



**UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

ETHIANE AGNOLETTO

**CARACTERIZAÇÃO LITOLÓGICA E IDENTIFICAÇÃO DE ALVOS
EXPLORATÓRIOS NA REGIÃO DE FLOR DA SERRA, PROVÍNCIA AURÍFERA
ALTA FLORESTA (MT), UTILIZANDO DADOS MAGNÉTICOS E GEOELÉTRICOS**

CAMPINAS,

2013



NÚMERO: 471/2013
UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

ETHIANE AGNOLETTO

**CARACTERIZAÇÃO LITOLÓGICA E IDENTIFICAÇÃO DE ALVOS
EXPLORATÓRIOS NA REGIÃO DE FLOR DA SERRA, PROVÍNCIA AURÍFERA
ALTA FLORESTA (MT), UTILIZANDO DADOS MAGNÉTICOS E GEOELÉTRICOS**

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO APRESENTADA AO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS DA UNICAMP PARA
OBTENÇÃO DO TÍTULO DE MESTRA EM
GEOCIÊNCIAS, NA ÁREA DE GEOLOGIA E
RECURSOS NATURAIS.

ORIENTADOR: PROF. DR. EMILSON PEREIRA LEITE

ESTE EXEMPLAR CORRESPONDE À VERSÃO FINAL DA
DISSERTAÇÃO DEFENDIDA PELA ALUNA ETHIANE
AGNOLETTO E ORIENTADA PELO PROF. DR. EMILSON
PEREIRA LEITE.

Campinas
2013

Ficha catalográfica
Universidade Estadual de Campinas
Biblioteca do Instituto de Geociências
Cássia Raquel da Silva - CRB 8/5752

Ag68c Agnoletto, Ethiane, 1988-
Caracterização litológica e identificação de alvos exploratórios na região de Flor da Serra, Província Aurífera Alta Floresta (MT), utilizando dados magnéticos e geoeletricos / Ethiane Agnoletto. – Campinas, SP : [s.n.], 2013.

Orientador: Emilson Pereira Leite.
Coorientador: Antônio João Paes de Barros.
Dissertação (mestrado) – Universidade Estadual de Campinas, Instituto de Geociências.

1. Prospecção - Métodos geofísicos - Processamento de dados. 2. Geofísica - Processamento de Dados. 3. Ouro - Minas e mineração - Alta Floresta (MT). I. Leite, Emilson Pereira, 1975-. II. Barros, Antônio João Paes, 1960-. III. Universidade Estadual de Campinas. Instituto de Geociências. IV. Título.

Informações para Biblioteca Digital

Título em outro idioma: Lithologic characterization and identification of exploration targets in the region Flor da Serra, Alta Floresta Gold Province (T), using magnetic and geoelectric

Palavras-chave em inglês:

Prospecting - Geophysical methods - Data processing

Geophysics - Data processing

Gold - Mines and mining - Alta Floresta (MT)

Área de concentração: Geologia e Recursos Naturais

Titulação: Mestra em Geociências

Banca examinadora:

Emilson Pereira Leite [Orientador]

Roberto Perez Xavier

Francisco José Fonseca Ferreira

Data de defesa: 23-08-2013

Programa de Pós-Graduação: Geociências



UNICAMP

**UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS NA
ÁREA DE GEOLOGIA E RECURSOS NATURAIS**

AUTORA: Ethiane Agnoletto

**"CARACTERIZAÇÃO LITOLÓGICA E IDENTIFICAÇÃO DE ALVOS EXPLORATÓRIOS NA
REGIÃO DE FLOR DA SERRA, PROVÍNCIA AURÍFERA ALTA FLORESTA (MT), UTILIZANDO
DADOS MAGNÉTICOS E GEOELÉTRICOS.**

ORIENTADOR: Prof. Dr. Emilson Pereira Leite

CO-ORIENTADOR: Prof. Dr. Antônio João Paes de Barros.

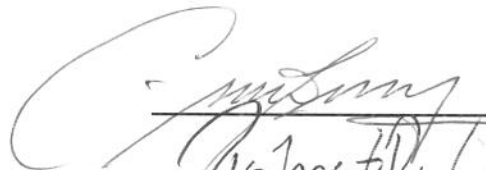
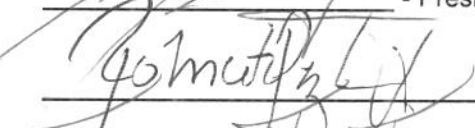
Aprovado em: 23/ 08 / 2013

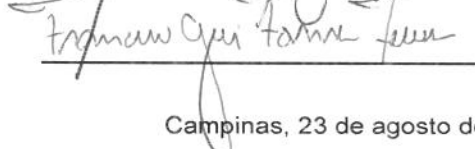
EXAMINADORES:

