cunhadas, além de grãos rotacionados.

O metamorfismo regional promoveu mudanças visíveis na textura desse litotipo. É possível observar ripas de sericita dentro dos fenocristais de albita, agrupadas de forma indiscriminada ou às vezes sub-orientadas dentro do mesmo. A maior mudança, porém, está relacionada ao fato de que o metamorfismo atingiu picos em facies anfibolitos, resultando na quase completa alteração dos piroxênios a anfibólios. Como fases acessórias podem ser mencionadas, titanita,

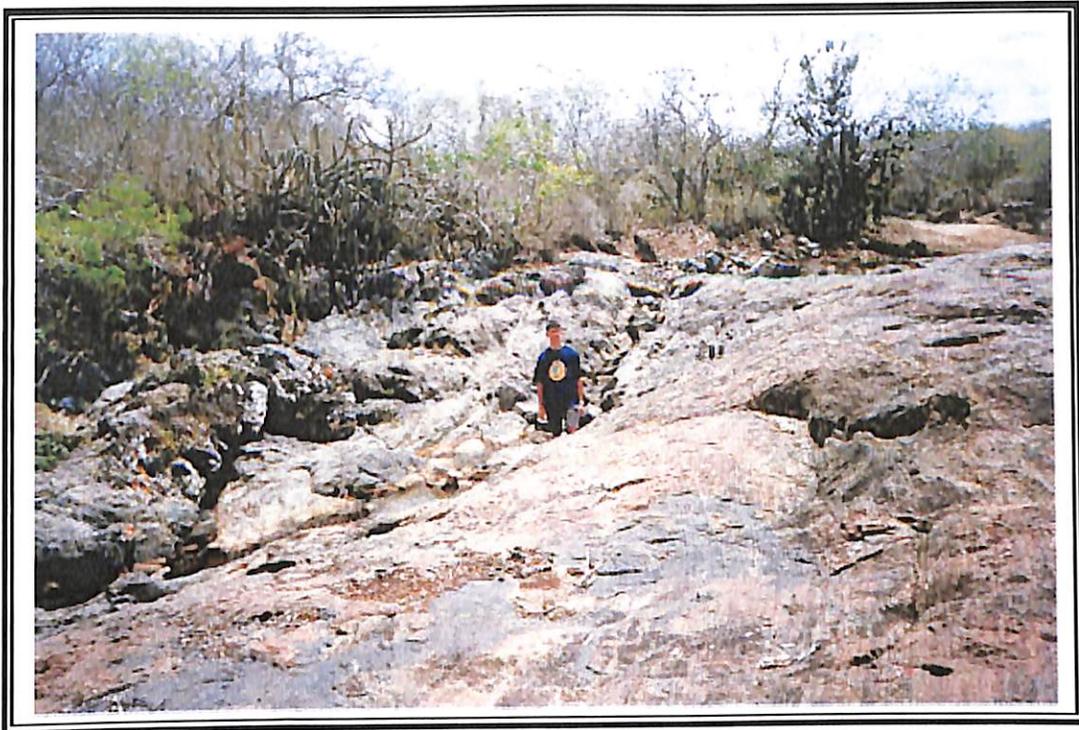


Figura 3. Derrames de metabasalto em córrego

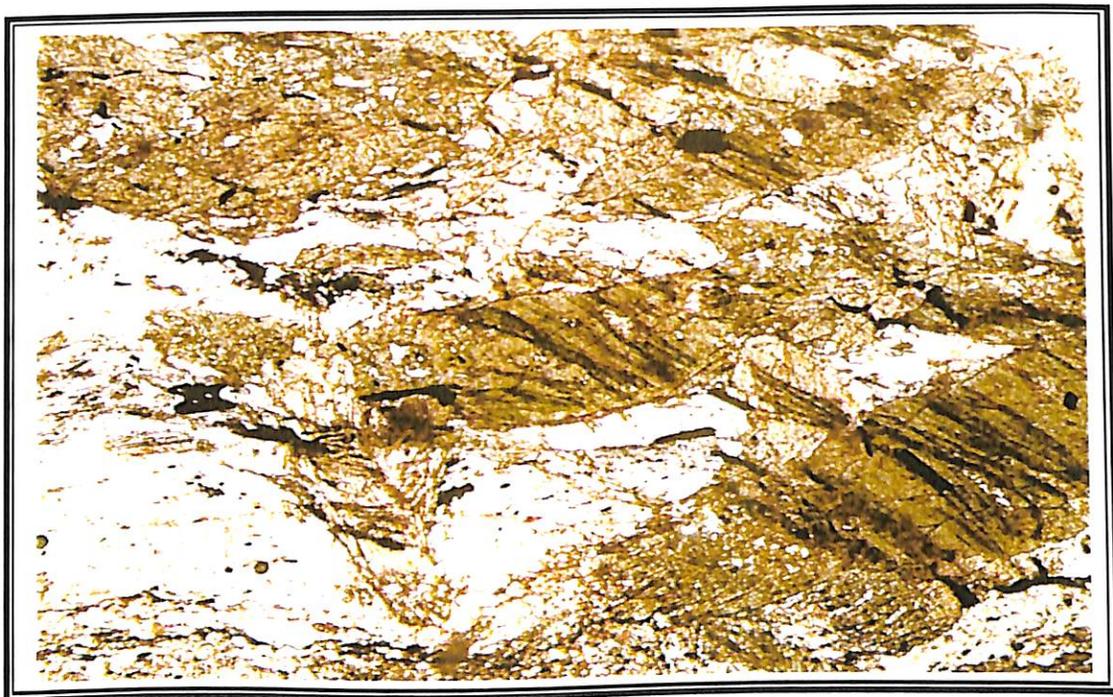


Figura 4. Porfiroblastos de hornblenda e cummingtonita indicando grau metamórfico em fácies anfibolito.

epidoto e opacos, que podem ocorrer tanto como grãos isolados, quanto na forma de agregados. Pequenos grãos de quartzo ocorrer em porções localizadas em algumas das lâminas, porém os mesmos estão relacionados a uma circulação de fluidos posterior.

3.2 Metandesitos

Os metandesitos ocorrem como uma unidade de grande expressão na porção sudeste da área de estudo. São caracterizados em campo como rochas mesocráticas, cor cinza-escuro, granulação fina a média, sendo compostos por ripas de plagioclásio, anfibólio, piroxênio e, subordinadamente, biotita. Nas porções mais grossas, são observados fenocristais de plagioclásio e cristais bipiramidais de quartzo. Estas rochas ocorrem na forma de pequenos lajedos dispersos, estando muitas vezes bastante alteradas. Nas porções onde a rocha encontra-se mais fortemente cisalhada torna-se difícil a identificação dos grãos de anfibólio.

A rocha muitas vezes apresenta uma forte carbonatação devido a alteração hidrotermal, que geralmente preenche as fraturas existentes .

Nesta unidade a foliação Sn não é de ampla ocorrência, enquanto que a Sn-1 não foi identificada.

As descrições petrográficas das amostras selecionadas, revelaram características mineralógicas e texturais diferentes para o domínio dos metandesitos.

No ponto QUE_PB 263, a rocha foi caracterizada como um metandesito porfirítico milonitizado, devido a sua textura protoclástica (Fig. 5). A sua mineralogia primária é composta por uma matriz microcristalina equigranular de quartzo e plagioclásio e, subordinadamente, hornblenda. A única variante do tamanho homogêneo desses minerais é que, localmente, os mesmo aparecem fenocristais.

Os fenocristais de quartzo ocorrem como grãos anédricos, apresentando extinção ondulante e por vezes recristalizados, com formação de grãos alongados e que podem formar sub-grãos.

Os fenocristais de plagioclásio alcançam até 1,2 cm, sendo grãos subeuédricos com geminações do tipo albita e carlsbad, que muitas vezes encontram-se cunhadas devido à deformação. Em geral, esses fenocristais, assim como os grãos que compõem a matriz, encontram-se bastante sericitizados.

Como fases minerais subsidiárias ocorrem clorita e biotita que, juntamente com a sericita, marcam os planos de foliação. A clorita é abundante e ocorre como cristais eudrais a subeudrais, fibrosos, de granulação muito fina, envolvendo os grãos de quartzo e ripas de plagioclásio. Localmente, a clorita aparece como mineral de alteração da biotita (Fig. 6).

Como indicador cinemático, podem ser observados grãos rotacionados de plagioclásio que indicam movimentação sinistral.

No ponto QUE_PB 277, a rocha é descrita como grano a lepidoblástica, com matriz constituída predominantemente por ripas de anfibólio, provavelmente actinolita, e plagioclásio com geminação do tipo albita (Fig.7). O quartzo se apresenta como grãos policristalinos deformados que constituem a matriz e fenocristais com extinção ondulante.

Como minerais relacionados ao metamorfismo estão presentes, biotita e clorita, sendo que localmente podem ser observadas a passagem de biotita para clorita, bem como anfibólio para biotita. Dentre as fases acessórias, se destacam os grãos anédricos a subédricos de minerais opacos.

3.3. Metadacitos

Na porção central da área esta unidade aparece como um corpo alongado de direção E-W, com extensão aproximada de 3 km e espessura variando de 200 a 800 m (vide anexo 2). Um corpo menor de metadacito ocorre na porção centro-sul.

Em amostra de mão, o metadacito pode ser descrito como uma rocha leucocrática, de cor bege a esbranquiçada, textura variando entre maciça até localmente microporfirítica, com fenocristais euédricos a subédricos de plagioclásio (Fig. 8). A mesma apresenta as foliações Sn e Sn-1, com mergulhos

variando entre 65° a 85° e 5° a 10°, respectivamente. Nas porções cisalhadas, a rocha apresenta

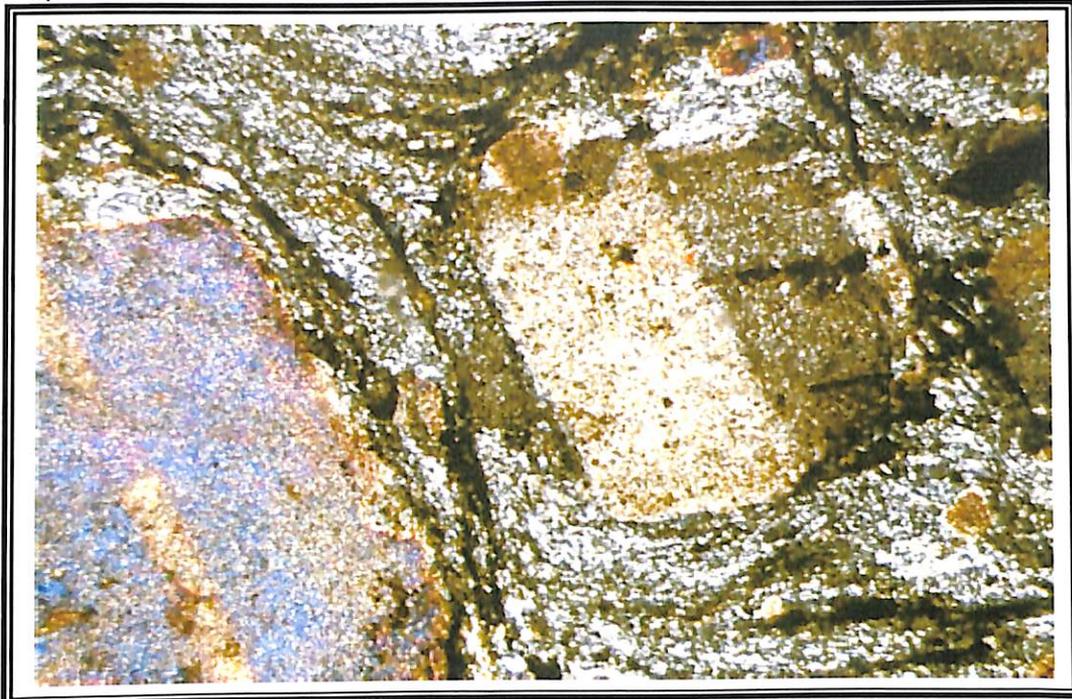


Figura 5. Textura porfiroclástica em metandesito porfirítico milonitizado.

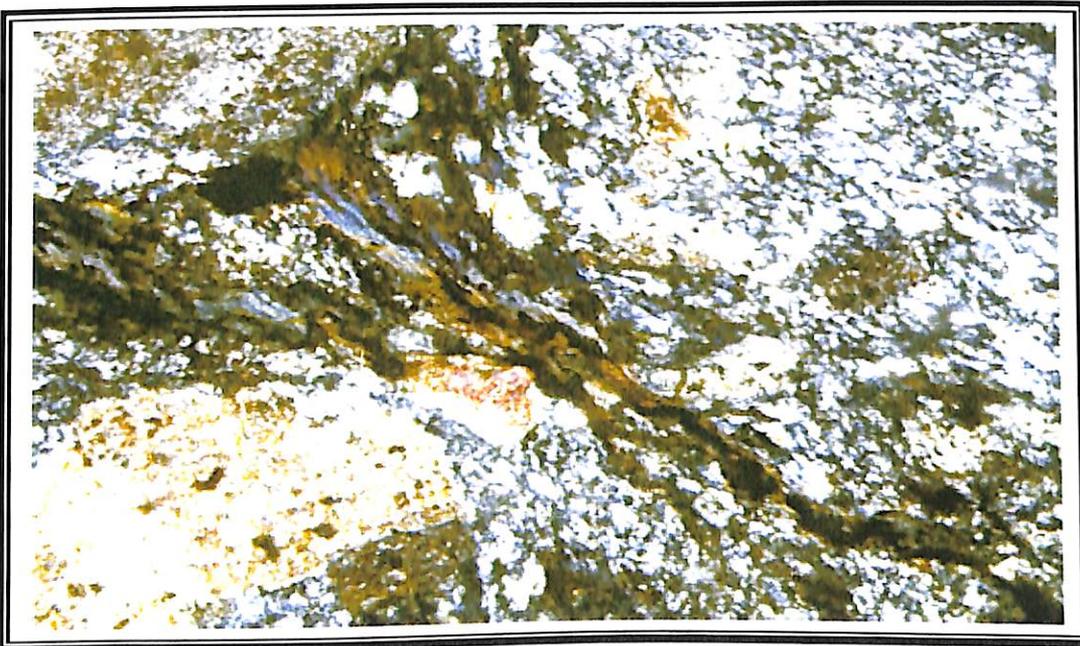


Figura 6. Metamorfismo em fácies xisto verde representado por clorita alterando ripas de biotita.

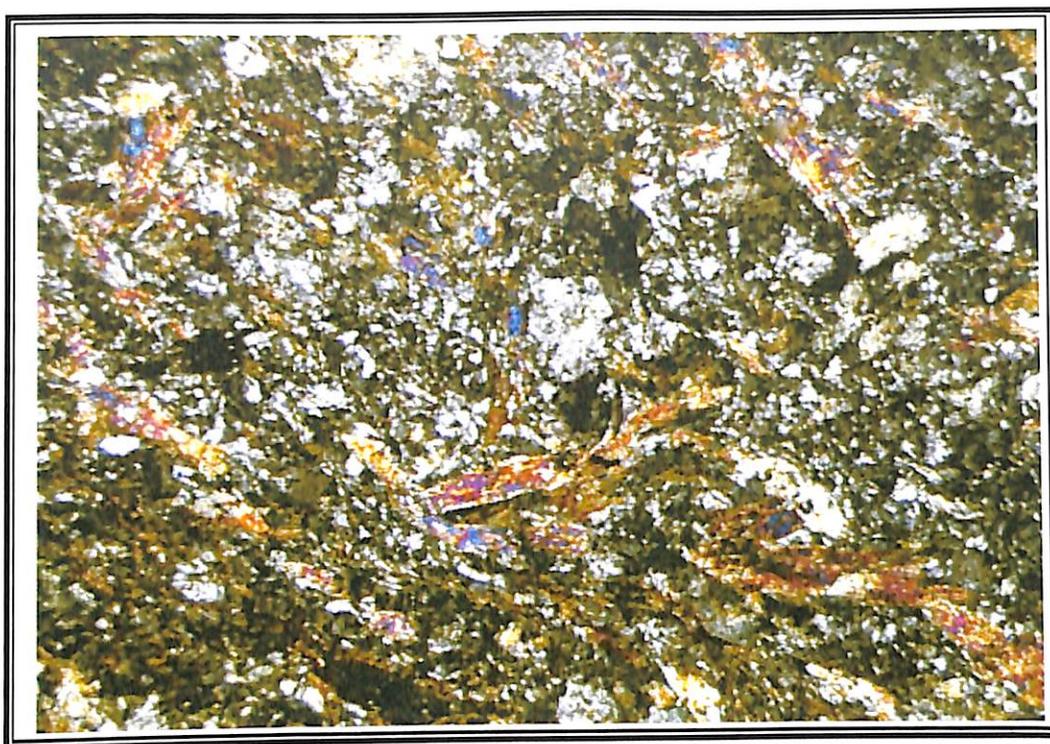


Figura 7. Aspecto geral microscópico do metandesito.

granulação extremamente fina e uma maior quantidade de veios de quartzo, concordantes ou não com a foliação.

A alteração intempérica imposta acabou dificultando uma melhor observação de outras características da rocha, assim como a escolha das amostras para petrografia.

De maneira geral, o dacito constitui-se de fenocristais de quartzo e muito subordinadamente de albita, imersos numa matriz felsítica de mesma composição, que às vezes formam pequenos mosaicos monominerálicos de albita, porém com forte foliação ditada pelo arranjo penetrativo de sericita.

Os fenocristais de quartzo, com dimensões de 1,1 a 3,4 mm, aparecem de forma isolada, podendo ser mono a policristalinos. Devido a deformação, alguns desses fenocristais de quartzo apresentam extinção ondulante e chegam a formar sub-grãos. Outro indício da deformação é a formação de “golfos” de dissolução e fraturamento dos grãos (Fig. 9).



Figura 8. Lajedo de dacito em campo, cortado por veios de quartzo oblíquo a foliação principal.

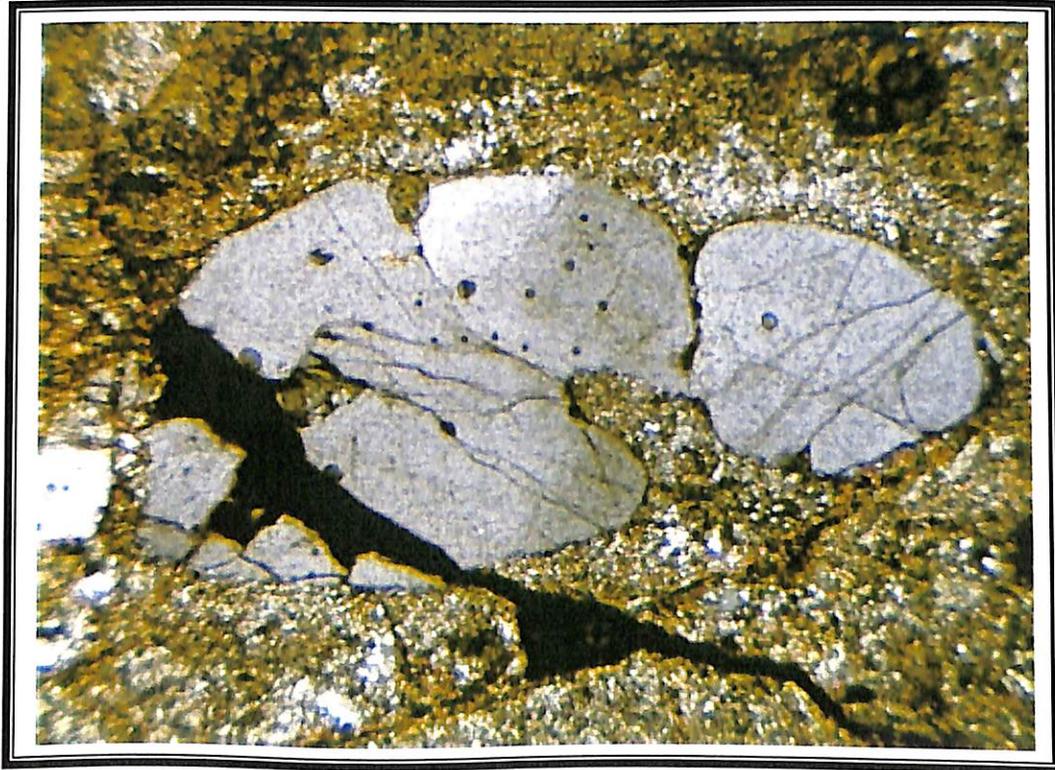


Figura 9. Golfo de corrosão em fenocristal de quartzo.