Prof. Dr. Emilson Pereira Leite

Prof. Dr. Roberto Perez Xavier

Prof. Dr. Francisco José Fonseca Ferreira


_____- Presidente


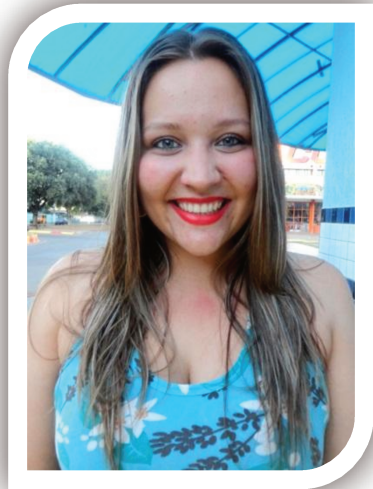


Campinas, 23 de agosto de 2013

“É o mesmo sol que derrete a cera e seca a argila.”
Antoine Saint-Exupéry

“Nobody said it was easy!”
Esau João Agnoletto (pai)

Biografia e Súmula Curricular



ETHIANE AGNOLETTO nasceu a 04 de Maio de 1988 em Marcelino Ramos (RS). Filha mais velha de Eunice Terezinha Valmórbida Agnoletto e Esaú João Agnoletto. Da sua infância em Guarantã do Norte (MT) recorda a primeira especial coleção de ‘pedrinhas’ que sempre a intrigava, afinal de contas “como vocês se formaram?”. Em 2006, devido ou não a tal coleção, ingressou no curso de Geologia na Universidade Federal do Mato Grosso, e assim a menina do interior parte rumo à capital. Obteve o título de Bacharel em Geologia em dezembro de 2010 sendo seu Trabalho de Conclusão de Curso orientado pelo Prof. Dr. Shozo Shiraiwa e Dr. Antônio João Paes de Barros, com o título: *Aplicação dos Métodos Magnético e Eletromagnético em Alvos Auríferos na Gleba da Liberdade, município de Matupá-MT*. Todo e qualquer trabalho acadêmico

sempre necessita de melhorias, portanto 2011 foi o ano do ingresso ao Programa de Pós-Graduação em Geociências na modalidade de Mestrado pela Universidade Estadual de Campinas, com orientação do Prof. Dr. Emilson Pereira Leite e co-orientação do Antônio João Paes de Barros. Atualmente atua como Geóloga de Campo na mesma região das pesquisas acadêmicas descritas, vendo o desenvolvimento direto dos seus métodos indiretos. Acredite, ‘o bom filho a casa torna!’ Os principais produtos de suas pesquisas podem ser conferidos no sítio:

<http://buscatextual.cnpq.br/buscatextual/visualizacv.do?id=K4297477H0>



UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**CARACTERIZAÇÃO LITOLÓGICA E IDENTIFICAÇÃO DE ALVOS
EXPLORATÓRIOS NA REGIÃO DE FLOR DA SERRA, PROVÍNCIA
AURÍFERA ALTA FLORESTA (MT), UTILIZANDO DADOS
MAGNÉTICOS E GEOELÉTRICOS**