Os fenocristais de albita, com dimensões aproximadas de 0,9 mm, podem ocorrer ora como grãos isolados, ou em pequenos aglomerados que normalmente contêm pequenas ripas de sericita caoticamente espalhadas. No caso dos fenocristais de albita, destaca-se, como indício de deformação, a geminação do tipo polissintética cunhada. Os minerais acessórios mais comuns são apatita e opacos.

O metamorfismo regional em facies xisto verde parece ter promovido mudanças texturais expressivas nos dacitos. Como evidências são citadas a grande quantidade de ripas de sericita que perfazem a matriz, além de ripas de clorita e biotita que marcam uma foliação de crenulação que corta a foliação principal marcada principalmente por sericita/muscovita e quartzo. Localmente são observadas pequenas vênulas preenchidas por óxidos e que se dispõem preferencial perpendicular à foliação principal.

3.4. Quartzo-feldspato Pórfiro

Encontra-se nas porções centro-sul e sudoeste da seqüência supracrustal, fazendo contato com as unidades do metabasalto, vulcanoclásticas, metandesitos e metadacitos.

Esta unidade é caracterizada por rocha leucocrática, cor cinza claro a esbranquiçada, granulação média com fenocristais anédricos de quartzo e euédricos a subédricos de feldspato. A rocha apresenta uma matriz microcristalina, equigranular, constituída essencialmente por quartzo e feldspatos.

Comumente são observadas intercalações centimétricas desta rocha com metapelitos que apresentam porfiroclastos de quartzo estirados com sombra de pressão.

Nos locais onde a rocha encontra-se bastante alterada, é possível observar sericita marcando os planos de ambas as foliações. Em algumas porções onde o cisalhamento foi mais intenso, é possível observar pequenas ripas de hornblenda, assim como grãos de feldspato e quartzo bastante estirados.

Em geral, os veios de quartzo que cortam esta unidade não ultrapassam 20 cm, estando sempre discordantes a foliação principal (S_n) da rocha. Em locais

onde o cisalhamento foi mais intenso, os veios de quartzo estão bastante estirados e rompidos.

Em termos petrográficos, trata-se de uma rocha granoblástica, com mineralogia primária composta por ripas de albita/oligoclásio e grãos de quartzo, em ordem de abundância, imersos numa matriz felsítica de mesma composição, que por vezes chega a formar um mosaico monominerálico de plagioclásio (Fig. 10). Como variante do tamanho homogêneo dos plagioclásio, ocorre em toda a rocha, fenocristais que apresentam geminação do tipo albita, por vezes cunhada. Esse fenocristais apresentam dimensões entre 0,5 e 3,2 mm. Como fases posteriores, podem ser observadas pequenas ripas de sericita que ocorre tanto na matriz da rocha, como também dentro dos grãos de plagioclásio. A única fase acessória observada, foram grãos anédricos a subeuédricos de opacos.

Essa unidade também é caracterizada por riodacitos pórfiros milonitizados (Fig. 11), com textura protoclástica, sendo constituída por quartzo, albita, oligoclásio e ortoclásio/sanidina. A matriz microcristalina dessa rocha é formada por grãos de quartzo, albita, ortoclásio e sanidina, em geral, bastante deformados. O quartzo também ocorre na forma de fenocristais extirados e que exibem extinção ondulante. Também como fenocristais podem ser observados ripas subeuédricas de plagioclásio, que apresentam geminações do tipo albita e carlsbad. Localmente podem ser observados pequenos grãos colunares de biotita, além de grãos fibrosos de clorita, como marcadores de facies xisto verde.

3.5. Rochas Sedimentares

Esta unidade caracteriza-se, essencialmente, por metapelitos, metarenitos e metaconglomerados, que localmente encontram-se intercaladas com quartzo-feldspato pórfiro.

Os contatos com as demais unidades são litológicos, com exceção do contato tectônico existente entre esta unidade e o corpo granitóide menos expressivo. Este contato, segundo a imagem de satélite Landsat 7 e os levantamentos aerogeofísicos, é marcado por uma falha ou zona de cisalhamento.

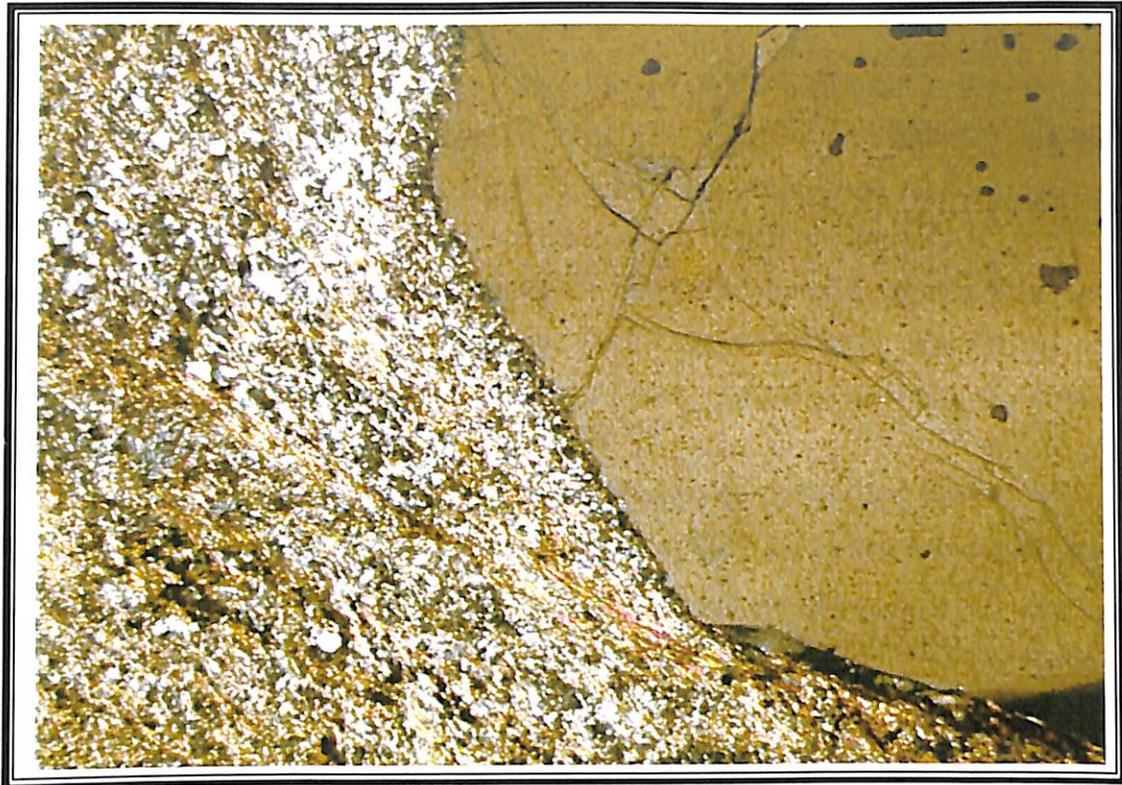


Figura 10. Fenocristal euédrico de quartzo em dacito.

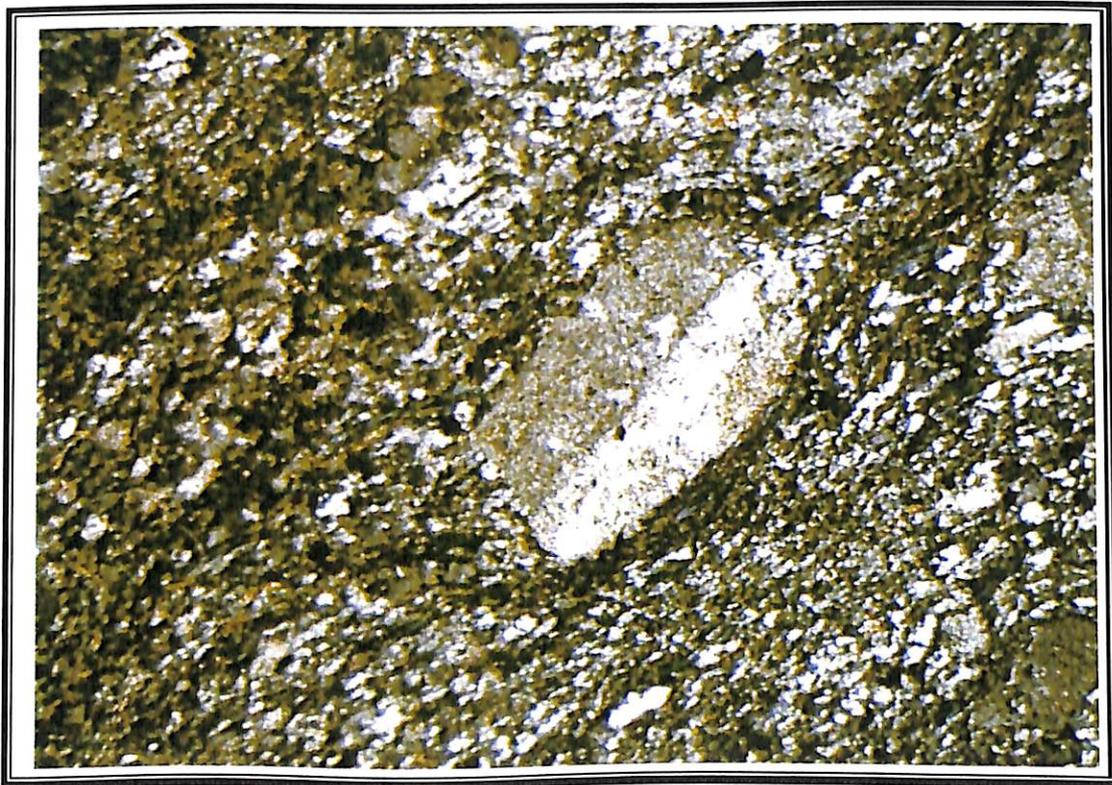


Figura 11. Fenocristal de albita, imerso em matriz de composição de riodacito milonitizado.

Os metapelitos são descritos como rochas de cor cinza claro, granulação fina, com matriz composta essencialmente por mica e sericita. Em alguns afloramentos é possível observar a intercalação entre porções da rocha mais fina e porções mais grossas, semelhantes a metarenitos com granulação fina.

Esta rocha apresenta porfiroclastos de quartzo e granada, bem como de um mineral euédrico a subeuédrico de cor preta não identificado em campo. A presença de porfiroclastos de quartzo com cauda assimétrica, indica movimentação sinistral.

Nos locais onde a foliação torna-se verticalizada (S_n) foram desenvolvidas dobras dos tipos recumbente e *chevron* com eixo para SE. Também podem ser observados veios de quartzo que desenham dobras em bainha.

No afloramento da estrada que liga as cidades de Teofilândia a Araci (Ponto QUE_PB 141) o litotipo apresenta estrutura de estiramento segundo o eixo X do elipsóide de deformação, resultando em estruturas do tipo charuto. Outra feição que também pode ser observada neste mesmo local, é a intersecção das foliações S_n e S_{n-1} , com formação de estruturas rompidas (Fig. 12).

Em toda a seqüência de rochas é possível observar como estrutura reliquiar, um acamamento paralelo a S_{n-1} . Como feição posterior às foliações S_n e S_{n+1} , é observada uma clivagem de crenulação espaçada com atitude 75/190.

Os metapelitos são constituídos predominantemente por sericita e subordinadamente muscovita, que marcam uma foliação, por vezes, não contínua. Em algumas porções podem ser observados grãos de um mineral completamente alterado, paralelos a foliação. Esses podem ser interpretados como grãos detríticos de feldspato alcalino que foram completamente sericitizados. Outra possibilidade seria a existência de pequenas camadas intercaladas, constituída por pequenos grãos de quartzo detrítico e, em menor proporção, sericita. Localmente, porfiroblastos de epidoto e turmalina ocorrem oblíquos a foliação, o que serve como fundamento da origem sedimentar desse litotipo (Fig. 13). Das fases secundárias, os opacos são os que apresentam os efeitos mais marcantes do metamorfismo regional, exibindo formas desde euédricas a anédricas, por vezes estirados, ocorrendo nos e entre os minerais que constituem a matriz da

rocha. Como indicadores cinemáticos são observadas estruturas S-C que indicam movimentação dextral dos grãos.

Muito localmente, os metapelitos apresentam porfiroblastos de cloritóides, que apresentam foliação pré-tectônica, diferente das foliações impressas na rocha (Fig. 14).

As rochas denominadas de metarenitos apresentam variação granulométrica, indo desde rochas com granulação fina e sem porfiroclastos até rochas com granulação média com porfiroclastos, estando em geral, dobradas (Fig. 15).

De forma geral, é muito comum ocorrerem intercalações centimétricas (1 a 5 cm) entre as porções com diferentes granulometrias, estando toda a seqüência bastante deformada (QUE_PB 93). Os veios de quartzo encontram-se paralelos à foliação principal (Sn).

A rocha psamítica desse afloramento é classificada como granoblástica, foliada, com matriz constituída predominantemente por grãos de quartzo e ripas de biotita a muscovita, ocorrendo em menor proporção ripas de plagioclásio, grãos de pertita e ortoclásio (Fig. 16).



Figura 12. Estrutura resultante do truncamento entre as foliações Sn e Sn – 1.

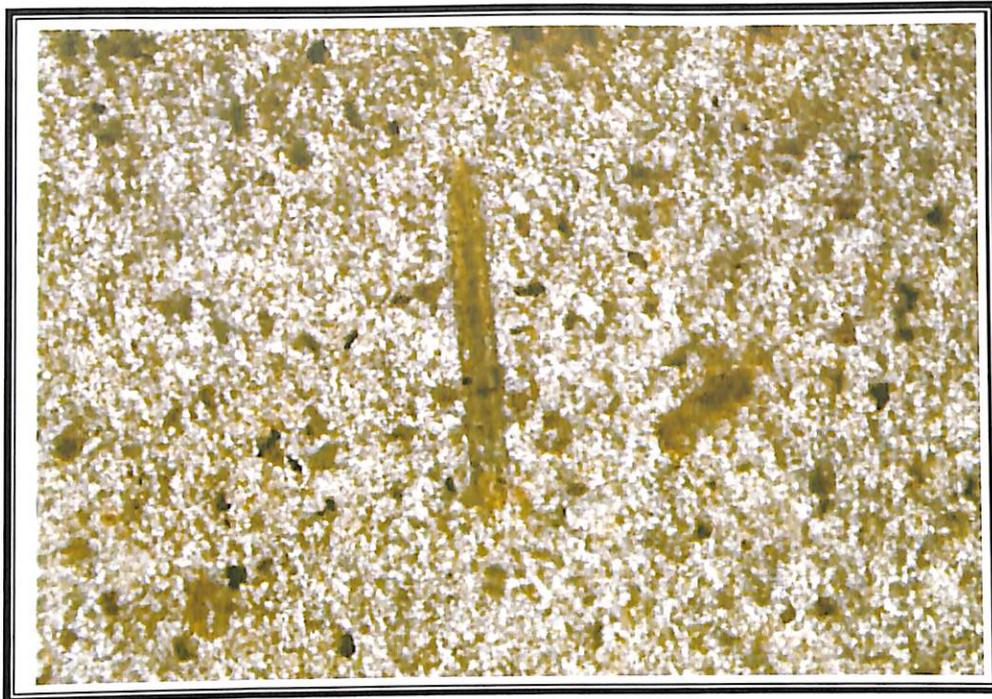


Figura 13. Porfiroblasto de turmalina em matriz sericítica.

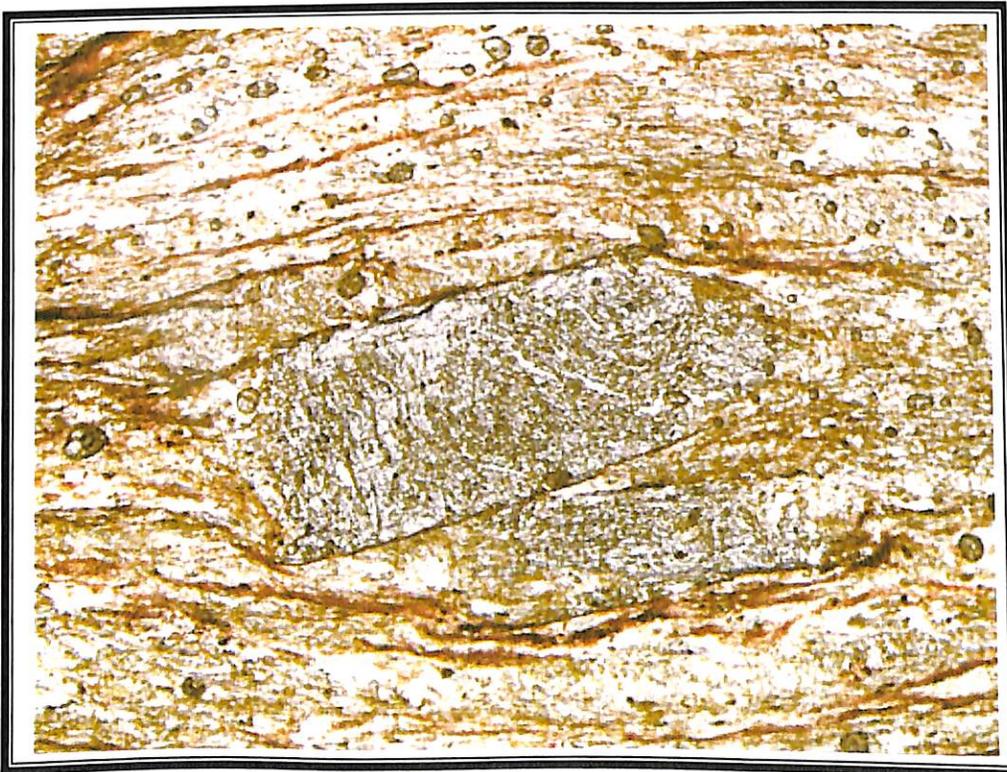


Figura 14. Porfiroblasto de cloritóide em matriz pelítica.

O quartzo ocorre também como fenocristais alongados, que apresentam deformação intercrystalina e formação de sub-grão horizontal. Localmente também são observados fenocristais subeuédricos de plagioclásio com geminação do tipo albita, porém não foi identificado nenhum vestígio de deformação nesses grãos.

De forma geral os grãos de feldspatos apresentam forte sericitização, sendo que na borda de alguns grãos de ortoclásio é possível observar a passagem progressiva de biotita para clorita. Como fases acessórias, ocorrem minerais opacos que normalmente encontram-se associados à biotita/clorita.

Como indicadores cinemáticos podem ser citadas bandas S-C e grãos rotacionados de muscovita que indicam movimentação sinistral. Neste mesmo afloramento, pode ser observado uma intrusão máfica alongado com dimensões de aproximadamente 2 m de comprimento por 50 cm de largura.

A descrição petrográfica dessa rocha, o classificou como um anfibolito fino resultante do metamorfismo regional em facies anfibolito em basaltos. Essa rocha máfica apresenta textura nematoblástica, sendo composta por aproximadamente 85 a 90 % de grãos anédricos a subeuédricos de hornblenda, imersos numa matriz de plagioclásio. Os minerais acessórios mais comuns são grãos subeuédricos de titanita, zircão e minerais opacos. Em toda a lâmina é possível identificar uma crenulação marcada por grãos alongados de hornblenda, que representa talvez a foliação denominada de $S_n + 1$. Grãos de quartzo policristalinos podem ser observados na lâmina, porém são claramente fases posteriores, não tendo relação alguma com a mineralogia primária da rocha.

As rochas denominadas de metaconglomerados apresentam matriz com granulação fina a média, constituída essencialmente por quartzo. Os clastos são constituídos em sua maioria por fragmentos angulares a subangulares de rochas vulcânicas máficas, félsica e metapelito carbonoso.



Figura 15. Metarenito dobrado com eixo de dobra para SE.

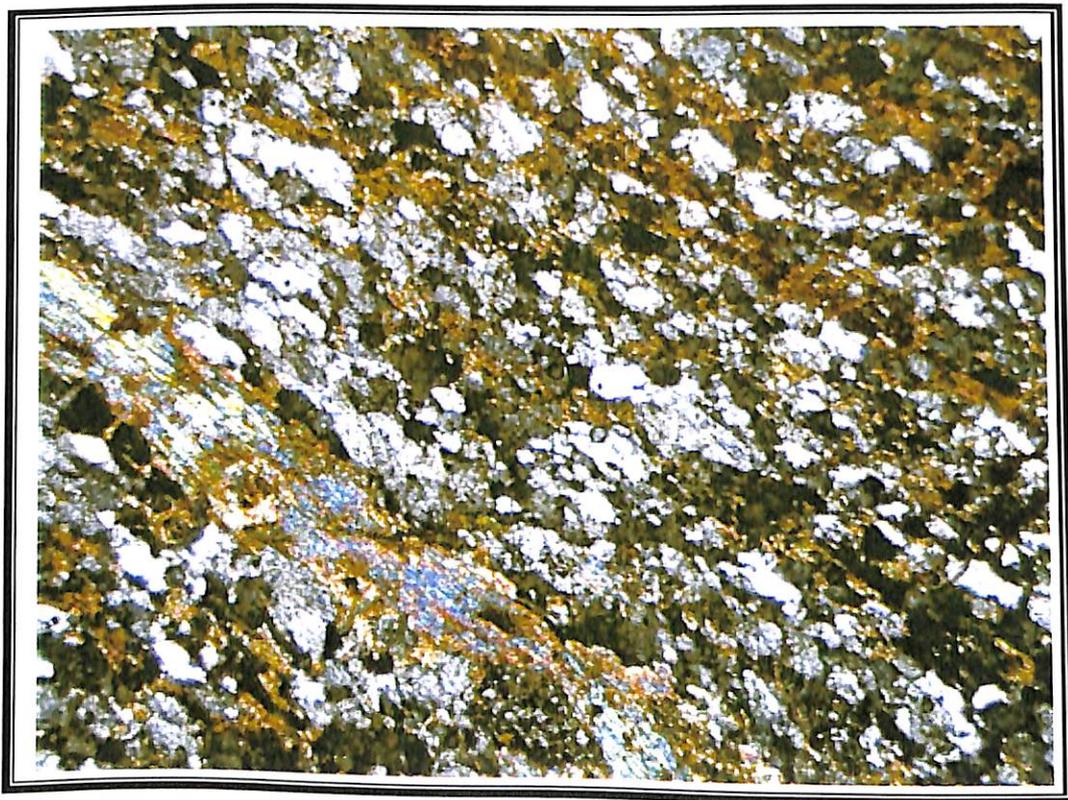


Figura 16. Aspecto microscópico de metarenito micáceo.

Em lâmina, os metaconglomerados ocorrem como rochas psamíticas, milonitizadas, com clastos de quartzo imersos numa matriz de mesma composição primária, além das fases secundárias muscovita/sericita. Em geral, os clastos de quartzo ocorrem totalmente recristalizados, na forma aglomerados centimétricos (1 a 4 cm) de quartzo (Fig. 17).

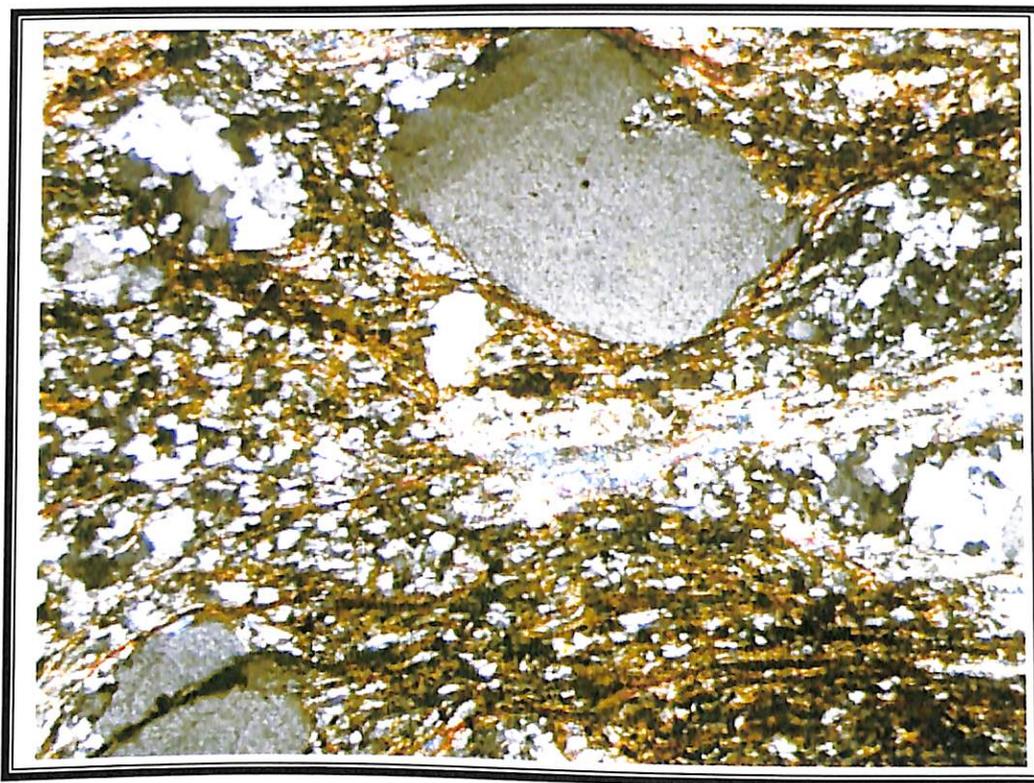


Figura 17. Porfiroclastos de quartzo em metaconglomerado.

3.6. Metapelito Carbonoso

Esta unidade é a que apresenta maior dificuldade de identificação em campo, devido a facilidade com que a mesma se altera em condições supergênicas.

Em campo, ocorre como um corpo alongado, com pouco mais de 30 m de espessura e direção geral E-W. A rocha apresenta granulação extremamente fina, cor cinza-escuro quando fresca, sendo constituída essencialmente por micas e

quartzo. Quando alterada, apresenta cor levemente esbranquiçada, muito similar a cor do metapelito alterado.

Em termos petrográficos, trata-se de uma rocha psamítica, foliada, constituída predominantemente por quartzo e muscovita. Devido a deformação, o quartzo ocorre muitas vezes como grãos recristalizados, por vezes alongados e apresentando extinção ondulante. A foliação é do tipo contínua e anastomosada, sendo marcada pelas paletas de muscovita e mais subordinadamente pelos minerais secundários, relacionados ao metamorfismos em facies xisto verde, clorita e biotita (Fig. 18).

Uma segunda foliação é observada nesta rocha, truncando a primeira num ângulo aproximado de 40°. Aparentemente, a segunda foliação observada, foi desenvolvida em resposta ao comportamento dos pequenos agregados de quartzo, frente ao esforços da deformação (Fig. 19).

Como fases acessórios são observados grãos anédricos a subeuédricos de opacos, assim como ripas de turmalina.

3.7. Granitóides

Ocorrem como dois corpos expressivos, isolados e alongados segundo direção N-S. O corpo menor apresenta extensão de pouco mais de 2 km e largura aproximada de 800 m, enquanto o outro corpo granitóide atinge 3,8 km de extensão por 2,3 km de largura.

Em campo, a unidade é representada por rochas com aspecto variando de tonalito a granodiorito, cor cinza-claro, cuja foliação é a mesma impressa na seqüência supracrustal.

A mineralogia deste granitóide é marcada por plagioclásio, feldspato, quartzo, hornblenda e biotita, que ressaltam a foliação da rocha. As placas de biotita, devido à sua maior competência frente a deformação acabam por formar estruturas do tipo S-C que indicam movimentação sinistral.

Nas bordas destas corpos, é observada uma variação mineralógica e textural, com aumento expressivo na abundância de minerais ferromagnesianos (anfibólios).



Figura 18. Metapelito carbonoso milonitizado



Figura 19. Foliações S_n e S_{n-1} em metapelito carbonoso.

Ambos os corpos de granitóides são anisotrópicos, apresentam desde porções não deformadas, até porções fortemente deformadas com aspecto de rochas ígneas xistificadas. Localmente, são observadas zonas de cisalhamento truncadas e que apresentam rotação dextral dos porfiroclastos (Fig. 20).

O fato de não ter sido observado qualquer tipo de xenólito nesses corpos, aliado as foliações obtidas nos mesmos, sugerem uma possível cogeneticidade com a seqüência supracrustal.

Toda a unidade é cortada por veios centimétricos a métricos de quartzo e pegmatito, que podem estar dispostos paralelos a foliação principal, como oblíquos (Fig. 21).

Em lâmina, os granitóides apresentam como principais fases minerais, quartzo, plagioclásio, ortoclásio, biotita e muscovita. De acordo com as descrições petrográficas realizadas, esses granitóides apresentam composição geral variando entre metagranito a metagranodiorito.

Nas porções classificadas como metagranodioríticas, foi observado aproximadamente 55 % de quartzo, 30% de plagioclásio, 8 % de feldspato potássico, 7 % de biotita e 3 % de acessórios (Fig. 22). Essas porções compreende rochas porfíricas de granulação media a localmente fina, com fenocristais de quartzo e plagioclásio. Tanto os grãos de quartzo que compõem a matriz, quanto os que ocorrem na forma de fenocristais apresentam como extinção ondulante e chegam a formar sub-grãos. Os grãos que compõem a matriz encontram-se totalmente recristalizados. Os grãos de plagioclásio variam desde anédricos a subeuédricos, com geminações do tipo albita e carlsbad, podendo ocorrer zonamento dos mesmos. Como mineral indicador da facies metamórfica, foi observado clorita substituindo os grãos de biotita, a partir das bordas. Óxidos e minerais opacos são as principais fases minerais acessórias.

Por outro lado, as porções metagraníticas, são rocha granoblásticas, foliadas, constituída por k-feldspato, plagioclásio, quartzo e subordinadamente biotita e muscovita. A foliação é incipiente, estando marcada pela biotita. Os quartzo e feldspatos apresentam feições de deformação, tais como extinção ondulante, geminações cunhadas e bandas de deformação. O processo de

sericitização parece estar restrito aos grãos de plagioclásio. Localmente ocorrem antipertitas, assim como grãos com textura mirmequítica. Nos grãos de biotita, a deformação resultou na formação de estruturas tipo mica-fish (Fig. 23). Apesar da forte deformação observada, não foi encontrado nenhum vestígio de metamorfismo, como o desenvolvimento de fases secundárias.

As descrições petrográficas, revelaram também que as porções mais máficas desses corpos, são classificadas como quartzo metadioritos. Em lâminas, essas rochas apresentam textura grano a nematoblástica, composta por plagioclásio, anfibólios, quartzo e feldspato potássico, principalmente (Fig. 24). Os grãos de quartzo que compõem a matriz encontram-se totalmente recristalizados, enquanto os que ocorrem na forma de fenocristais, são anédricos e apresentam extinção ondulante. O plagioclásio que perfaz a matriz, assim como os fenocristais, apresentam geminações do tipo albita, periclina e carlsbad. Devido a deformação, estas geminações encontram-se muitas vezes cunhadas. Como fases acessórias ocorrem opaco, óxidos de Fé e epidoto. O metamorfismo em facies anfibolito alto, promoveu o desenvolvimento de anfibólios (hornblenda e cummingtonita) ao redor dos grãos que compõem a matriz. A hornblenda apresenta-se em grãos subeuédricos, na forma de poiquiloblastos e porfiroblastos. Normalmente, a cummingtonita ocorre como grãos subeuédricos bordejando os grãos de hornblenda, ou como grãos isolados na matriz felsítica.



Figura 20. Foliações de cisalhamento distintas se interceptando.



Figura 21. Granitóide com composição granodiorítica, cortado por veio de quartzo.

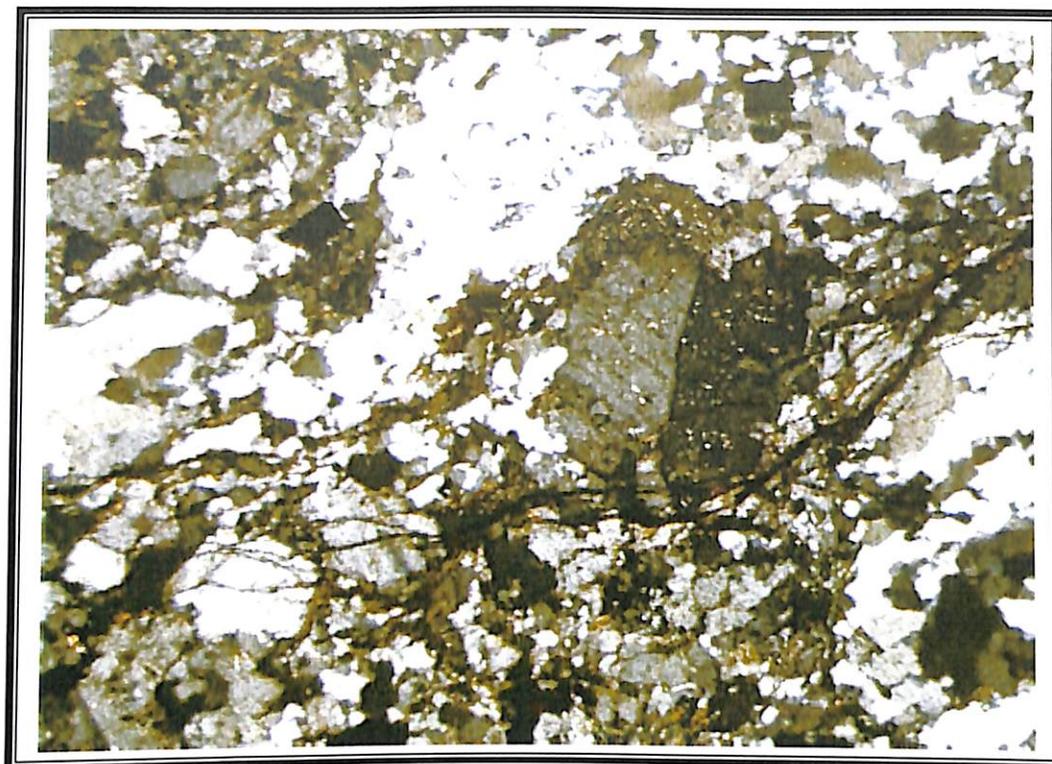


Figura 22. Fenocristal de albita com geminação do tipo polissintética imerso em matriz felsítica.

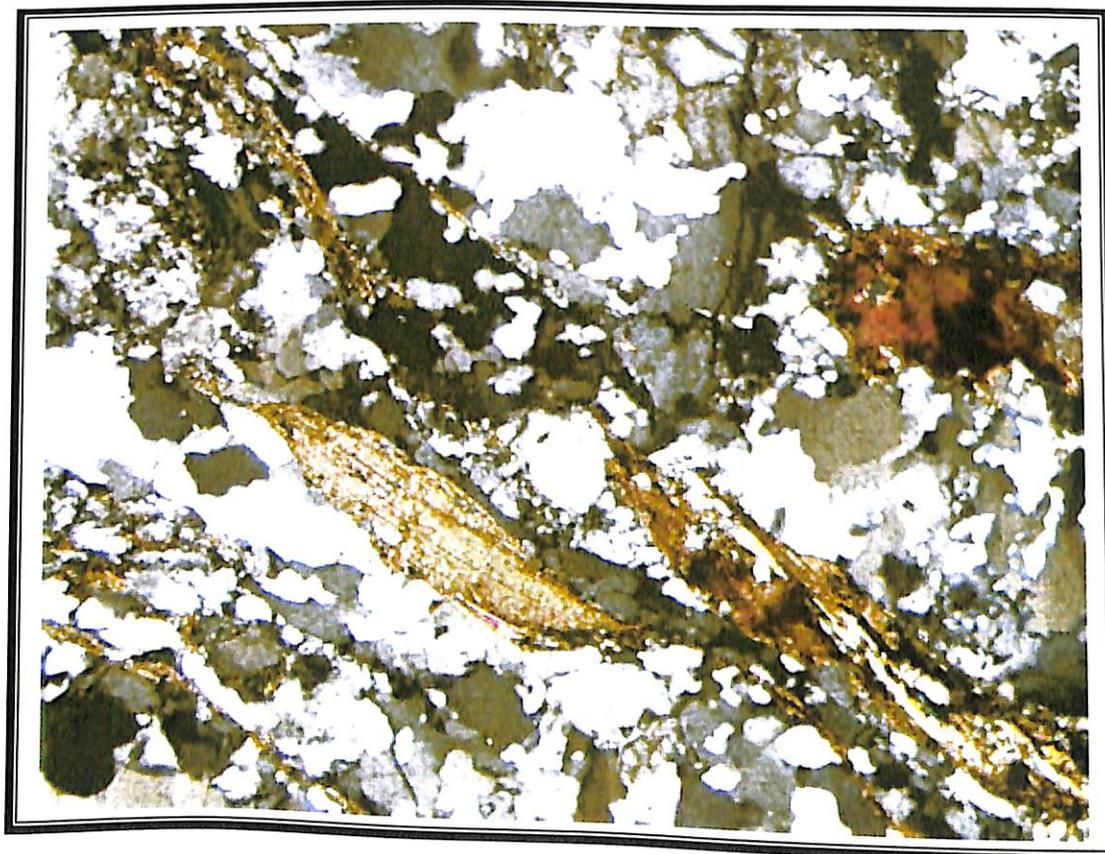


Figura 23. Granito deformado com formação de biotita tipo mica-fish.

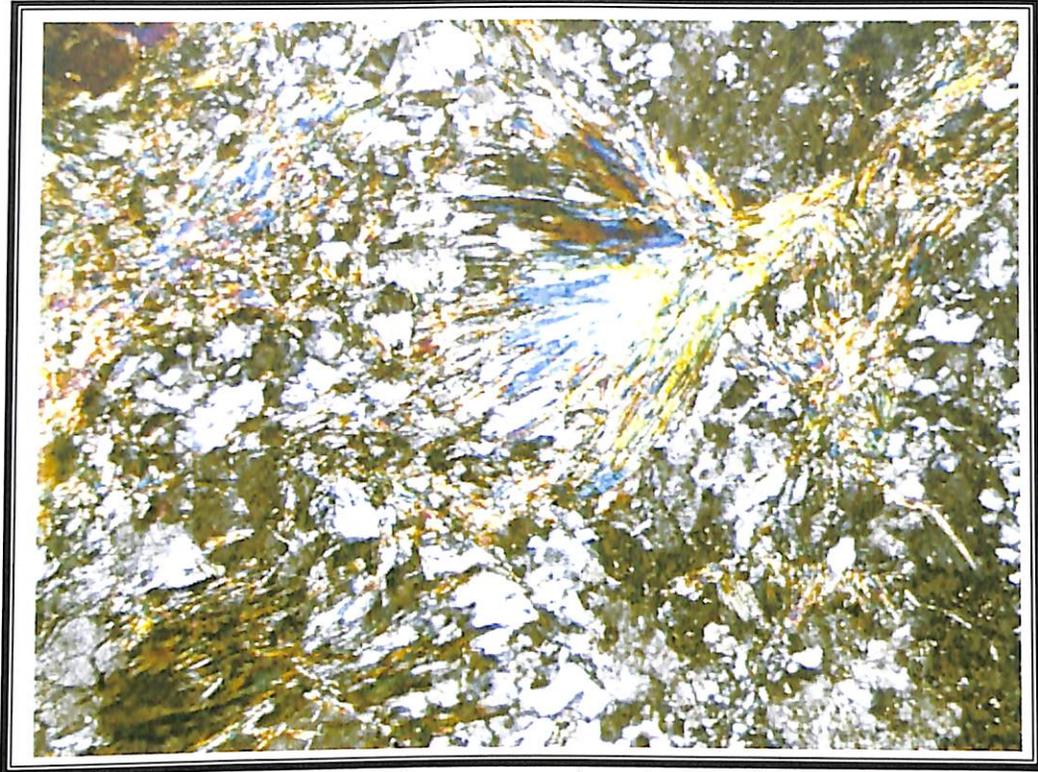


Figura 24. Hornblenda com crescimento acicular em metadiorito.