RESUMO

Dissertação de Mestrado

Ethiane Agnoletto

A região garimpeira de Flor da Serra situa-se na porção Leste da Província Aurífera Alta Floresta, Norte do Mato Grosso, inserida no contexto geológico da porção Centro-Sul do Cráton Amazônico, constituída por suítes plutono-vulcânicas de idade paleoproterozóica e coberturas sedimentares associadas. Várias ocorrências de ouro estão dispostas em grandes zonas de descontinuidade crustal que delimitam terrenos geocronológicos e geológicos. O expressivo adensamento de corpos filoneanos e o histórico de produção destaca essa região de expressivo potencial exploratório. Neste contexto, o trabalho teve por objetivo a identificação de novos alvos exploratórios por meio da análise de dados geofísicos, descrição de testemunhos de sondagem e mapeamento de cavas garimpeiras. A integração desses dados contribuiu em especial à evolução do conhecimento geológico da região Flor da Serra, e também de maneira geral para o setor leste da PAAF. A área de estudo está inserida na Suíte Intrusiva Flor da Serra, que é constituída eminentemente por gabros, dioritos a monzogabros, entretanto com o mapeamento de cavas garimpeiras e descrição de furos de sondagem, verificou-se a existência de quatro unidades geológicas principais: (i) Granitóides do Embasamento de composição tonalítica a granodiorítica com associação de magnetita + granada, intrudidos por rochas da (ii) Unidade Granodiorítica a Tonalítica de mesma composição. Essa unidade é truncada por (iii) Diques Máficos a Intermediários e localmente há presença de (iv) Rochas Cataclásticas a Miloníticas. Os litotipos foram variavelmente afetados por sete tipos de alteração hidrotermal (ordem temporal): (i) alteração potássica intensa, (ii) silicificação pervasiva, (iii) carbonatação, (iv) alteração com muscovita, (v) propilitização mais pontual, (vi) alteração Quartzo-Sericita-Pirita (QSP) com substituição total da rocha e, (vii) vênulas de calcita tardias. Foram realizados levantamentos geofísicos utilizando métodos geoeletricos (Polarização Induzida/Resistividade - IP/RES) e magnetometria em escala de depósito. Valores anômalos de cargabilidade e resistividade obtidos após aplicação de um algoritmo de inversão com vínculo de suavidade definiram zonas de intensa silicificação e de QSP. Essas zonas estão diretamente relacionadas a um minério do tipo disseminado, além de terem possibilitado a delimitação da interface saprólito-rocha sã (manto intempérico profundo de até 50 m). Para facilitar a interpretação geológica, foram gerados mapas do campo magnético anômalo reduzido ao equador magnético e da amplitude do sinal analítico. Esse último possibilitou a definição de um *stock* granítico intrusivo no embasamento heterogêneo. Para eliminar ruídos remanescentes nos mapas de anomalias magnéticas, foram aplicados os filtros cosseno direcional e continuação para cima, com geração de mapa que confirmou o padrão estrutural vigente no Sistema Flor da Serra. Essa estruturação está associada à diferentes níveis crustais, balizam os principais corpos filoneano da região e também estão associadas a alteração QSP. A integração dos principais lineamentos estruturais; bolsões de alta cargabilidade e resistividade; mapeamento detalhado de cavas desativadas e zona de borda da intrusão possibilitou a definição de pontos de interesse prospectivo metalogenético.

Palavras-chave: magnetometria, métodos geoeletricos, ouro, PAAF.



LITHOLOGIC CHARACTERIZATION AND IDENTIFICATION OF EXPLORATION TARGETS IN THE REGION FLOR DA SERRA, ALTA FLORESTA GOLD PROVINCE (MT), USING MAGNETIC AND GEOELECTRIC

ABSTRACT

MASTER'S THESIS

Ethiane Agnoletto

The gold mining area of Flor da Serra is located in the East portion of the Alta Floresta Gold Province (PAAF), North of the state of Mato Grosso, inserted into the geological context of the South-Central portion of the Amazon Craton, which comprises plutono-Paleoproterozoic volcanic suites and associated sedimentary cover. Several gold occurrences are arranged in large zones of crustal discontinuities demarcating land geochronological and geological. The significant densification of filoneano bodies and production history highlights the significant exploration potential of the area. In this context, this study aimed to identify new exploration targets through analysis of geophysical data, description of drill core samples and prospecting pits. The integrated analysis of these data contributed in particular to the development of the geological knowledge of Flor da Serra, and also generally for the eastern sector of the PAAF. The study area covers the Intrusive Suite Flor da Serra which consists essentially of gabbros, diorites to monzogabbros, however mapping of prospecting pits and description of borehole samples confirmed the existence of at least four main geological units: (i) granitoids in Basement of tonalitic to granodioritic composition association with magnetite + garnet rocks intruded by (ii) granodioritic to tonalitic of the same composition. This unit is truncated by (iii) the Intermediate Mafic Dykes and locally by (iv) cataclastic to mylonitic rocks. Rocks of the Flor da Serra have been affected by the following hydrothermal alteration types (temporal sequence): (i) intense potassic alteration, (ii) pervasive silicification, (iii) carbonation, (iv) alteration with muscovite, (v) punctual propylitization, (vi) Quartz-Sericite-Pyrite (QSP) alteration with total replacement of the rock and (vii) late calcite veinlets. The geophysical survey consisted of the application of geoelectrical methods (Induced Polarization/Resistivity - IP/RES) and magnetometry at deposit scale. Anomalous values of chargeability and resistivity allowed defining zones of intense silicification and QSP closely related to a disseminated ore type, beyond the boundaries of the saprolite-bedrock interface (deep weathering mantle of up to 50 m). To facilitate geological interpretation, maps of the magnetic anomalous field reduced to the magnetic equator and the analytic signal amplitude were generated. The latter allowed the identification of granitic intrusive stock in heterogeneous basement. To improve the final product and eliminate remaining noise cosine directional filter and upward continuation to 100 m were applied, providing a map which confirmed the structural pattern prevailing in the Flor da Serra system. This structural system is associated with different crustal levels, controls the main filoneano bodies of the region and is attached to QSP alteration. The integration of the main structural lineaments; zones of high chargeability/resistivity; detailed mapping of deactivated pits; and boundary zone of the intrusion led to the definition of prospective metallogenic targets.