3.8. Descrição de furo de sondagem

Com base na descrição do furo de sondagem FB-1761, foi possível a observação das características macroscópicas de alguns dos litotipos presentes na área (Fig. 25). O furo está localizado na coordenada 741.055.702 e 492.638.938, cota da boca de 298.92 m, profundidade de 344 m e inclinação de + 61.19 °. Um desenho esquemático está representado na figura 26.

Intervalo (m)	Litologia	Descrição
0.0 a 7.52	Solo	Solo arenoso, cor bege gradando a marrom escuro, com fragmentos dispersos de veios de quartzo.
7.52 a 8.32	Saprólito	Fragmentos de rocha de difícil identificação, cortada por veios centimétricos (1 a 2 cm) de quartzo.
8.32 a 23.00	MPC	Rocha fanerítica, cor cinza-esverdeada, apresentando quantidade expressiva de grãos de quartzo angulares a subangulares com diâmetro variando de 2 a 5 mm. Toda a seqüência é cortada por veios de quartzo dobrados. Em algumas porções, observa-se alteração hidrotermal do tipo sulfetada.
23.00 a 101.40	MAD	Rocha fanerítica, cor cinza escuro a tons levemente esverdeados, granulação fina a média, composta predominantemente por plagioclásio, feldspato, quartzo e anfibólio. Até 30 m, a rocha encontra-se bastante fragmentada, apresentando alterações dos tipos carbonatação e sericitização. É comum ocorrerem grãos subédricos a anédricos de pirita e pirrotita bordejando vênulas de quartzo e carbonato. A partir de 33 m, é observada uma forte brechação preenchida principalmente por carbonatos, assim como vênulas de 2mm oblíquas a foliação preenchidas por pirita.

		<p>Em algumas porções é comum a presença de grãos de pirrotita bastante estirados. De 42 a 46 m, a sulfetação passa a ser dispersa e a pirita passa a ser o mineral predominante dentre os sulfetos. Em 48.5 m, grande quantidade de pirita associada a vênulas de quartzo e carbonato. Em 57 m, novamente forte brechação, com clastos de rochas de granulação maior. Em 67 m são observados pequenos agregados de calcopirita maciça, associados a grãos euédricos a subédricos de pirita. De 72.62 a 76.50, ocorre brechação marcada por faixas que variam de 3 a 10 cm de espessura, onde se observa pirita intrafolial.</p> <p>De 88 a 89.70 m, forte sulfetação, associada a veios de carbonato que atingem até 4 cm de espessura.</p>
101.40 a 102.30	MPC	Rocha afanítica, cor cinza-escuro, cortada por veios de concordantes ou não a foliação.
102.30 a 113.5	MPV	Rocha afanítica, cor cinza-claro a levemente esverdeado, contendo sulfetos na forma de veios e disseminado.
113.5 a 116.75	MAD	Como feição marcante, é observada uma forte sericitização, que marcam os planos da foliação.
116.75 a 117.75	MPC	Rocha extremamente fragmentada, com grande quantidade de veios centimétricos de quartzo e carbonato.
117.75 a 344	MAD	Rocha com porções similares ao quartzo-feldspato pórfiro cisalhado. Em 132.45 m, ocorre brechação associada a veios de carbonato perpendiculares a foliação. Como alterações hidrotermais mais comuns, são observadas a sericitização e carbonatação. Sulfetos são pouco abundantes e ocorrem como grãos

	<p>anédricos dispersos. São observadas manchas esbranquiçadas à levemente rosadas, bastante alteradas, que podem ser de feldspato. Localmente são observados veios de quartzo e carbonato com padrão cruzado. Em 234 m a 245.2 ocorre grãos de mineral escuro, muito similar ao encontrado em campo no domínio vulcanoclástico e por vezes no quartzo-feldpsto pórfiro cisalhado. De 278 m a 280, rocha bastante fragmentada. De 280 a 344 m, rocha homogênea, sem nenhuma feição ou estrutura diferente.</p>
--	---

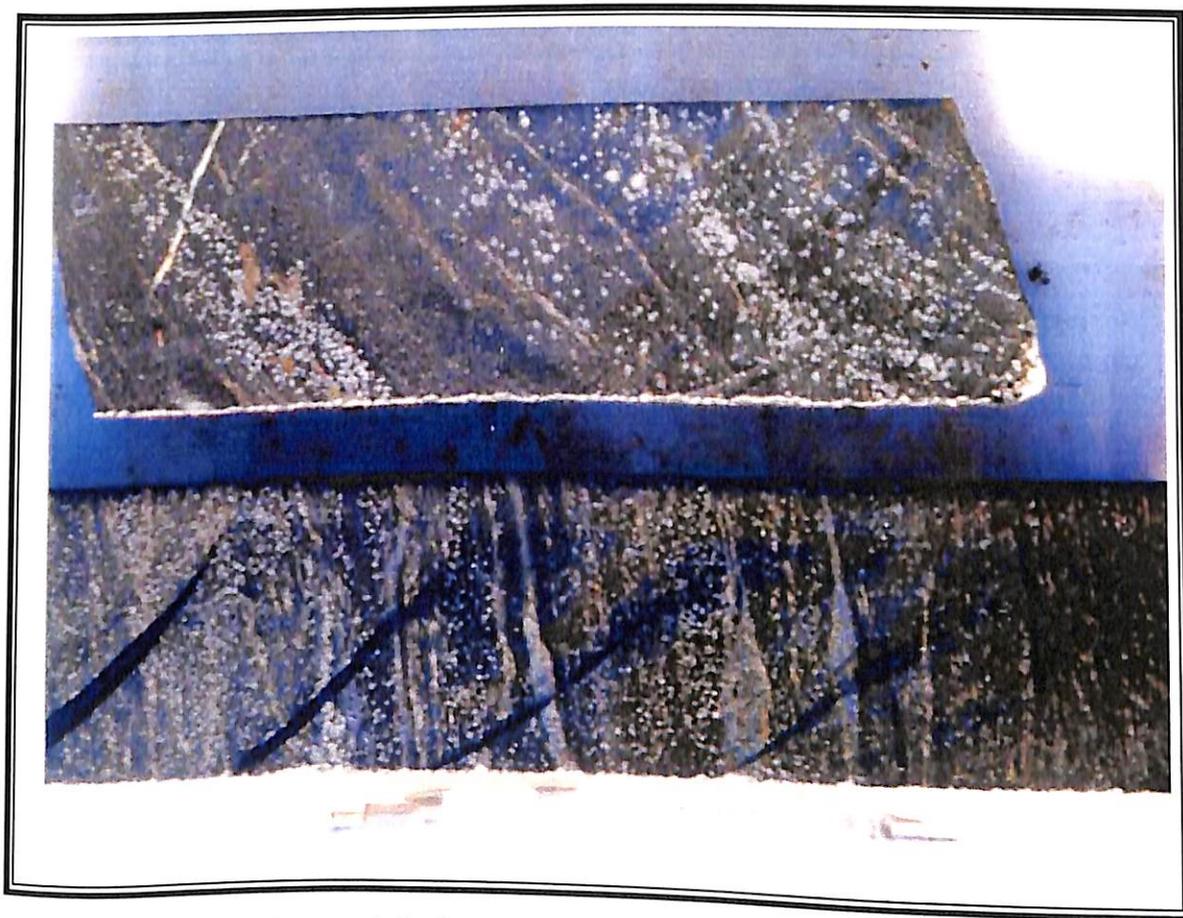


Figura 25. Aspecto geral do furo de sondagem

LEGENDA DAS SIGLAS

MPC- Metapelito Carbonoso

MAD- Rochas de composição intermediária a félsica (Dacito, Andesito) com Quartzo-feldspato
Pórfiro associado

MPV- Metapelito

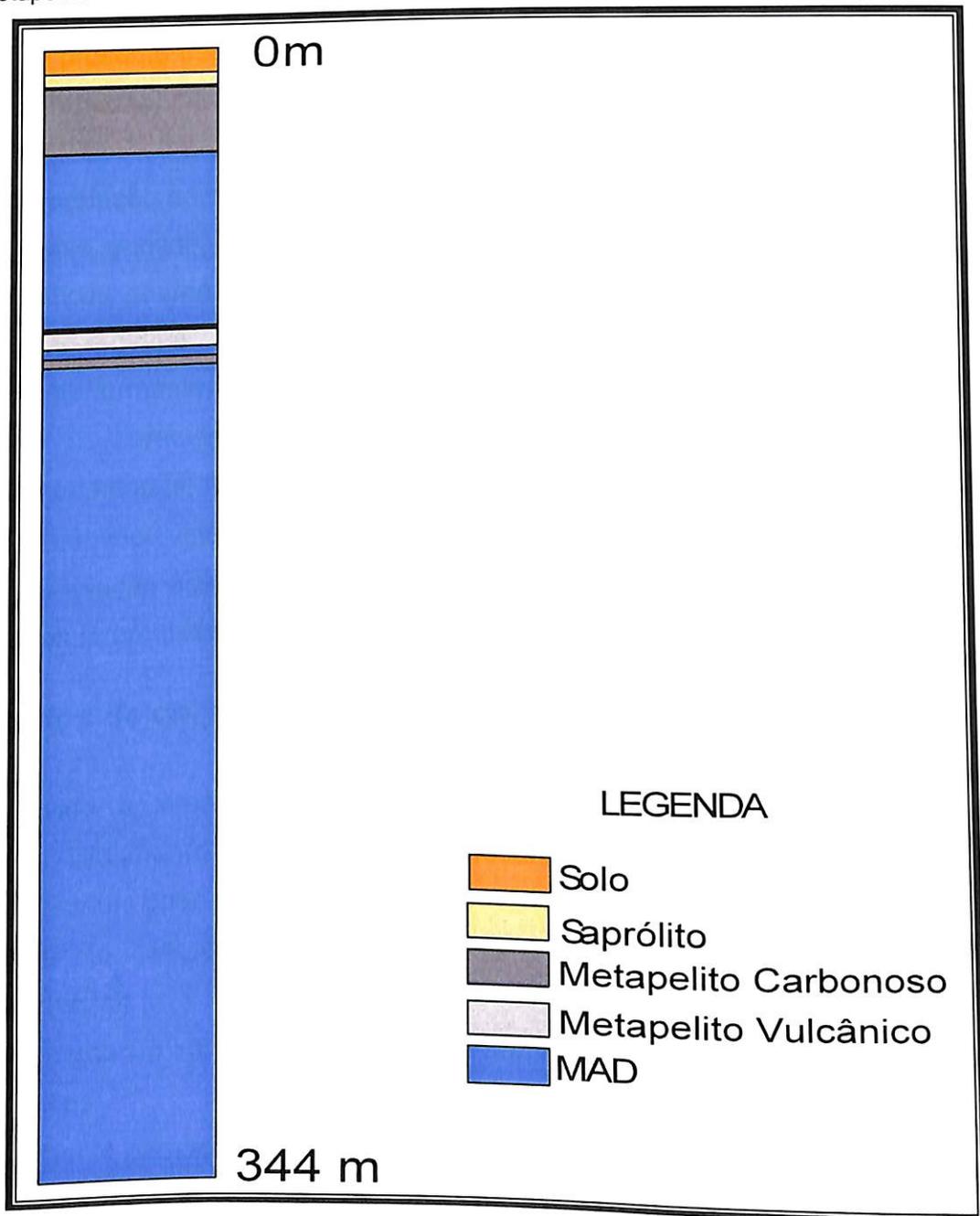


Figura 26. Desenho esquemático de furo de sondagem.

4. Geologia Estrutural

4.1. Introdução

Nesta capítulo serão apresentados os dados estruturais em escala macro, meso e microscópica observados na área de estudo. A análise estrutural dos elementos mesoscópicos teve como base as informações extraídas, durante o trabalho de mapeamento na escala 1:10000.

No presente trabalho, as feições planares e lineares observadas em campo, foram agrupadas de acordo com a uniformidade nas atitudes dos elementos estruturais, ou através de sua variação num padrão regular que possibilitasse uma interpretação do conjunto de dados.

Nesse sentido, as estruturas foram agrupadas de acordo com as suas características geométricas, e posteriormente associadas a um dos evento de deformação regional.

Posteriormente, lâminas delgadas foram confeccionadas, com o intuito de descrever as características petrográficas dos litotipos. Um número menor de amostras orientadas, foram utilizadas no intuito de elucidar questões inerentes ao padrão cinemático vigente.

Em relação aos elementos geométricos, isto é feições planares e lineares, os mesmos foram tratados em microcomputador pelo programa Estereo Net.

4.2. Dados de campo

Devido a intensa deformação impressa às rochas, a identificação de estruturas nitidamente primária é de difícil reconhecimento. Contudo, em algumas porções restritas pode-se observar:

- i) bandamento composicional milimétrico (1-3 mm) de rochas de composição similar a dacitos.
- ii) acamamento So impresso em rochas do domínio sedimentar, como metapelitos e metarenitos.
- iii) bandamento composicional em rochas do domínio sedimentar ou alternância de camadas com diferentes granulometrias.

Durante o trabalho de campo, foram identificados 3 *fabrics* metamórficos distintos, relacionados aos eventos deformaçõais D1 e D2 descritos na literatura por Alves da Silva.

O primeiro *fabric* metamórfico, denominado de Sn-1, representa uma foliação do tipo xistosidade, paralela ao acamamento ígneo/sedimentar S₁. Em campo, esta estrutura apresenta disposição irregular (Fig. 27), dada pela imposição de estruturas mais novas, configurando assim em um padrão de dobramentos, com eixo para SE e mergulhos predominantemente baixos (2° - 45°). De forma geral, apesar de ser uma estrutura pervasiva, a mesma é melhor observada em rochas do domínio sedimentar, como metapelitos e metarenitos.

O segundo *fabric* metamórfico é caracterizado por uma foliação plano-axial, aqui denominada de Sn, que apresenta direção geral NE com mergulhos sub-verticais predominantemente para NW (Fig. 28). Esta estrutura, porém, apresenta maior predomínio na porção oeste da área mapeada. Esta orientação preferencial, relaciona-se diretamente com as deformações plásticas atuantes na região, já que a mesma tende a ser paralela ao plano axial das dobras. Ou seja, tende a ser perpendicular ao eixo a de máxima deformação e a lineação se presente, será paralela as charneiras das dobras que se formaram sob o mesmo esforço metamórfico.

A terceira estrutura planar, Sn+1, também é caracterizada por uma foliação plano axial, porém, com direção preferencial para NW e mergulhos fortes (48° - 90°) para SW (Fig. 29). De acordo com a idéia proposta neste trabalho, a nucleação desta estrutura é atribuída ao *emplacement* do corpo granitóide de Araci.

De acordo com o perfil regional (Fig. 30), é verificado um incremento deformaçõal a medida que nos aproximamos do domo granitóide citado (fora da área de estudo). Este fato é confirmado, na porção NE da área mapeada, onde o metabasalto encontra-se totalmente transposto pela foliação Sn+1.

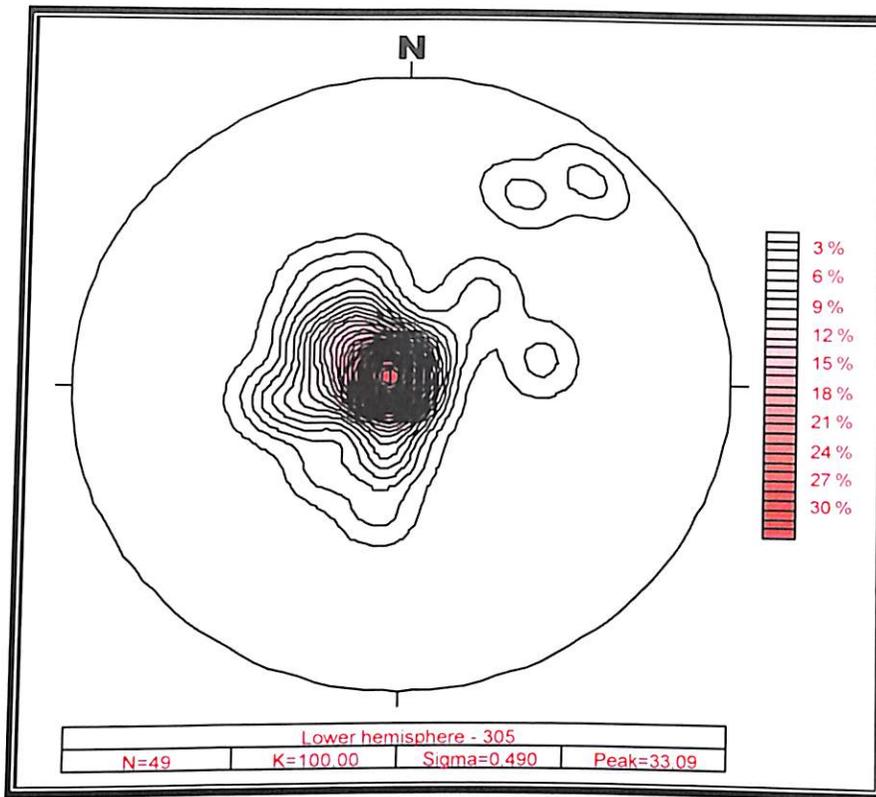


Figura 27. Diagrama de pólos da foliação Sn-1.

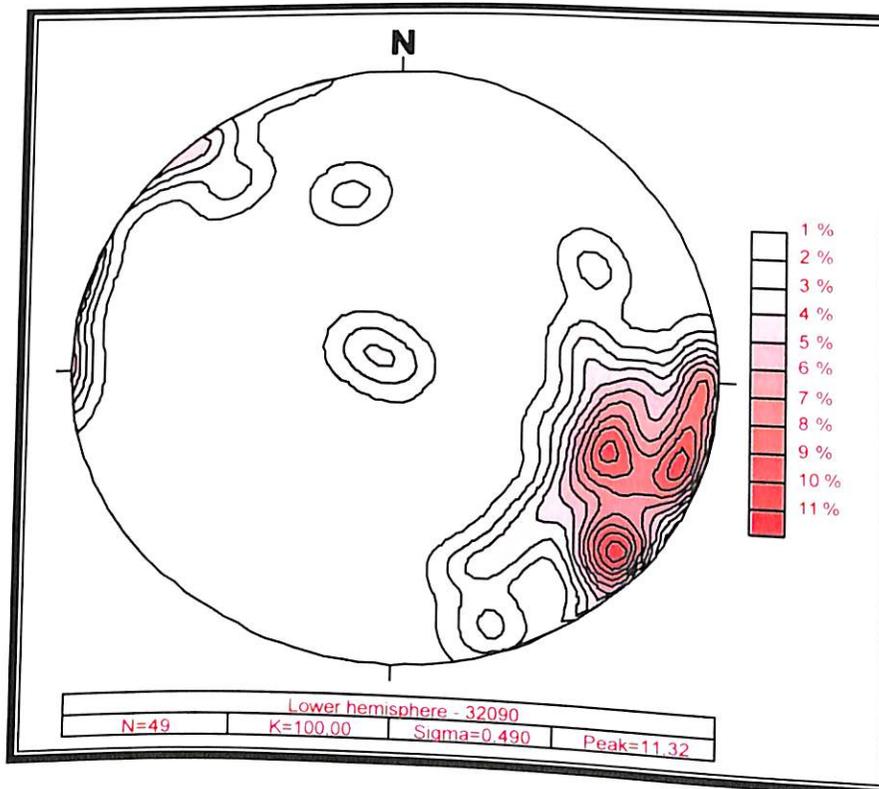


Figura 28. Diagrama de pólos da foliação Sn.

Deve ser lembrado, que O processo de transposição não se limita ao acamamento; qualquer foliação pode ser transposta numa fase de deformação subsequente (Williams, 1983).