Keywords: magnetometry, geoelectrical methods, gold, PAAF.

Sumário

CAPÍTULO 1	1
1.1. Introdução	1
1.2. Histórico de Exploração.....	6
1.3. Objetivos	8
1.4. Localização da Área de Estudo.....	9
CAPÍTULO 2 - CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	11
2.1. Cráton Amazônico	11
2.2. Província Aurífera Alta Floresta (PAAF)	12
2.3. Unidades Litoestratigráficas	14
2.3.1. <i>Embasamento</i>	15
2.3.2. <i>Suíte Intrusiva Pé Quente</i>	19
2.3.3. <i>Granito Novo Mundo</i>	21
2.3.4. <i>Granito Aragão</i>	23
2.3.5. <i>Granito Nhandu (1889-1879 Ma)</i>	21
2.3.6. <i>Suíte Intrusiva Matupá (1884-1860 Ma)</i>	24
2.3.7 <i>Granito Peixoto</i>	25
2.3.8. <i>Suíte Intrusiva Teles Pires (1782-1757 Ma)</i>	25
2.3.9. <i>Sequência Vulcano-Plutônica Sedimentar Serra Formosa</i>	26
2.3.10. <i>Grupo Caiabis - Formação Dardanelos</i>	27
2.3.11. <i>Coberturas Detrito-Lateríticas e Aluvionares</i>	28
CAPÍTULO 3 - MATERIAIS E MÉTODOS	31
3.1. Generalidades.....	31
3.2. Equipamentos.....	31
3.3. Polarização Induzida (IP) e Resistividade (RES).....	33
3.3.1. <i>Polarização Induzida</i>	34
3.3.2. <i>Polarização de Eletrodo e de Membrana</i>	35
3.3.3. <i>Medidas de IP no Domínio do Tempo</i>	37
3.3.4. <i>Arranjo Dipolo-Dipolo</i>	38
3.3.5. <i>Método de Inversão</i>	41

3.4. Magnetometria	42
3.5. Aquisição dos Dados Geofísicos.....	46
CAPÍTULO 4 - RESULTADOS E DISCUSSÕES	49
4.1. Padrão Geral dos Mapas de Cargabilidade e de Resistividade	49
4.1.1. Seções de Cargabilidade Real e Resistividade Real.....	49
4.1.2. Mapas de Cargabilidade	57
4.1.3. Mapas de Resistividade	61
4.2. Magnetometria	64
CAPÍTULO 5 - GEOLOGIA LOCAL.....	71
5.1. Generalidades.....	71
5.2. Litotipos	72
5.2.1. Granitóides do Embasamento.....	72
5.2.2. Unidade Granodiorítica-Tonalítica.....	74
5.2.3. Rochas Cataclásticas a Miloníticas.....	77
5.2.4. Diques Máficos a Intermediários	77
5.3. Alteração Hidrotermal.....	80
5.3.1. Alteração Potássica	81
5.3.2. Silicificação	83
5.3.3. Carbonatação	83
5.3.4. Alteração com muscovita.....	84
5.3.5. Alteração Propilítica	84
5.3.6. Alteração QSP (quartzo + sericita + pirita).....	85
5.3.7. Vênulas de calcita.....	89
5.4. Controle Estrutural.....	89
CAPÍTULO 6 - INTEGRAÇÃO DOS DADOS E CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	101
CAPÍTULO 7 - CONCLUSÕES.....	111
CAPÍTULO 8 - Referências Bibliográficas	113

Índice de Figuras

Figura 1.1. Gráfico que expressa o comportamento do preço do ouro nos últimos 10 anos. Fonte: http://www.kitco.com/charts/livegold.html	1
Figura 1.2. Mapa simplificado da PAAF, com seus principais domínios geológicos e a localização de alguns depósitos auríferos. Modificado de Paes de Barros (2007).....	2
Figura 1.3. Mapa da região Flor da Serra com as principais mineralizações auríferas filoneanas. .	3
Figura 1.4. Mapa geológico da Folha Vila Guarita com localização e orientação dos principais veios de quartzo auríferos, em destaque região garimpeira Flor da Serra. Modificado de Moreton e Martins (2005).	4
Figura 1.5. Localização da área do PROMIN Alta Floresta com destaque para a Folha Vila Guarita (Moreton e Martins 2005).	10
Figura 1.6. Mapa de localização da região Flor da Serra (retângulo preto), com ênfase na distribuição espacial dos dados geofísicos coletados neste trabalho (quadrado vermelho).	10
Figura 2.1. Diferentes propostas de compartimentação tectono-geocronológica do Cráton Amazônico.	12
Figura 2.2. Mapa geológico do lineamento Peru-Trairão, setor Leste da Província Aurífera Alta Floresta (PAAF) (Miguel Jr 2011).	16
Figura 2.3. (A) Afloramentos com predominância de pequenos blocos de gnaiss. (B) Os raros blocos maiores de gnaiss possuem bandamento composicional metamórfico e enclaves máficos. (C) Destaque no enclave ovalado de composição anfibolítica. (D) É perceptível a alternância de leitos máficos (biotita + clorita) com leitos quartzo-feldspáticos.	17
Figura 2.4. (A) Raro afloramento de granito gnáissico com blocos arredondados de tamanho métrico. (B) Sua foliação é dada pelos minerais micáceos (clorita, sericita e biotita) fortemente orientados. (C) e (D) Detalhe da foliação, com atitude principal N55W/65NE.	18
Figura 2.5. A-B-C: Garimpo do Gilberto (antigo Naiuram). D-E-F: Garimpo do Valdeci/Gauchinho.	20
Figura 2.6. (A) Visão geral do estilo de afloramentos da Suíte Granítica Pé Quente. (B) Detalhe de rocha fortemente hidrotermalizada, de tonalidade leitosa, pobre em quartzo com predominância de albita (albitito?). (C) O Monzonito possui estruturas porosas tipo vugs. (D) Quartzo-diorito de coloração esverdeada devido alteração clorítica.	21
Figura 2.7. (A) Visão ampla do Garimpo do Basílio no município de Novo Mundo. (B) Galeria subterrânea com corpo filoneano constituído essencialmente de quartzo + pirita, com atitude N80W/sub. (C) É comum zonas brechadas quartzo-carbonáticas, relativamente empobrecidas em Au (± 5 g/ton).	23
Figura 2.8. Seção colunar composta da Sequência Beneficente, borda Sul do Gráben do Cachimbo. (Leite e Saes 2003).	28
Figura 2.9. (A) Disposição do Garimpo do Gilberto em colúvios e aluviões, nas proximidades do rio Peixoto. (B) Parede da cava, onde na base aflora o granodiorito totalmente intemperizado e acima deste os níveis de cascalho grosso com porções intercaladas de sedimento mais fino. (C)	

Material lavado dos níveis mais grossos. (D) Detalhe do primeiro nível, principal detentor dos teores de ouro do garimpo.....	29
Figura 3.1. (A) Base fixa em local desprovido de qualquer ruído/interferência. (B) Detalhe do sensor instalado corretamente segundo a direção N-S. (C) Magnetômetro <i>Envimag</i> da Scintrex com sensor acoplado, para coleta de dados sob as linhas do levantamento.....	33
Figura 3.2. (A) Transmissor VIP. (B) Motor HONDA 5000, fonte de corrente ao sistema elétrico. (C) Detalhe do receptor Elrec PRO da IRIS. (D) Material utilizado para o levantamento geoeletrico, dentre eles água com sal, solução de sulfato de cobre, bobinas de transmissão.	32
Figura 3.3. Ilustração dos princípios dos métodos geoeletricos.....	34
Figura 3.4. (a) Situação original de equilíbrio dos íons. (b) Mobilidade dos íons por meio de uma corrente elétrica. (Robinson & Corun 1998).....	36
Figura 3.5. Esquema da curva de decaimento da IP. Fonte: Manual de Operações do ELREC PRO.	38
Figura 3.6. (A) Potes dos eletrodos não polarizáveis porosos sendo preenchidos por solução de sulfato de cobre. (B) Detalhe do eletrodo. (C) Procedimento de encaixe dos fios das bobinas dos eletrodos de potencial no receptor. (D) Foto de detalhe do receptor e seu respectivo eletrodo não polarizável.	39
Figura 3.7. Procedimento da perfilagem IP. Com o transmissor AB na posição 1 são realizadas leituras no receptor MN nas posições MN1, MN2, MN3 e MN4. O transmissor é deslocado, ao longo da linha, para a posição 2, procedendo-se mais quatro medidas nos receptores MN e assim sucessivamente (Robinson & Corun 1988).....	40
Figura 3.8. Representação de uma pseudoseção de medidas de um caminhamento elétrico indicando a posição relativa de zonas que produzem potenciais induzidos. Fonte: Robinson & Corun 1988.....	41
Figura 3.9. Histograma mostrando os valores médios de susceptibilidade das rochas (Kearey <i>et al.</i> 2009).	44
Figura 3.10. Localização da malha - L1 a L10 - com estações do levantamento IP/RES (pontos vermelhos) e do MAG (pontos vermelhos + amarelos). As principais cavas garimpeiras da região estão delimitadas com traço cinza.....	47
Figura 4.1. Modelo de profundidade da cargabilidade real (painel superior - a) e da resistividade real (painel inferior - b) da Linha L1. Zona de interesse = círculo preto.	50
Figura 4.2. Modelo de profundidade da cargabilidade real (painel superior - a) e da resistividade real (painel inferior - b) da Linha L2. Zona de interesse = círculo preto.	50
Figura 4.3. Modelo de profundidade da cargabilidade real (painel superior - a) e da resistividade real (painel inferior - b) da Linha L3. Zona de interesse = círculo preto.	51
Figura 4.4. Modelo de profundidade da cargabilidade real (painel superior - a) e da resistividade real (painel inferior - b) da Linha L4. Zona de interesse = círculo preto.	52
Figura 4.5. Modelo de profundidade da cargabilidade real (painel superior - a) e da resistividade real (painel inferior - b) da Linha L5. Zona de interesse = círculo preto.	52