Nem sempre é fácil reconhecer transposição, pois é necessário identificar charneiras reliquias de dobras. Os processos de transposição tendem a alongar os flancos até sua obliteração, porém as charneiras muitas vezes são preservadas, principalmente quando há contraste de competência entre os níveis dobrados (Almeida, 1987).

A identificação de superposições estruturais permite ampliar ou restringir os agrupamentos de estruturas, no sentido de identificar gerações sucessivas.

Para se fazer correlações entre foliações e metamorfismo, é insuficiente demonstrar que uma foliação é definida por uma certa assembléia metamórfica (Williams, 1985). É necessário dispor de evidências mais concretas, que possam situar no tempo o aparecimento da foliação e dos minerais metamórficos.

Com base nestas informações, todos os elementos estruturais citados acima, tiveram seu desenvolvimento atribuído a um dos eventos de deformação regional.

De acordo com a literatura (Alves da Silva, 1997), a foliação aqui denominada de Sn-1, está relacionada ao evento deformacional D1. Segundo esse mesmo autor, este evento deformacional foi responsável por foliações de baixo ângulo com direção geral E-W a NW-SE, além de uma lineação subhorizontal marcada por agregados de micas. Associado a esse evento, são observadas zonas de cisalhamento com movimentação dextral e sinextral.

As foliações denominadas de Sn e Sn+1 estão relacionadas ao evento D2, que foi responsável pelo desenvolvimento de lineações de estiramento subhorizontal e ZC com movimentação sinextral ao longo dos *trends* N-S dos planos de foliação sub-vertical.

De acordo com a figura 31, a feição linear observada está relacionada a foliação Sn+1. Em campo, esta feição é caracterizada por uma lineação de estiramento sub-horizontal, ao longo do plano de foliação (NW), sendo marcada pelos minerais quartzo e biotita/clorita.

Ambas foliações, apresentam como assembléia mineral, quartzo, biotita, muscovita, clorita e mais raramente granada, andalusita e sillimanita (Alves da Silva, 1997).

Estes minerais definem condições de fácies xisto verde/anfibolito de alto grau.

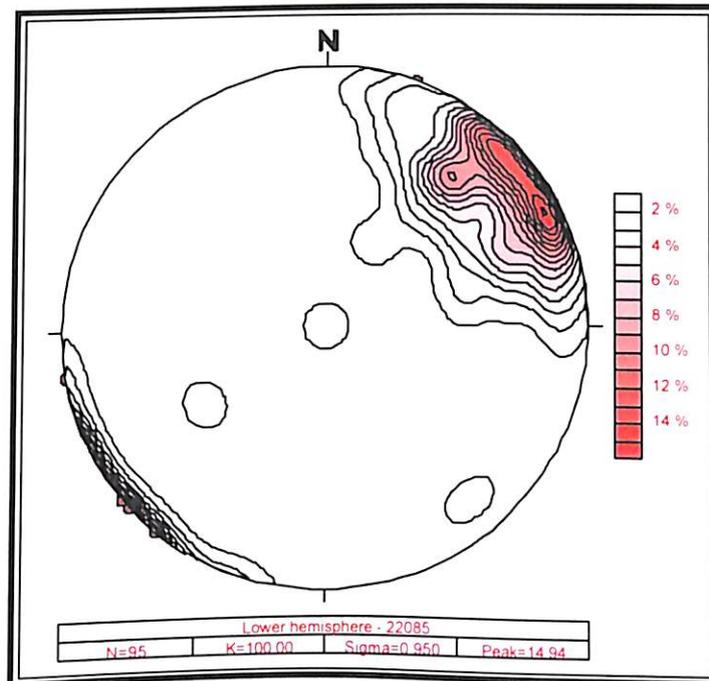


Figura 29. Diagrama de pólos da foliação S_{n+1} .

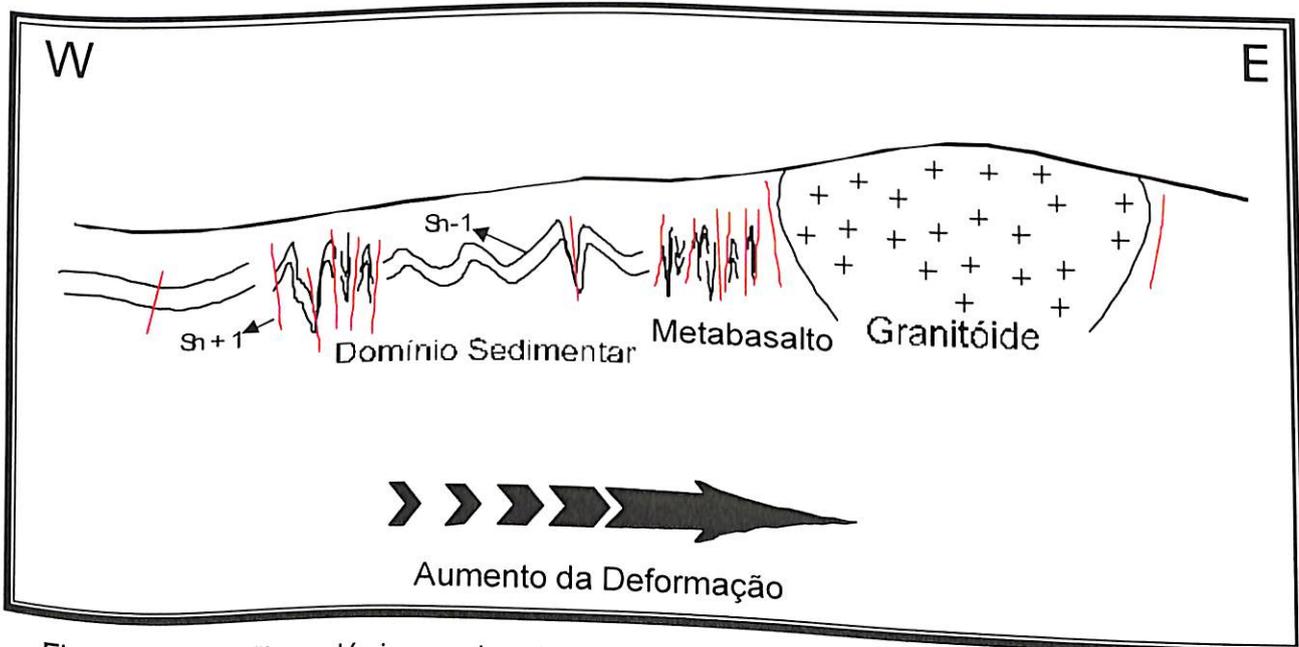


Figura 30. Perfil geológico regional, mostrando a relação entre as foliações S_{n-1} e S_{n+1} .

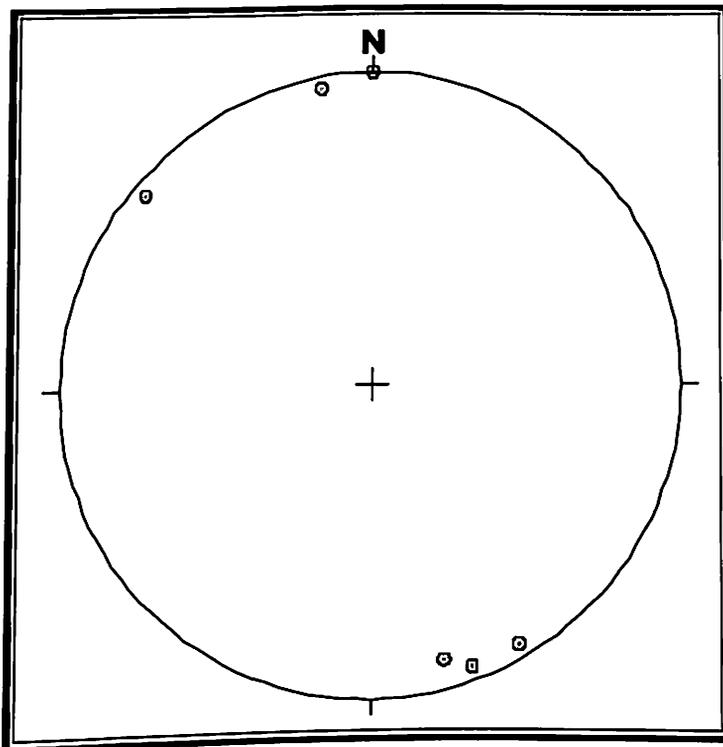


Figura 31. Diagrama de lineações associadas a foliação $S_n + 1$.

Em quase todos os domínios definidos, é possível a observação de feições macroscópicas e indicadores cinemáticos relacionados aos eventos deformacionais.

Na porção oeste do domínio dos metabasaltos (Ponto QUE_PB 235), os indicadores cinemáticos observados mostram, quase sempre, sentido sinistral de movimentação (Fig. 32). Dentre os mesmos, podem ser citados porfiroclastos rotacionados, bem como, fraturas em *echelon*. Neste mesmo afloramento, podem ser observadas dobras em diferentes padrões.

Por outro lado, na porção central este mesmo domínio apresenta movimentação dextral, marcado por dobras do tipo Z.

No caso dos corpos de granitóides, as porções mais félsicas tendem a apresentar porções deformadas e porções preservadas. Nas porções deformadas é possível observar, como no Ponto QUE_PB 87 o truncamento de duas foliações de cisalhamento com direções NE e NW.

No domínio sedimentar, os metapelitos apresentam porfiroclastos de quartzo e granada, porém não foi possível definir o sentido de movimentação. Na figura 33, é clara a relação entre as estruturas $S_n - 1$ e S_n (Fig. 32). No ponto

QUE_PB 136 ocorrem *boudins* de quartzo que indicam direção NE de estiramento (Fig. 34).

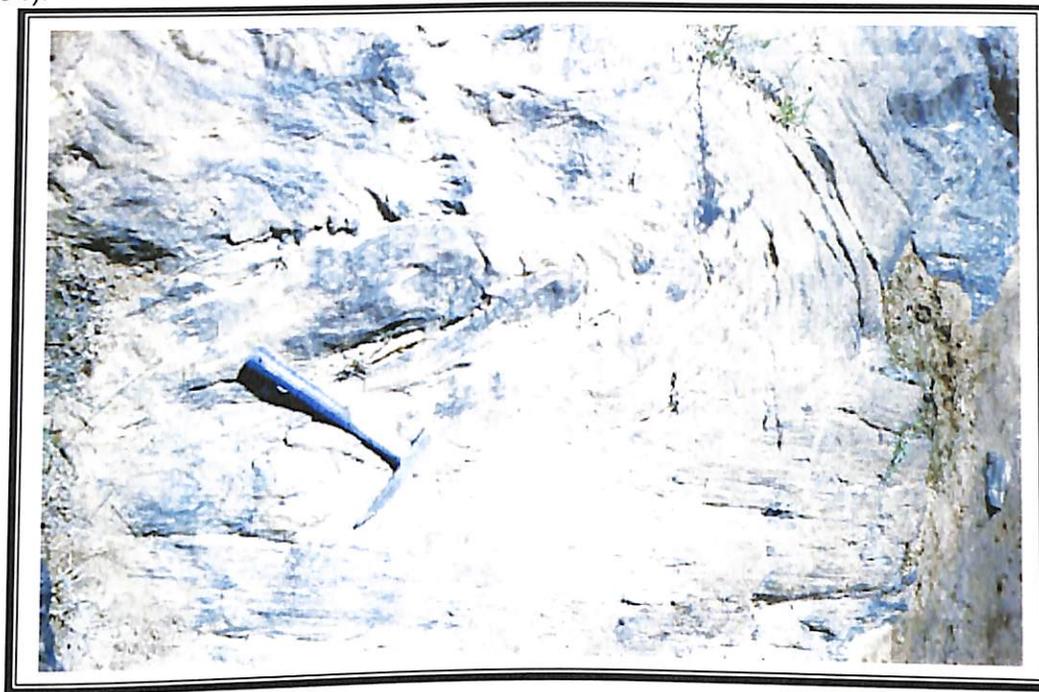


Figura 32. Metabasalto dobrado indicando movimentação sinistral.



Figura 33. Disposição e relação entre as foliações S_{n-1} e S_n .

Veios de quartzo sigmoidais rompidos com direção aproximada NE, ocorrem dentro das rochas denominadas de quartzo-feldspato pórfiro.



Figura 34. Boudin de quartzo com direção de estiramento NE.

Em escala microscópica, os principais indicadores cinemáticos são bandas SC e porfiroclastos rotacionados, indicando movimentação sinistral. Raramente foram observados indicadores com movimentação dextral.

Em termos de deformação, são observados vários indícios dos diferentes graus ao quais os litotipos foram submetidos. Como principais indícios, podem ser citadas geminações cunhadas nos grãos de feldspatos, recristalização de grãos de quartzo e subordinadamente plagioclásio, extinção ondulante, grãos com facetas poligonais. Alguns grãos de hornblenda apresentam deformação do tipo *slip on* (Fig. 35).

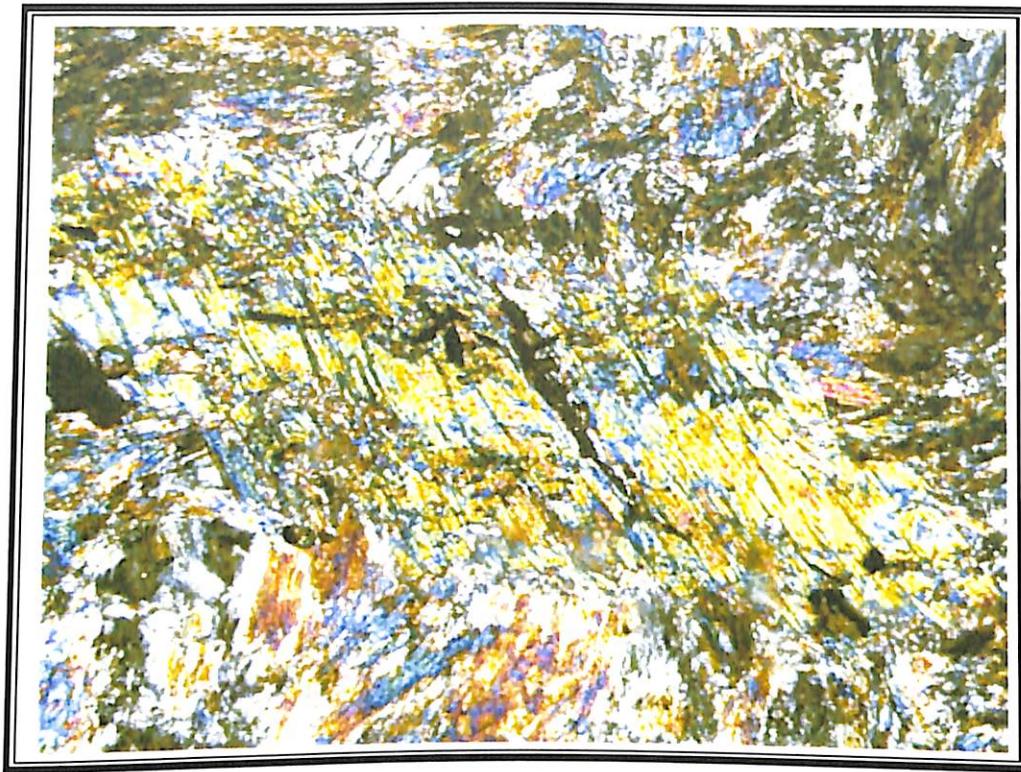


Figura 35. Grão de hornblenda com deformação tipo *slip on*.

5. Dados Aerogeofísicos

5.1. Geral

5.1.1. Introdução

Os métodos geofísicos aéreos são utilizados para a obtenção de informações sobre a subsuperfície terrestre de modo indireto. Para tanto, são realizadas medições de entidades físicas que tem a propriedade de atravessar a matéria, tais como campo térmico, gravitacional ou magnético.

A partir dessas medições e de uma sólida teoria relacionando tais medições com a distribuição da propriedade física em questão, pode-se obter uma imagem aproximada da distribuição da propriedade física na subsuperfície através dessas medições.

Assim, a magnetometria consegue mapear a distribuição de minerais magnéticos na crosta da terra, que são representados principalmente por magnetita, e secundariamente por titanomagnetita, titanohematita, maghemita e pirrotita (Grant, 1985).

Por outro lado, a gamaespectrometria têm sido utilizada como apoio ao mapeamento geológico regional. Nos últimos anos, com a introdução de levantamentos de alta resolução e a transformação das contagens por segundo em concentrações de K(%) eU e eTh em ppm, tem sido possível a geração de informações importantes com as medições realizadas.

5.1.2. Objetivos

Neste trabalho, a magnetometria teve como objetivo a detecção de anomalias magnéticas, que são obtidas através da medição dos componentes do campo magnético terrestre, a fim de auxiliar na determinação de feições e domínios estruturais presentes no Alvo Queimadinhos. A Gamaespectrometria foi utilizada para a delimitação de contatos que não puderam ser observadas em campo devido a escassez de rochas *in situ*, ou mesmo solos com características físicas similares, porém resultantes de rochas distintas.

5.1.3. Aplicações

A magnetometria pode auxiliar o mapeamento geológico, levando à delimitação de rochas com diferentes conteúdos de minerais magnéticos, como por exemplo, a presença de rochas intrusivas básicas ou ultrabásicas ricas em magnetita cortando sedimentos, que contém pouquíssimos minerais magnéticos. Além disso, a mesma também é utilizada na:

- i) identificação de sistemas de falhas, fraturas e zonas de cisalhamento.
- ii) reconhecimento de áreas com alteração hidrotermal de baixa temperatura.
- iii) Identificação de formações ferríferas.
- iv) Identificação de corpos intrusivos félsicos que apresentem halos de magnetita.
- v) Detecção e delineamento de corpos de minério associado a magnetita.

Uma das principais aplicações da gamaespectrometria aérea, é a de possibilitar a identificação de áreas alteradas hidrotermalmente, e como conseqüência auxiliar nos trabalhos exploratórios para ouro, prata e metais base (Cu-Pb-Zn). Esse método também é usado principalmente para a delimitação de contatos litológicos, e localização de materiais radioativos na superfície.

5.1.4. Fonte

Os levantamentos geofísicos aéreos fazem parte do Projeto Levantamentos Aéreos Magnetométricos e Gamaespectrométricos nas Áreas Santa Luz - Bloco I e Bloco II (BA), executados em 1992 pela Prospec S.A para a Rio Doce Geologia e Mineração S. A – DOCEGEO. O *datum* utilizado foi o SAD-69 e projeção UTM Leste e Norte MC 39°W.

5.2. Tratamento de Dados Aerogeofísicos

Inicialmente, foi necessária a realização de um *merging* com os dados aerogeofísicos, visto que a área de estudo localiza-se na interface entre dois levantamentos distintos.

Os levantamentos aerogeofísicos apresentam malhas com direção E-W e N-S, espaçamento entre linhas de 250 m e medidas a cada 12,5 m para magnetometria e de 65 m para gamaespectrometria (Fig.36).

Para a geração da malha regular foi utilizado o método de interpolação mínima curvatura, através do *software Oasis Montaj*. Foram testados espaçamentos variáveis de 1/2, 1/4 e 1/8 da distância das linhas de vôo, com o intuito de escolher-se o espaçamento ideal para a malha regular. O espaçamento adotado foi de 1/4 (aproximadamente 65 m) por definir melhor as anomalias magnéticas.

5.3. Dados Aeromagnéticos

O mapa de campo total (componente do campo anômalo na direção do campo indutor total da Terra) foi gerado. Foram testados sombreamentos com valores de inclinação e declinação variados, a fim de se gerar uma imagem com melhor visualização.

Do mapa de sinal analítico foram individualizadas as anomalias magnéticas positivas e negativas, bem como extraídos lineamentos magnéticos.

A partir do mapa de campo total e sinal analítico foram construídos perfis, com o intuito de correlacionar as assinaturas aeromagnéticas com os litotipos e feições estruturais presentes na área. Um dos perfis foi traçado oblíquo as estruturas principais, apresentando direção NE, enquanto o segundo perfil com direção geral NW é perpendicular a foliação Sn-1.

5.4. Dados Gamaespectrométricos

A partir dos mapas de contagem total, urânio, tório e potássio foram construídos perfis, com o intuito de correlacionar as anomalias gamaespectrométricas aos diferentes litotipos existentes na área.

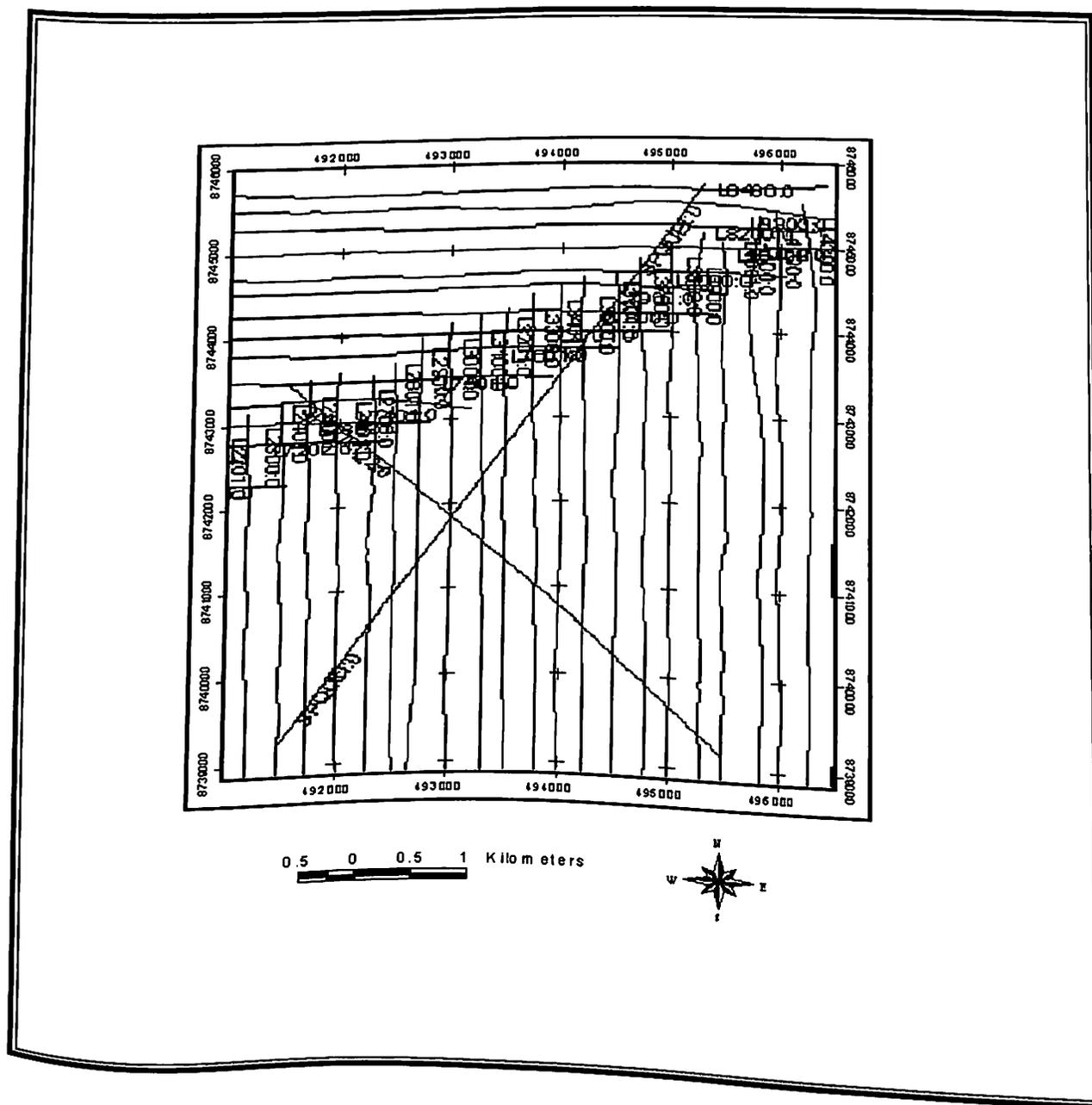


Figura 36. Distribuição das linhas de vôo do Projeto Levantamentos Aéreos Magnetométricos e Gamaespectrométricos nas Áreas Santa Luz- Bloco I e Bloco II (BA).

5.5. Significado Geológico das Feições Aeromagnéticas

5.5.1. Introdução

De forma geral, foi realizada uma tentativa de correlação entre as feições magnéticas (anomalias e lineamentos) com o arcabouço estrutural geológico do Alvo Queimadinhos. A correlação espacial entre feições geológicas e geofísicas foi facilitada pela construção de uma base de dados georeferenciada, configurada em um Sistema de Informações Geográficas (ArcView), proporcionando maior precisão na correlação de dados.

5.5.2. Mapa de Campo Magnético Total

O mapa aeromagnético de campo total do Alvo Queimadinhos mostra claramente dois domínios magnéticos distintos, que podem ser denominados de D1 e D2 (Fig. 37). O primeiro domínio está localizado na porção central do mapa, sendo caracterizado por baixos valores de magnetização. O segundo domínio abrange as porções inferior e superior do mapa, e são marcados pelo predomínio e altos valores de magnetização. Os limites entre esses dois domínios faz-se de forma abrupta em toda a extensão do mapa.

O domínio D1 é caracterizado por valores intermediários a baixos de magnetização.

No domínio D2, ocorrem duas fortes anomalias marcadas por altos valores de magnetização. A primeira está localizada na porção noroeste do mapa, sendo uma anomalia com forma arredondada e com aproximadamente 2 Km de diâmetro. A segunda, situada na porção sudeste, apresenta extensão aproximada de 3,2 Km e 1 Km de largura. A superposição de litologias da área com esta segunda anomalia magnética observada, demonstra uma associação da anomalia com rochas de composição intermediária a máfica, no caso, uma variação composicional entre metandesitos e metabasaltos.

Neste mapa, podem ser individualizados duas classes de lineamentos magnéticos, denominados L1 e L2. Os denominados L1 são concordantes com a

491000

496500

8746000

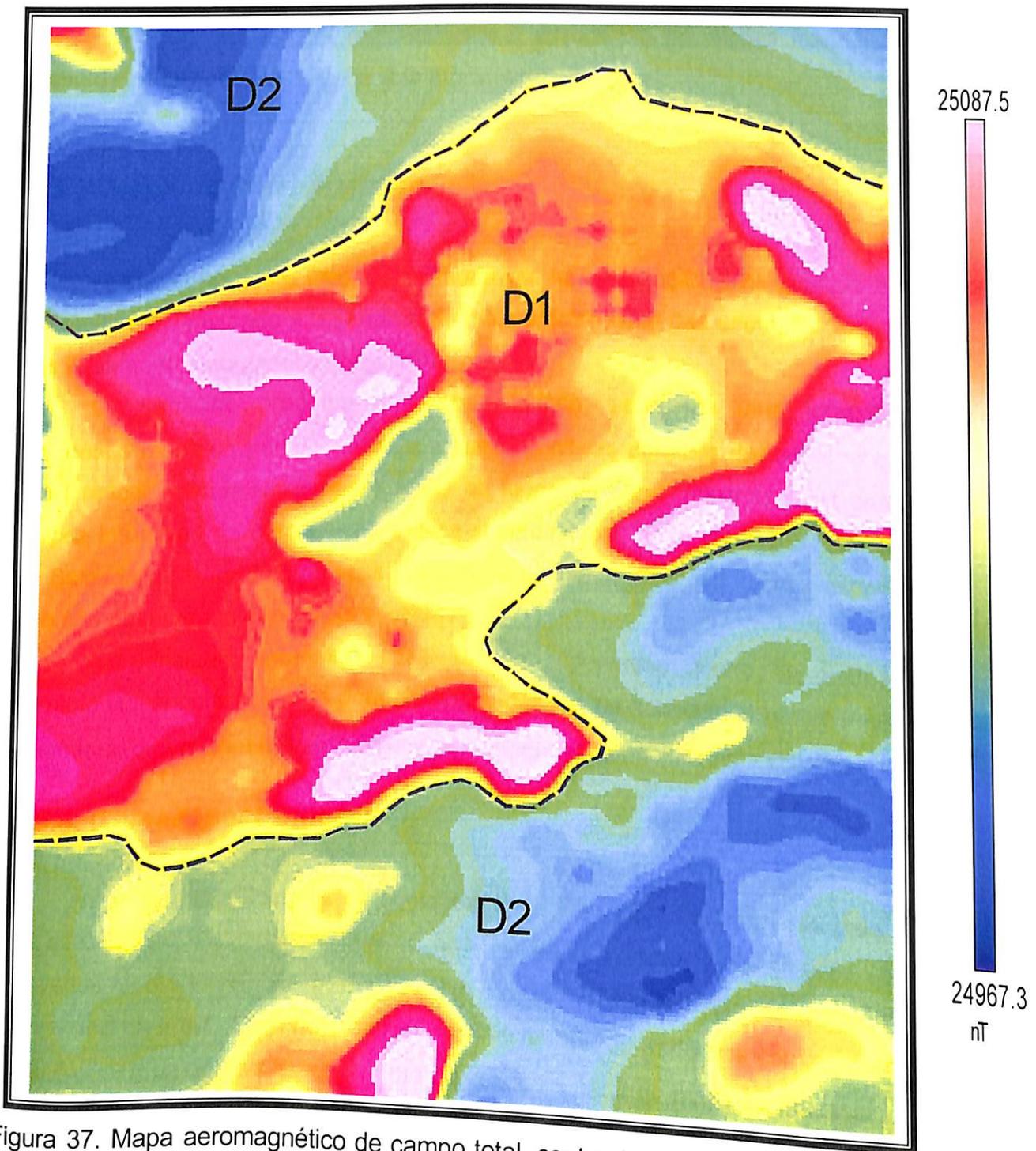


Figura 37. Mapa aeromagnético de campo total, contendo os domínios magnéticos D1 e D2.

estruturação de direção NW, representados em campo pela foliação S_{n+1} e por estruturas de natureza frágil.

Os lineamentos magnéticos L2 são caracterizados por pequenas anomalias alinhadas com direções NE e E-W, direção esta coincidente com a foliação S_{n-1} .

A figura 38, mostra regionalmente a associação de feições magnéticas atribuídas a foliação S_{n-1} , verificada em campo.

5.5.3. Mapa de Sinal Analítico

A aplicação deste filtro causa mudança na localização e na simetria das anomalias, favorecendo a determinação mais precisa tanto das anomalias, quanto dos lineamentos magnéticos (Fig. 39).

O granitóide presente no Alvo estudado, apresenta uma assinatura magnética marcada por pequenas anomalias positivas pontuais dispersas, o que deve refletir mudanças composicionais ao longo do corpo principal, bem como corpos intrusivos de composição máfica subordinados, como verificado no domo de Salgadália. Para o corpo mais alongado e de menor extensão deste granitóide, não são observadas anomalias positivas.

As principais anomalias positivas são observadas dentro do chamado domínio vulcanoclástico e do domínio dos andesitos, caracterizadas por anomalias contínuas, provavelmente atribuídas a bandamentos composicionais distintos.

5.5.4. Gamaespectrometria

A análise das imagens de contagem total (Fig. 40) e de anomalias para K, Th e K (Figs. 41) mostram que no alvo estudado ocorrem duas porções com elevados teores em K, que coincidem com a localização dos corpos de granitóides presentes na área. Com base nessa informação grande parte dos contatos entre granitóides e os demais litotipos foram traçados a partir do mapa de potássio.

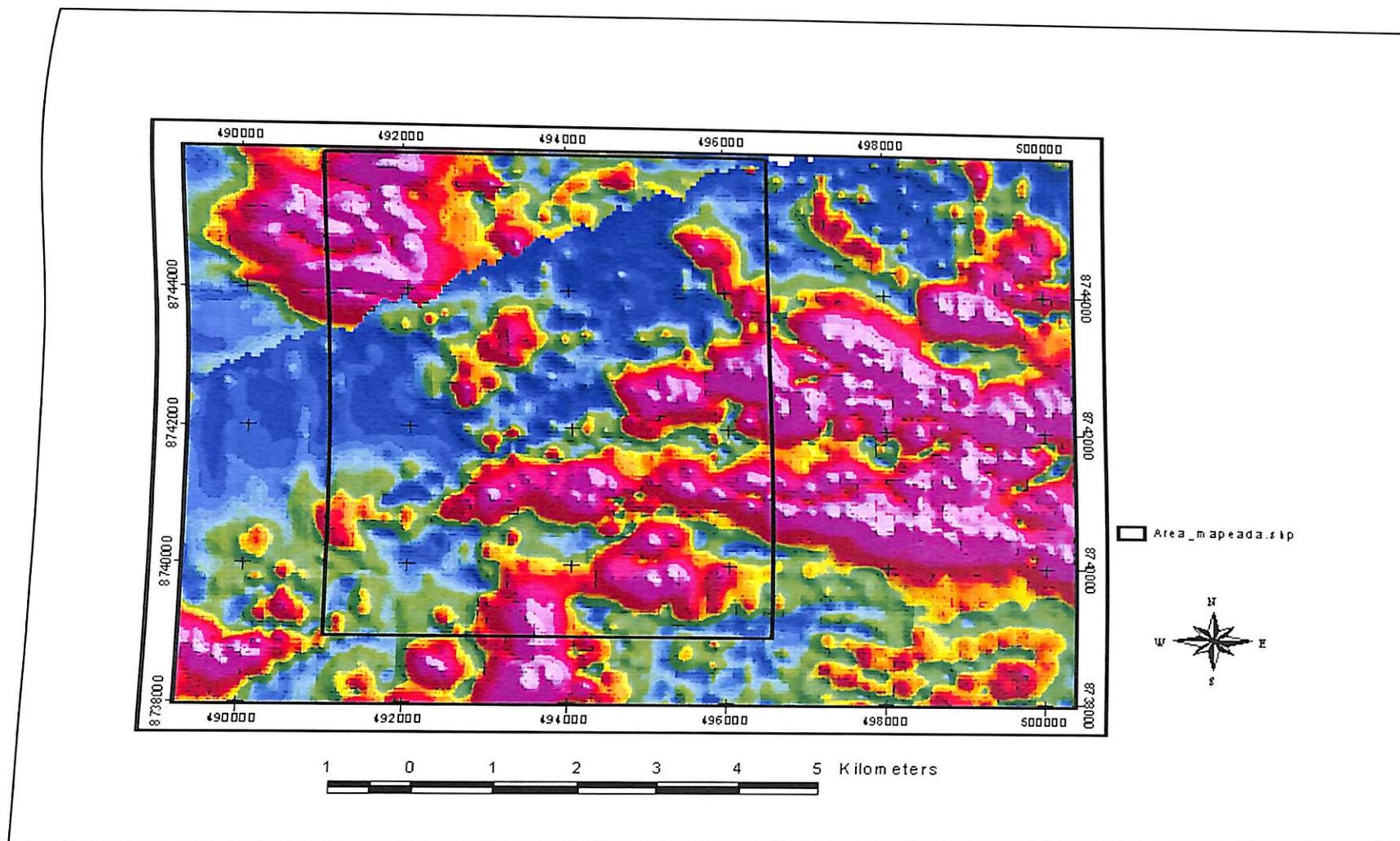
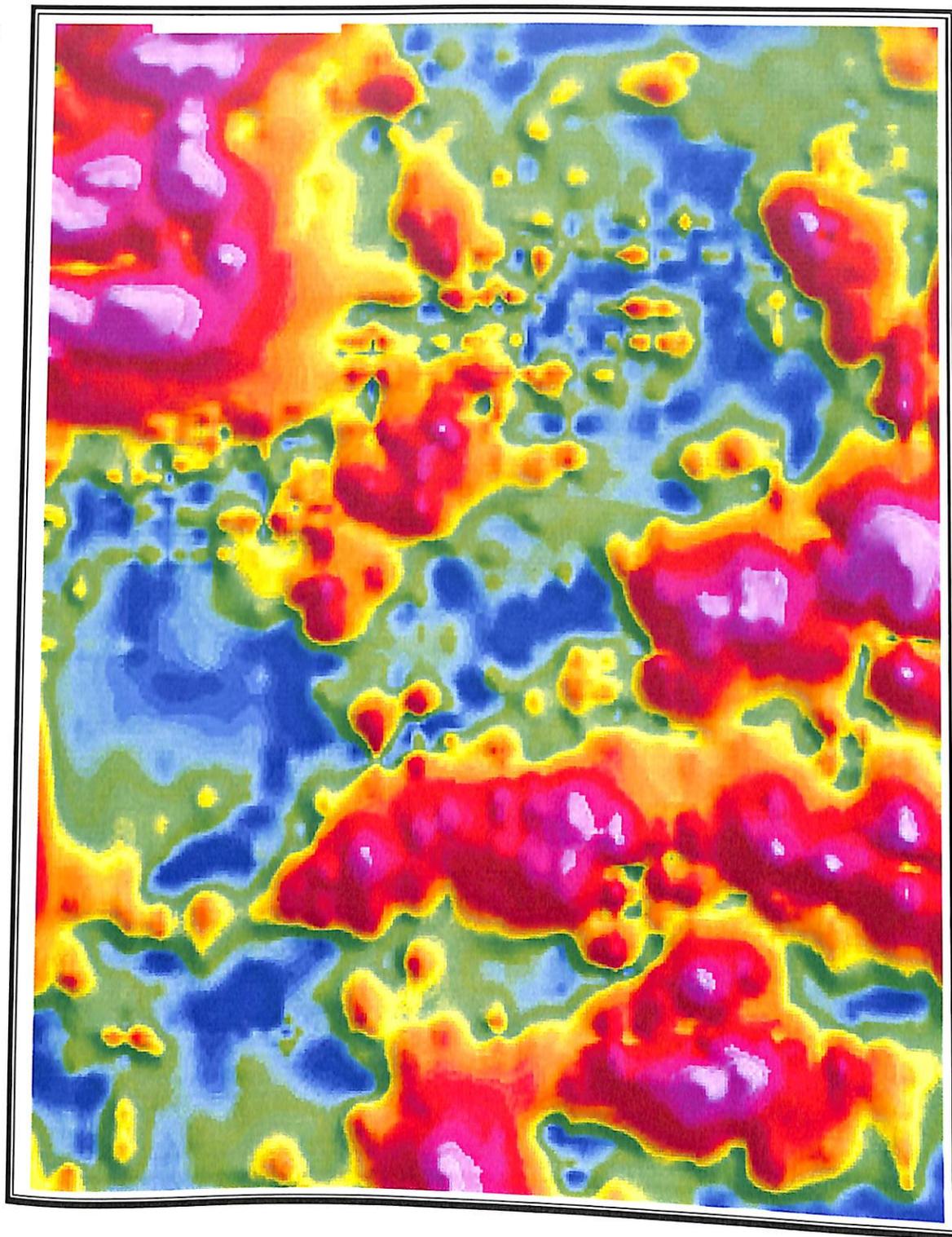


Figura 38. Perfil geológico regional esquemático mostrando a relação entre feições magnéticas e a foliação Sn-1.