Figura 4.6. Modelo de profundidade da cargabilidade real (painel superior - a) e da resistividade real (painel inferior - b) da Linha L6. Zona de interesse = círculo preto.	53
Figura 4.7. Modelo de profundidade da cargabilidade real (painel superior - a) e da resistividade real (painel inferior - b) da Linha L7. Zona de interesse = círculo preto.....	54
Figura 4.8. Modelo de profundidade da cargabilidade real (painel superior - a) e da resistividade real (painel inferior - b) da Linha L8. Zona de interesse = círculo preto.	55
Figura 4.9. Modelo de profundidade da cargabilidade real (painel superior - a) e da resistividade real (painel inferior - b) da Linha L9. Zona de interesse = círculo preto.	56
Figura 4.10. Modelo de profundidade da cargabilidade real (painel superior - a) e da resistividade real (painel inferior - b) da Linha L10. Zona de interesse = círculo preto.	56
Figura 4.11. Mapas de profundidade da cargabilidade real n2 = 8 m (A) e n3 = 19 m (B).	57
Figura 4.12. Mapas de profundidade da cargabilidade real n4 = 32 m (A) e n5 = 48 m (B).	58
Figura 4.13. Mapas de profundidades da cargabilidade real n6 = 68 m (A), n7 = 94 m (B) e n8 = 126 m (C).	60
Figura 4.14. Mapas de profundidade da resistividade real de n2 = 8 m (A) e n3 = 19 m (B).	61
Figura 4.15. Mapas de profundidade da resistividade real de n4 = 32 m (A) e n5 = 48m (B).	62
Figura 4.16. Mapas de profundidade da resistividade real de n6 = 68 m (A), n7 = 94 m (B) e n8 = 126 m (C).	63
Figura 4.17. Mapa do campo magnético anômalo.	663
Figura 4.18. Mapa campo magnético residual reduzido ao Equador, calculado a partir da Fig. 4.17.	66
Figura 4.19. Mapa magnetométrico do realce ASA com os domínios magnéticos. O domínio A1 representa o stock granítico com um enclave mais máfico (A2). O domínio B1 possui uma heterogeneidade magnética que condiz com os granitóides do embasamento, com porções mais ricas em magnetita (B2). Mapa calculado com base na Fig. 4.17.	67
Figura 4.20. Mapa de anomalias magnéticas corrigidas através dos filtros Cosseno Direcional e Continuação para Cima (10m) e o GHT definindo os principais lineamentos estruturais. Mapa calculado com base na Fig. 4.17..	70
Figura 5.1. (A) Granitóide do embasamento com bandamento composicional semelhante aos gnaisses dessa unidade, porém esses não foram descritos nos testemunhos. (B) Granodiorito <i>front</i> de alteração (colocação vermelha), de textura inequigranular, com fenocristais de quartzo leitoso. (C) Tonalito bandado fracamente afetado por soluções hidrotermais, com minerais alongados segundo uma mesma direção. (D) Granitóide com faixas avermelhadas decorrentes da alteração potássica e anisotropia conferida pelo alinhamento dos cristais de quartzo e feldspato.	72
Figura 5.2. (A) e (B) Rocha granítica com alteração hidrotermal com presença de magnetita, pertencentes a Unidade Granitóides do Embasamento - fotos dos testemunhos de sondagem. (C) e (D) Bordas de cavas garimpeiras onde aflora rochas de composição granítica (porção representada pelas iniciais <i>GdE</i>) detentora de enclaves básicos (porção representada pela inicial <i>M</i>) - fotos de afloramento com alto grau de intemperismo	71

- Figura 5.3. (A) Tonalito bandado inequigranular com forte alteração potássica (K-feldspato ± quartzo ± hematita), responsável por sua intensa tonalidade avermelhada. (B) Porção intensamente fraturada e microbrechada do tonalito de coloração vermelho intenso devido alteração potássica. As fraturas são preenchidas por quartzo hidrotermal e calcita.....72
- Figura 5.4. (A) Rocha de composição tonalítica com sutis manchas avermelhadas decorrentes da alteração potássica com feldspato potássico. (B) Quartzo-diorito de textura porfirítica, com fenocristais de plagioclásio potassificados. (C) Fáceis pegmatítica com quartzo alongado segundo a direção de fluxo ígneo, com muscovita grossa associada. Os interstícios são preenchidos por uma matriz muito fina de feldspato potássico (alteração potássica)75
- Figura 5.5. (A) Textura gráfica em um megacristal de feldspato potássico, com intercrescimento de cristais esqueléticos de quartzo (porção mais cinza escuro). Essa textura é frequente na porção mais pegmatítica dos granodiorito/tonalito (fotografia de testemunho de sondagem). (B) Textura mirmequítica denotando o intercrescimento de plagioclásio com quartzo vermicular, em contato com cristais de feldspato potássico alterado. Devido a sua associação espacial com pequenas zonas de cisalhamento, sua formação pode ter sido induzida por deformação.....74
- Figura 5.6. (A) Biotita tonalito inequigranular de granulação média, preservado de eventos metamórficos e metassomáticos. (B) A intensa alteração potássica pervasiva é responsável pela forte tonalidade vermelha do granodiorito/tonalito. (C) Cristais de plagioclásio envoltos por K feldspato (setas amarelas) correspondem a bons indícios de porções originais da rocha que foram preservadas da atuação de fluidos metassomáticos.....75
- Figura 5.7. Aspecto geral do cataclasito: (A) textura brechóide com porfiroclastos de plagioclásio, (B) protofoliação dada por clorita e (C) porfiroclastos avermelhados de plagioclásio e quartzo de até 1,2 cm de comprimento.....76
- Figura 5.8. Aspectos gerais do milonito: (A) foliação milonítica com hematita associada, (B) forte alteração fílica com vênula quartzo-carbonática e pirita oxidada (setas amarelas), (C) coloração característica esverdeada com presença de sericita + clorita e (D) localmente há forte oxidação, com geração de hematita e sua coloração se torna avermelhada77
- Figura 5.9. (A) Aspectos dos diques de vulcânicas intermediárias, de granulação muito fina a fina e tonalidade esverdeada. (B) Características dos diques de gabro isotrópico, de tonalidade verde-escuro (anfíbólio) com pontuações intersticiais leitosas (plagioclásio ± quartzo). (C) O contato intrusivo dos diques máficos a intermediários nos granodioritos/tonalitos geralmente é sulfetado (essencialmente pirita de granulação fina a média).80
- Figura 5.10. Quadro representativo da evolução temporal do paleossistema hidrotermal descrito no alvo de estudo, baseado nos raros afloramentos de cavas garimpeiras e, principalmente, na descrição de testemunhos de sondagem.79
- Figura 5.11. Variação na intensidade da alteração potássica é conferida pela intensificação das tonalidades avermelhadas, decorrentes da formação de feldspato potássico pervasivo, responsável pela classificação errônea da hospedeira em rochas de composição sienozonogranítica. (A) Granodiorito com potassificação fraca, (B) potassificação forte e pervasiva com substituição quase que total do granodiorito e (C) rocha totalmente potassificada com hematita associada, e vênulas de calcita e ankerita?.....82