491000

496500

8746000



0.4

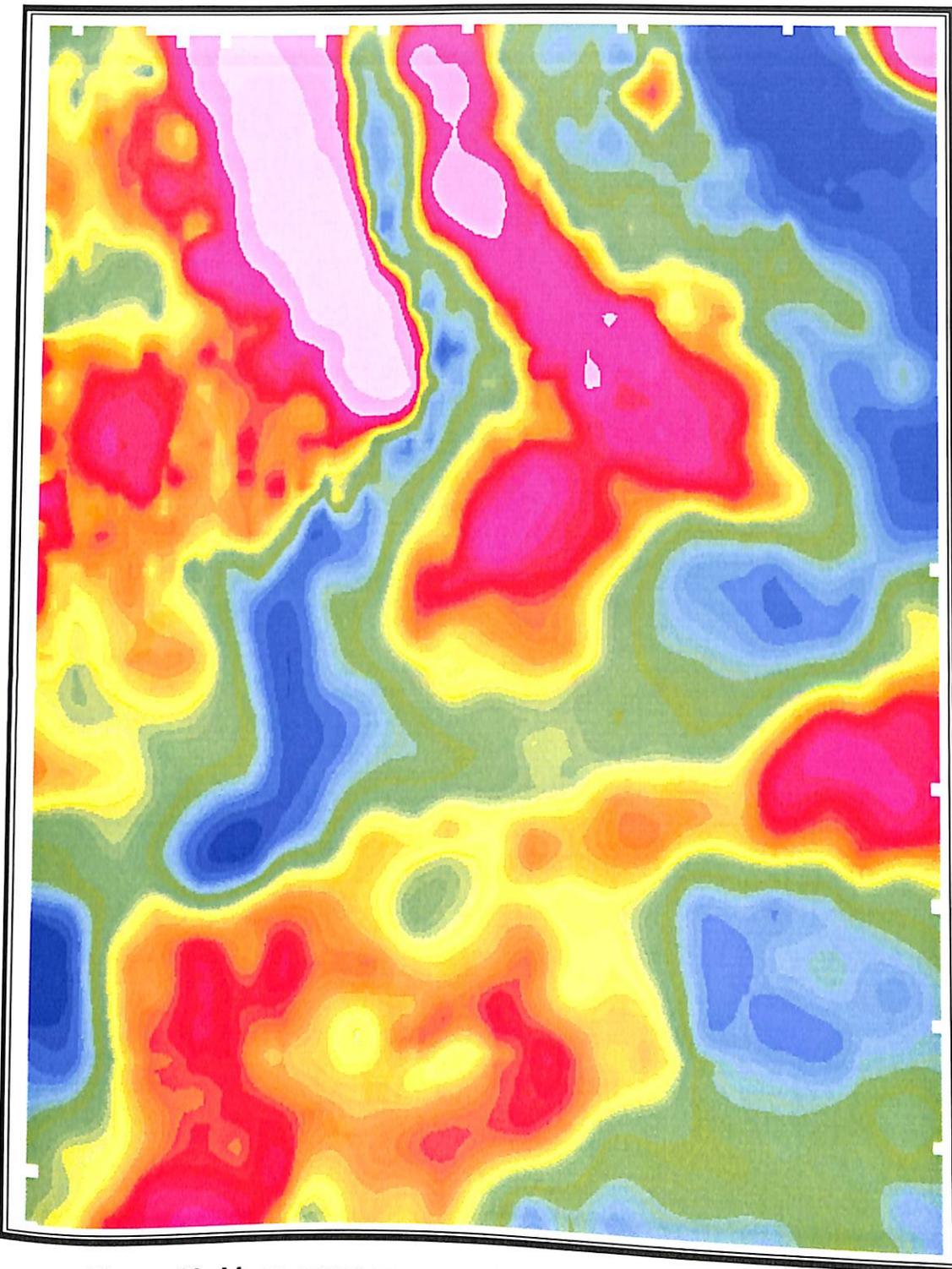
0

Figura 39. Mapa aeromagnético da amplitude do sinal analítico, com destaque para as anomalias positivas.

491000

496500

8746000



2065.2

412.6
CPS

Figura 40. Mapa aerogamaespectrométrico de contagem total

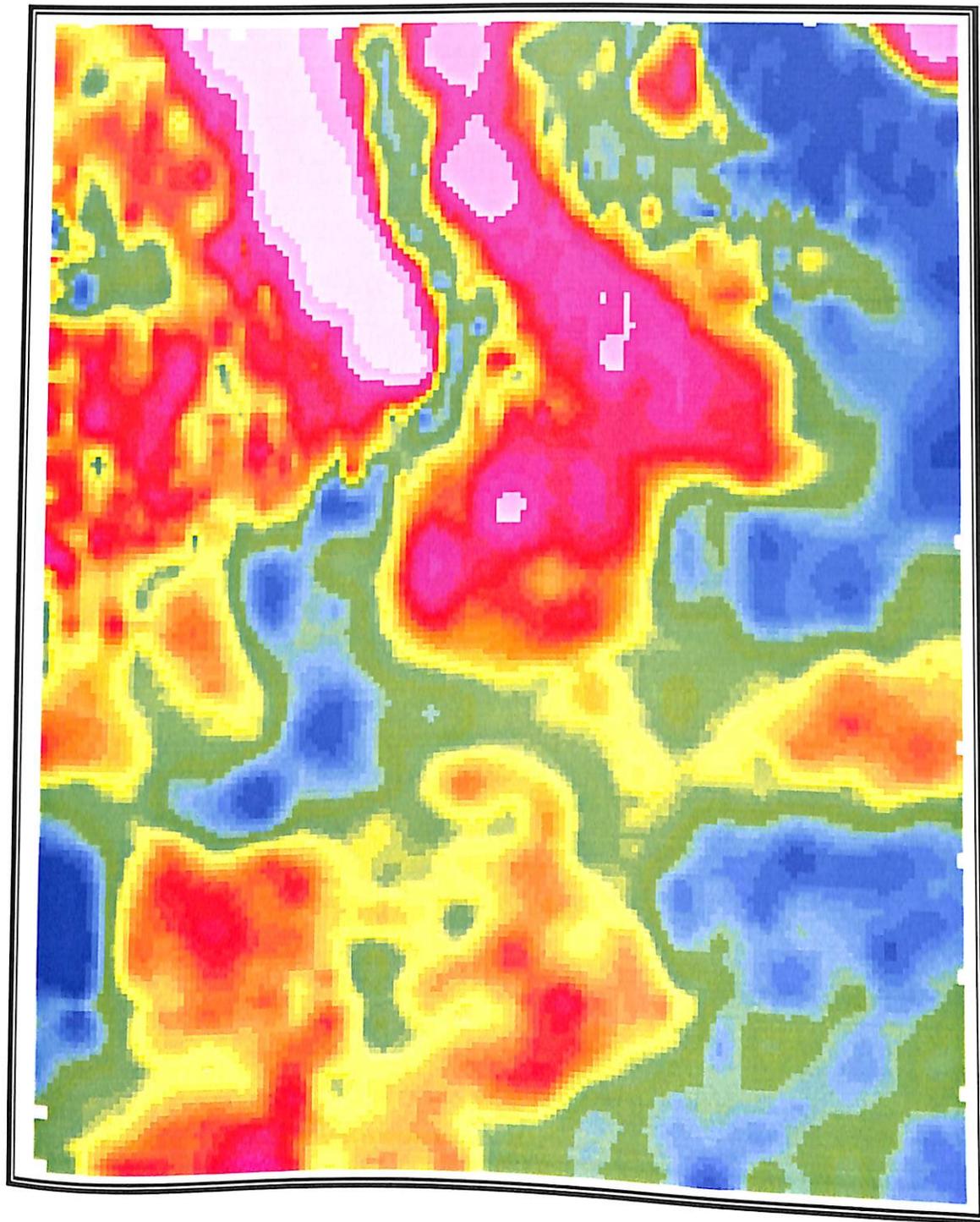
8739000

491000

496500

8746000

8739000



33.9

198.6
CPS

Figura 41. Mapas aerogamaespectrométricos: Canal para K

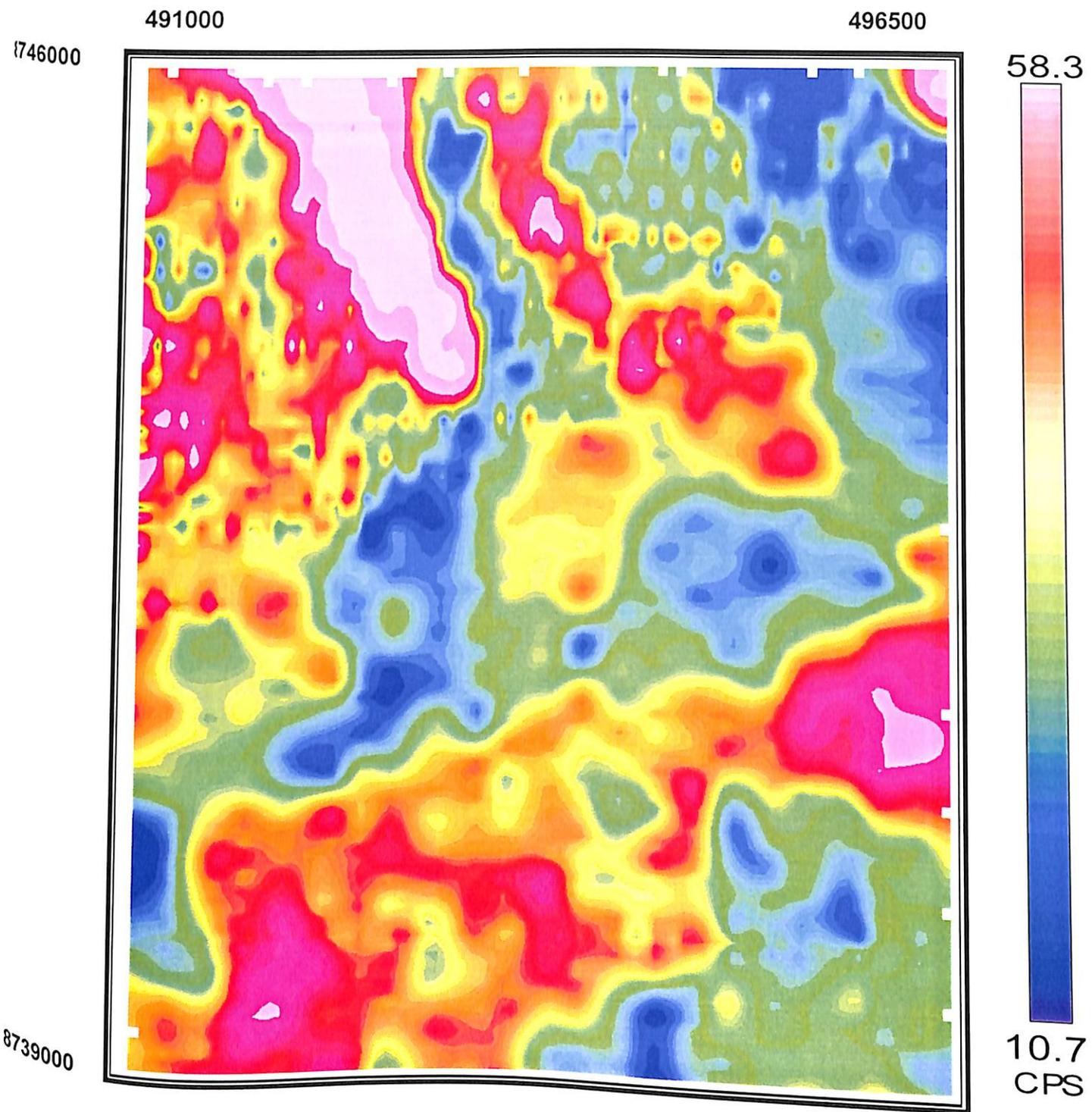


Figura 42. Mapas aerogamaespectrométricos: Canal para Th

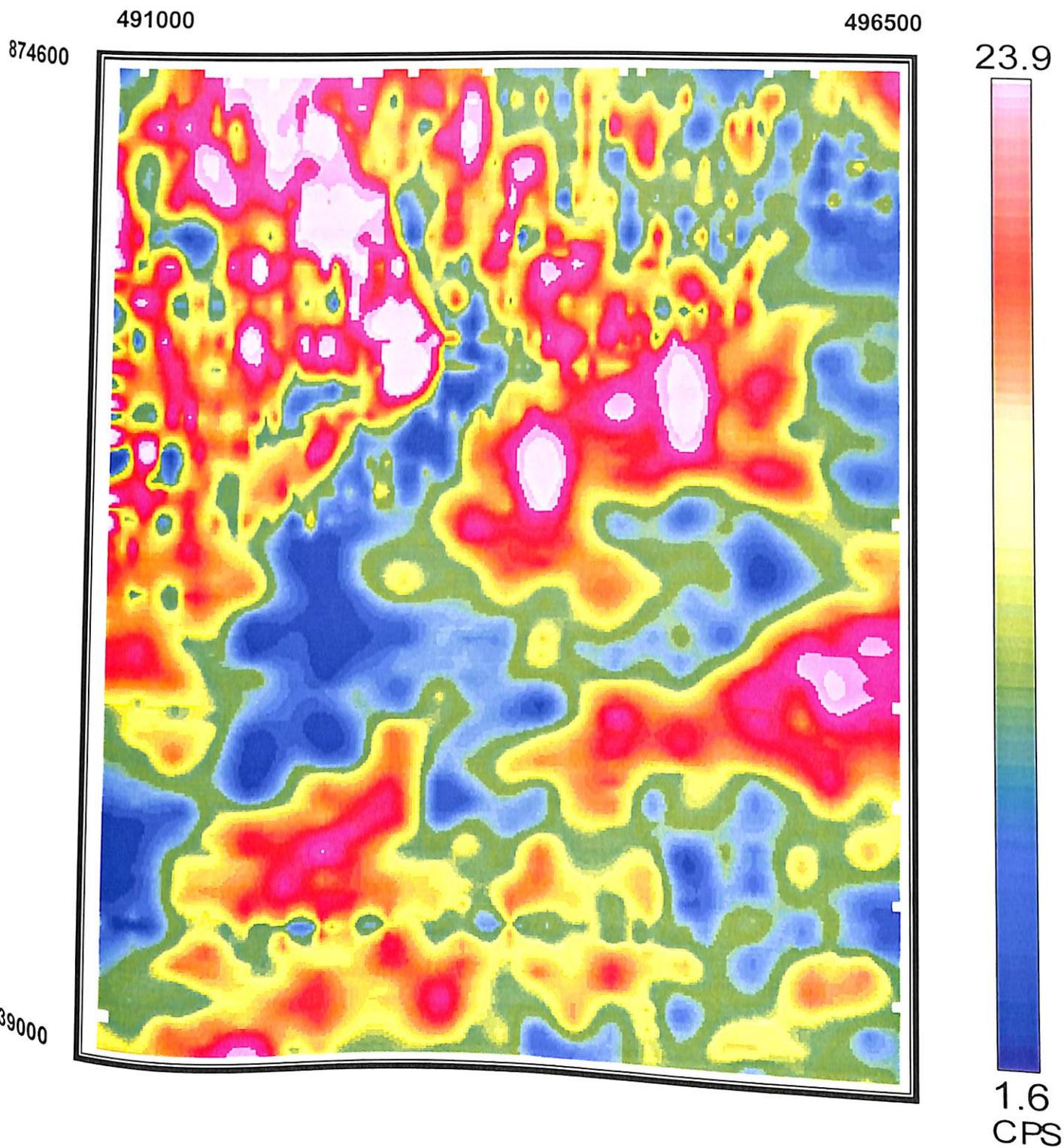


Figura 43. Mapas aerogamaespectrométricos: Canal para U

Na borda nordeste do corpo granitóide principal a anomalia de potássio não é tão expressiva. Nesta porção, os teores de potássio são intermediários a baixos, o que demonstra que dentro deste corpo existem diferenças composicionais. Estas diferenças composicionais são confirmadas por observações de campo que comprovam a existência de porções mais máficas próximo as bordas destes granitóides.

Neste caso em específico, a diferente resposta obtida pelo método geofísico pode estar relacionada a alguns fatores tais como: i) escassez de afloramentos do granitóide na borda nordeste do corpo mais expressivo; ii) porção mais intensamente cisalhada e deformada (constatado em campo); iii) maior espessura do solo; v) diferenças composicionais entre as bordas e o núcleo dos granitóides.

O basalto apresenta baixos teores de K, sendo o contato litológico obtido com o levantamento gamaespectrométrico, coincidente com o observado em campo.

De forma geral, para rochas com teores de potássio discrepantes, como é o caso do basalto e dos granitóides, é possível delimitar contatos geológicos com grande precisão.

Porém, para rochas com composição intermediária a félsica, como é o caso dos andesitos, quartzo-feldspatos pórfiros, dacitos, metapelitos e outras rochas associadas, não é possível a separação de unidades distintas devido a resposta apresentada por estes litotipos, bem como devido ao fato de que em campo estas rochas não apresentam distribuição regular.

A imagem para o canal Th (Fig. 42) apresenta áreas anômalas bem individualizadas, relacionadas aos litotipos pertencentes às unidades dos granitóides, metassedimentos e quartzo-feldspato pórfiro. Para a unidade dos granitóides pode ser observada uma anomalia muito mais intensa para um dos corpos, enquanto que no outro corpo as anomalias são restritas a algumas porções.

A imagem de U (Fig. 43), é a que apresenta maior quantidade de áreas anômalas estando relacionada as unidades: granitóides, metassedimentos, dacitos e quartzo-feldspato pórfiros.

5.6. Perfilagem geológica-geofísica

A correlação entre dados geológicos e geofísicos também foi analisada com base em perfis aeromagnéticos de Campo Total e de Sinal Analítico, gamaespectrometria K, associando-os com perfis geológicos. A figura 44, mostra a localização dos perfis geofísicos.

5.6.1. Perfil geológico-geofísico A-B

O perfil aeromagnético de campo total (Fig. 46) é marcado por dois domínios magnéticos distintos, denominados de D1 e D2.

De forma geral, o perfil de campo total evidencia uma diminuição na magnetização das rochas de SW para NE, com posterior aumento da magnetização próximo ao contato entre o granitóide e o metabasalto.

No perfil de sinal analítico, são observadas pequenas variações no comportamento magnético dentro da extensão do corpo do granitóide, o que deve refletir diferenças composicionais ao longo do mesmo. A existência de anomalias negativas ao longo deste corpo intrusivo, sugere a presença de zonas de cisalhamento.

Neste mesmo perfil, as anomalias negativas (A e B) marcam bem o contato entre as unidades metadacitos a metariodacitos, metabasaltos e rochas sedimentares. Esses baixos magnéticos, podem ser interpretados como reflexo da maior circulação de fluidos que proporcionam a oxidação de minerais como a magnetita, devido a existência de zonas de cisalhamento de baixas temperaturas.

A anomalia marcada por magnetização positiva expressiva (C), mostrada no perfil de Sinal Analítico, não apresenta correspondência com nenhum litotipo específico pertencente a unidade de rochas sedimentares.

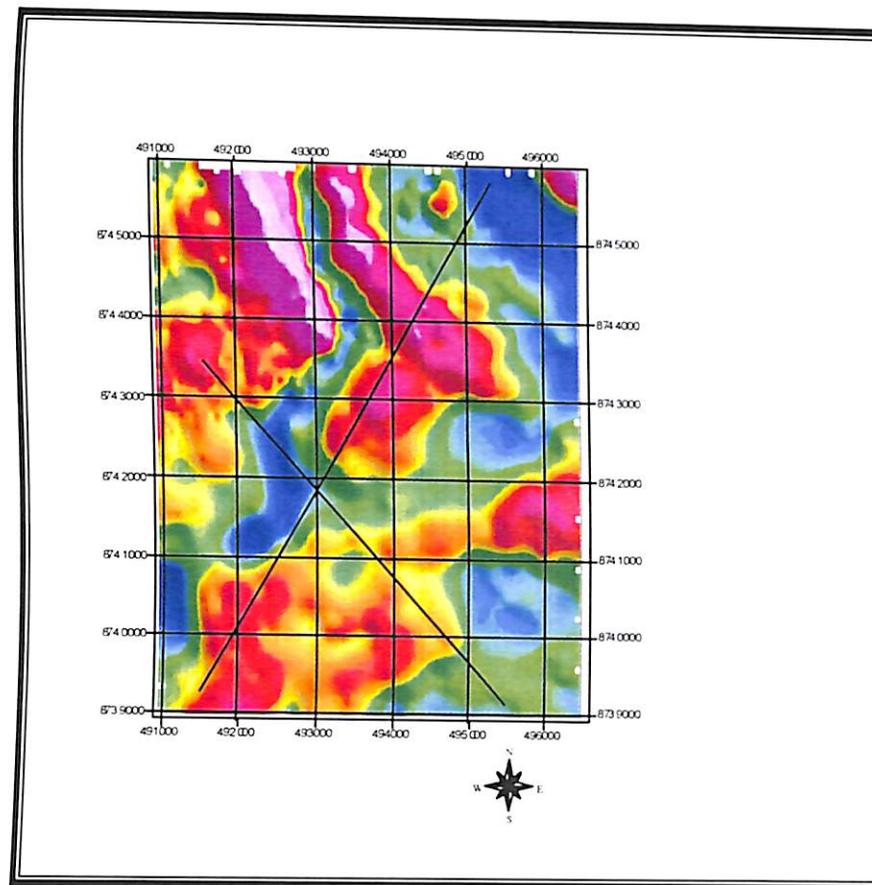
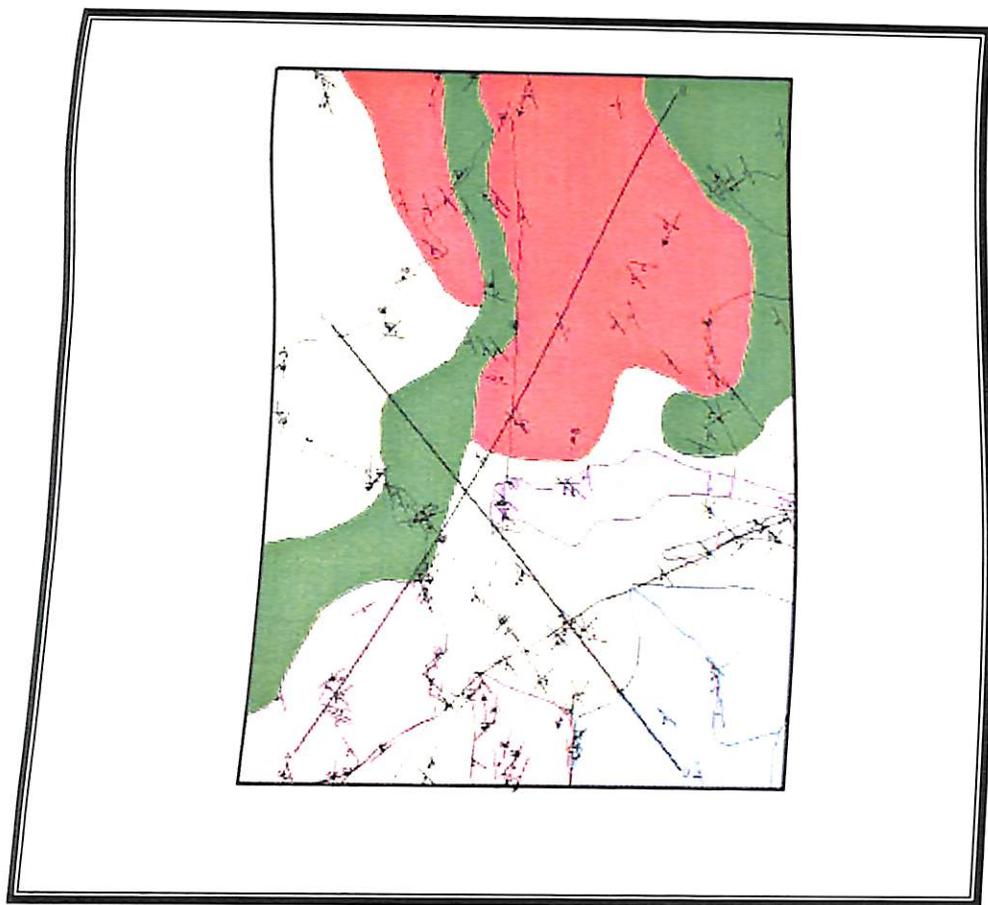
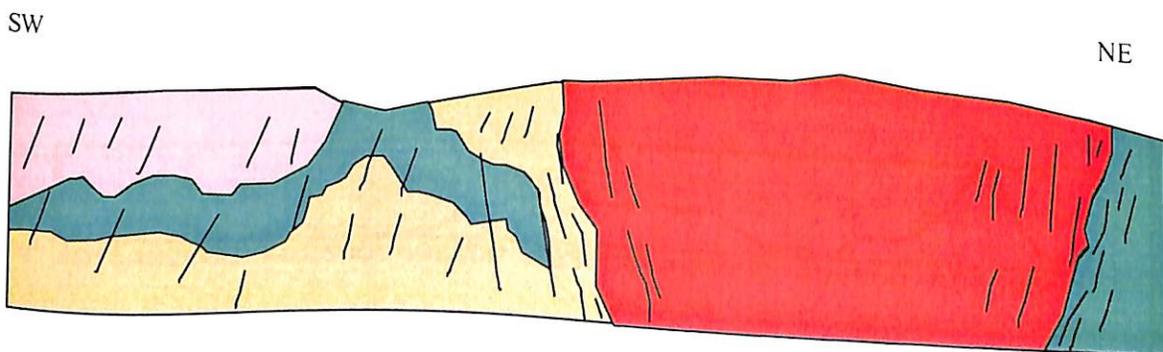
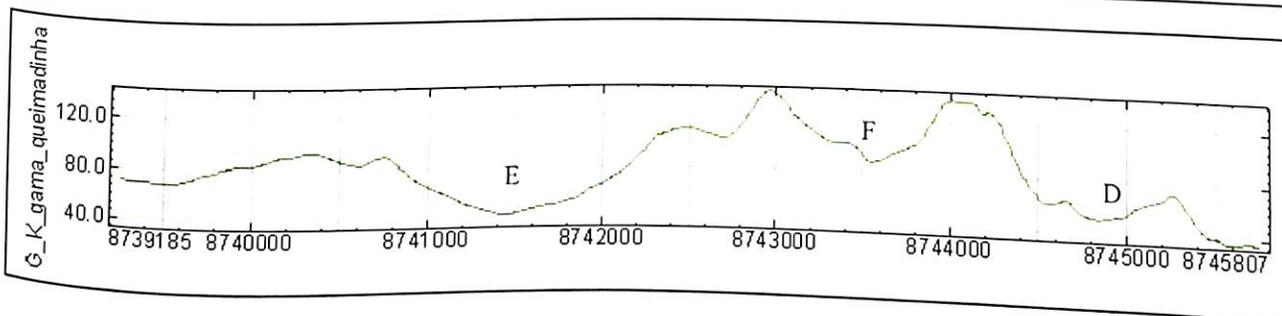
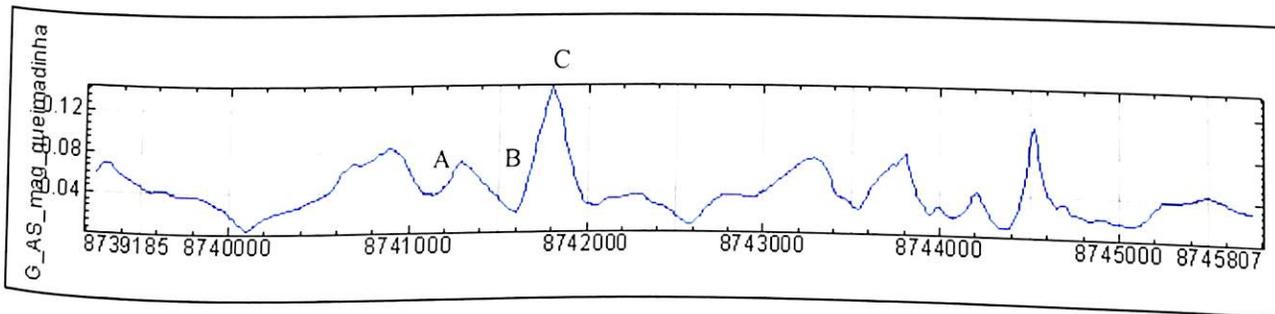
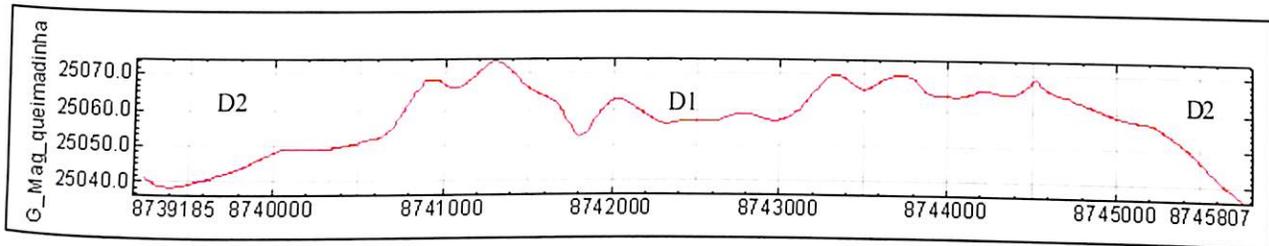
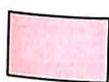


Figura 44. Mapa geológico do Alvo Queimadinhos mostrando a localização dos perfis geológicos A – B e C – D
 Figura 45. Mapa aeromagnético de Campo Total, mostrando a localização dos perfis magnéticos A – B e C – D

O perfil gamaespectrométrico canal K mostra três anomalias. A anomalia E marca com precisão a presença de rochas máficas. Por outro lado, a anomalia F e D estão localizadas na borda do corpo granitóide. Ambas são correlacionadas a mudanças composicionais dentro do corpo de granitóide.



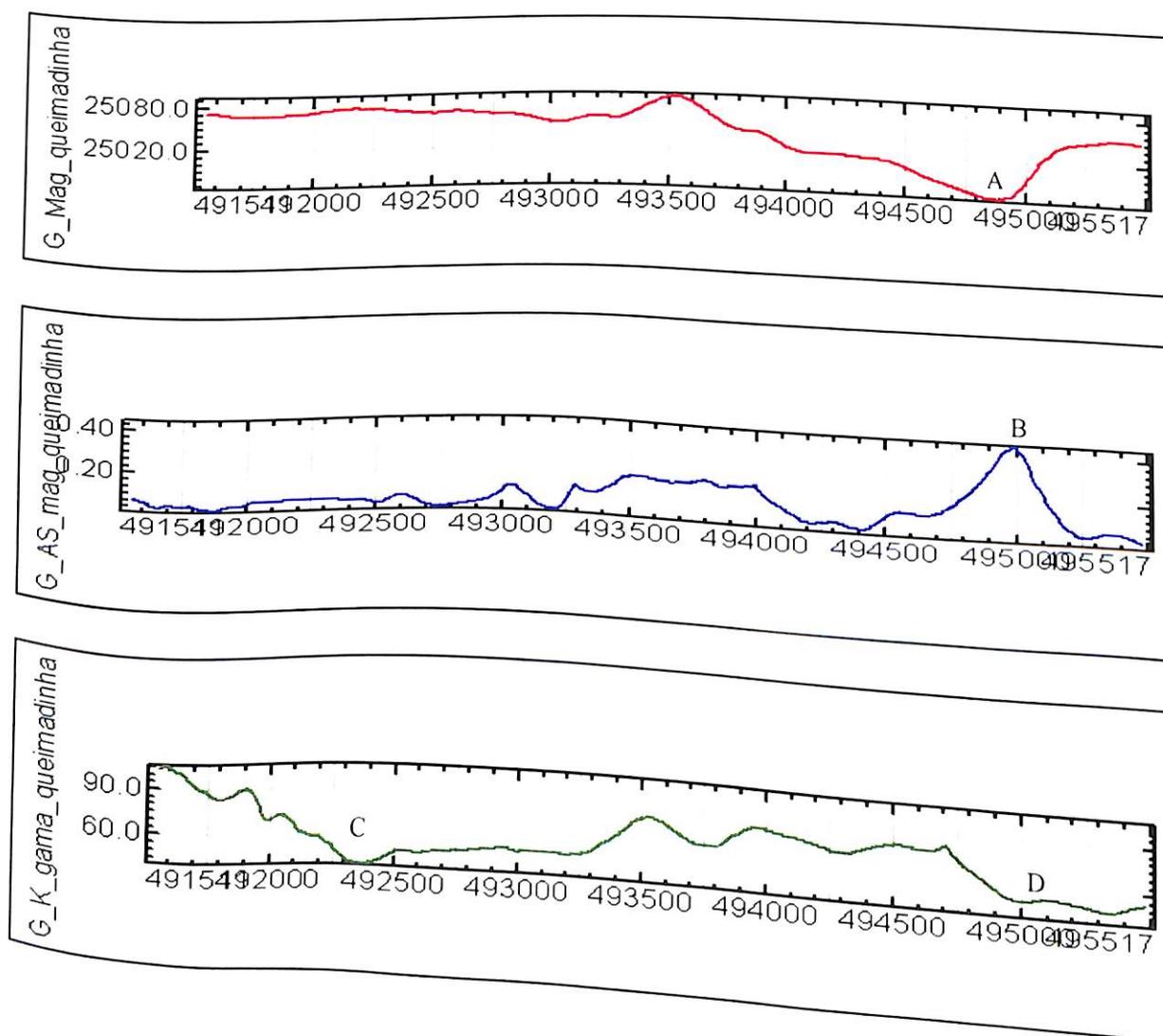
- | | | | |
|---|----------------------------|---|------------------------|
|  | Metadacito a Metariodacito |  | Rochas Sedimentares |
|  | Metabasalto (Anfibolito) |  | Granito a Granodiorito |

- Figura 46. Perfil A – B :Perfil Aeromagnético de Campo Total
 Figura 47. Perfil A - B: Perfil Aeromagnético de Sinal Analítico
 Figura 48. Perfil A – B: Perfil Gamaespectrométrico de K
 Figura 49. Perfil A – B: Perfil Geológico do Alvo Queimadinhos

5.6.2. Perfil geológico-geofísico C-D

O perfil campo total mostra mudança no comportamento magnético (Fig. 50) próximo ao contato com o metandesito (A). Essa anomalia é destacada no perfil de sinal analítico, onde verificase aumento da magnetização (B).

O perfil gamaespectrométrico canal K, mais uma vez, delimita muito bem os metabasaltos e metandesitos que são caracterizados por baixos valores de potássio (anomalias C e D). O perfil geológico mostra a tendência de mergulhos para SE do acamamento, aqui representado pela foliação Sn-1 que é paralela ao mesmo.



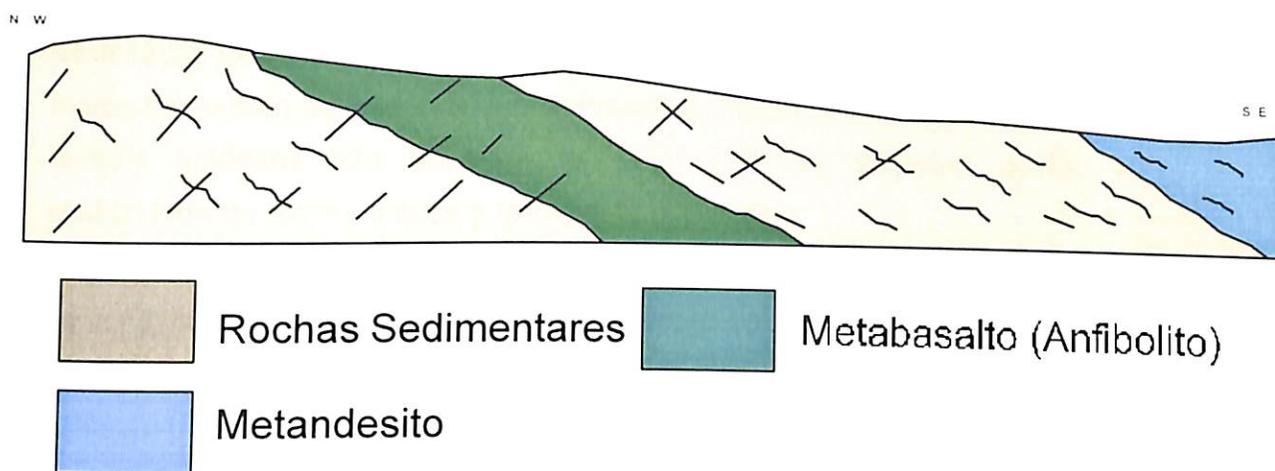


Figura 50. Perfil C – D: Perfil Aeromagnético de Campo Total
 Figura 51. Perfil C – D: Perfil Aeromagnético de Sinal Analítico
 Figura 52. Perfil C – D: Perfil Gamaespectométrico de K
 Figura 53. Perfil C – D: Perfil Geológico do Alvo Queimadinhos

6. Discussões

- Em campo, a unidade denominada de quartzo-feldspato pórfiro, apresenta composição variando entre dacito a riodacito, segundo as descrições petrográficas.
- O metamorfismo regional em facies xisto verde é marcado principalmente por porfiroblastos de clorita, cloritóides e epidoto. Localmente, o metamorfismo atingiu pico em facies anfibolito, com a formação de anfibólios do tipo hornblenda, actinolita-tremolita e cummingtonita em metabasaltos.
- As estruturas relacionadas ao evento deformacional regional denominado de D2, são as que dominam em toda a área de estudo. Com relação as mesmas, observa-se uma predominância da foliação S_n na porção oeste da área, enquanto que na parte leste predomina S_{n+1} .
- Em escala de afloramento, assim como em escala microscópica, foi possível observar a predominância de indicadores cinemáticos com movimentação sinistral. Os mesmo estão relacionados a fase D2, marcada por dobras com

vergência para SE e por cisalhamento aparentemente dúctil sinistral ao longo dos planos de foliação subverticais a verticais.

- O levantamento gamaespectrométrico para canal K foi o que permitiu melhor delimitação de contato entre as unidades mapeadas. De forma geral, o mesmo marca muito bem as unidades de metabasaltos, metandesitos e granitóides. As demais unidades não puderam ter seus contatos traçados devido a similaridade da resposta após o tratamento dos dados.
- As pequenas diferenças existentes entre os contatos observados em campo, e os contatos traçados a partir dos levantamentos aerogeofísicos, serviram para levantar hipóteses desde a composição da rocha, até a intensidade dos esforços deformacionais atuantes.

7. Referências Bibliográficas

Alves da Silva, F. C. (1994) Etude structurale Du *Greenstone Belt* Paleoproterozoique Du Rio Itapicuru (Bahia, Bresil) – Importaence des granitoides syntectoniques, controle de mineralisations auriferes et evolution geodynamique transamazonienne (2,0 Ga) Du Craton Du São Francisco, Tese de Docteur de L'Université de Orléans, 312p.

Alves da Silva, F. C.; Chauvet, A ; Faure, M. e Guerrot, C. (1997) Structural evolution of the Paleoproterozoic Rio Itapicuru granite-greenstone belt (Bahia, Brazil): the role of synkinematic plutons in the regional tectonics, *Precambrian Research*, p:139-162.

Barrueto, H. R. (1997) Intrusões sub-vulcânicas alcalinas e lamprófiros nas mineralizações auríferas do Greenstone Belt do Rio Itapicuru, Bahia: Petrografia, geoquímica e Inclusões Fluidas, Dissertação de Mestrado, Unicamp, 160p.

Grant, F. S. (1985) Aeromagnetism, geology and ore environments, II. Magnetite and ore environments, *Geoexploration*, 23, Elsevier Science publishers B. V., Amsterdam, p: 335-362.

Kishida, A. (1979) Caracterização geológica e geoquímica das seqüências vulcanossedimentares do médio Rio Itapicuru, Bahia, Dissertação de Mestrado, UFBA, 106p.

Mello, E. F. (2000) Estudos Isotópicos do Greenstone Belt do Rio Itapicuru, BA: Evolução Crustal e Metalogenia do Ouro, Tese de Doutorado, Unicamp, 164p.

Pires, P. F. R. (1996) Caracterização Tectono-Metamórfica do Depósito Aurífero Ambrósio, *Greenstone Belt* do Rio Itapicuru- Bahia, Dissertação de Mestrado, Unicamp, 95p.

Silva, M.G. (1992) Evidências isotópicas e geocronológicas de um fenômeno de crescimento crustal transamazônico no cráton de São Francisco, Estado da Bahia In: ANAIS DO 37º CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, São Paulo, SBG, P:181-182.

Silva M.G.; Coelho, C.E.S.; Teixeira, J.B.G.; da Silva F.C.A ; Silva R.A e de Souza J.A B. (2001) The Rio Itapicuru greenstone belt, Bahia, Brazil: geologic evolution and review of gold mineralization, *Mineralium Deposita*, 36, p: 345-357.