- Figura 5.12. (A) Rocha granodiorítica/tonalítica potassificada, com elevada injeção de quartzo intersticial, que forma bolsões e zonas onde os cristais de feldspato ocorrem imersos. (B) Rocha vulcânica intermediária com pontos esbranquiçados denotando a carbonatação intersticial.....83
- Figura 5.13. (A) Alteração com muscovita + sericita + quartzo + clorita em rocha de composição granítica. (B) Alteração com muscovita fibro-radial e quartzo em rocha de composição granítica. (C) Foto de detalhe da muscovita ‘island’ de granulação grossa no biotita tonalito. (D) Muscovita média a grossa no granito potassificado, com quartzo intersticial.....84
- Figura 5.14. (A) Tonalidade verde-escura dos litotipos é usualmente atribuída à alteração propilítica, a exemplo da observada no granodiorito/tonalito hidrotermalizado. A alteração propilítica com clorita é correlacionável a uma sulfetação com predomínio de pirita, sendo que essa ocorre de forma anédrica disseminada (B), e mais raramente euédrica com granulação grossa (C).....85
- Figura 5.15. (A) Veios paralelizados de quartzo com KF + calcita subordinados, nos granitos indivisos potassificados. (B) Halo de alteração QSP com aproximadamente 6,0 cm de espessura que bordeja vênulas de quartzo milimétricas. (C) Inúmeras vênulas de sericita + quartzo delimitando zonas de *stockworks* na rocha de composição granodiorítica potassificada.86
- Figura 5.16. Rocha de composição granítica (GR) fortemente alterada hidrotermalmente – zona fílica (QSP) e silicificada. Na direita, detalhe da porção silicificada com inúmeras vênulas de quartzo, subordinadas a estruturação maior.....87
- Figura 5.17. (A) Veio de quartzo com halo de alteração QSP (sericita + muscovita + sulfetos), onde se observa agregados de pirita + hematita confinados à estrutura venular, e pirita fina disseminada ao redor do mesmo. (B) O halo de alteração com sericita/muscovita da alteração QSP também apresenta sulfetos disseminados, essencialmente pirita, porém a estrutura venular quartzosa apresenta maior concentração de pirita. (C) Veio de quartzo maciço com pirita + hematita na Unidade Granodiorítica a Tonalítica.88
- Figura 5.18. (A) Vênula tardia de calcita (setas amarelas) em rocha tonalítica fortemente cloritizada. (B) Vênulas relativamente paralelas preenchidas por carbonato de coloração rosa (ankerita?) (setas pretas).....89
- Figura 5.19. (A) Sutil zona de cisalhamento no contato da Unidade Granodiorítica a Tonalítica (Gr) com porção máfica dos Granitóides do Embasamento (GdE). (B) Detalhe de A (retângulo amarelo pontilhado), onde é possível verificar vênulas de quartzo subparalelas à foliação N85E. (C) Cristais de quartzo estirados na Unidade Granodiorítica a Tonalítica, encontrados em testemunhos de sondagem.....90
- Figura 5.20. Perfil longitudinal de cava desativada nas proximidades do Garimpo da Peteca. (A) Zona milonítica N80W/subvertical. (B) Veio de quartzo principal com atitude N62W/80N, em rocha muito alterada (QSP?). (C) Zona com alteração QSP sobre rocha granítica, com vênulas preenchidas por quartzo + carbonato. (D) Zona de stockworks em rocha vulcânica com veio de quartzo secundário (N71W/75NE).....91
- Figura 5.21. (A) Diagrama de frequência das principais estruturas filoneanas do Sistema Flor da Serra. (B) Filão do João Fidelis com atitude N77W/56NE. (C) Detalhe do minério oxidado da cava principal do João Fidelis, com presença de carbonato de cobre. (D) Cava desativada no Garimpo do Pedro Costin onde há fraturas milimétricas subverticais preenchidas por quartzo,

subordinadas à estrutura principal NW. (E) Família de fraturas sinistrais em rocha granítica silicificada.	93
Figura 5.22. (A) Vista em planta de zona de cisalhamento transcorrente E-W de caráter rúptil-dúctil. (B) Rocha foliada com presença de estruturação SC, com movimento local dextral. (C) Zoom na estrutura SC. (D) Rocha granítica fraturada com crenulação marcante.....	942
Figura 5.23. (A) Afloramento em cava desativada com veio de quartzo (sigla VQ) no contato entre rocha granítica (sigla Gr) com rocha subvulcânica máfica (sigla M). (B) Pequenos pedaços de testemunho de sondagem com brecha de matriz sericítica. (C) Brecha intensamente fraturada (pontilhado branco), com foliação insipiente (pontilhado preto). (D) Amostra de mão intensamente brechada pertencente a zona de <i>stockworks</i>	96
Figura 5.24. Vista ampla do Garimpo do Micharia (A), com zonas de stockworks no granito hidrotermalizado aparentemente orientado (B). Em C, zona de cisalhamento dextral desenvolvida sobre rocha básica com venulações de quartzo associadas.	97
Figura 5.25. Diques intemperizados de rocha máfica cortam a cava principal do Micharia (A, B e C). Em D e E, detalhe do veio de quartzo oxidado com boxworks, onde a hospedeira é uma rocha esverdeada fina silicificada e carbonatada (F e G).....	98
Figura 5.26. Planta esquemática do filão do Naiuram. Modificado de Paes de Barros 1994.	99
Figura 6.1. Mapa de cargabilidade do nível 68 m (cota 180 m), com delimitação dos litotipos (linha branca), definidos através dos domínios magnéticos do ASA, onde A1 e A2 = Unidade Granodiorítica a Tonalítica; B1 e B2 = Granitóides do Embasamento.	102
Figura 6.2. Mapa de resistividade do nível 68 m (Cota 180m), com delimitação dos litotipos (linha branca) definidos através dos domínios magnéticos do ASA, onde A1 e A2 = Unidade Granodiorítica a Tonalítica; B1 e B2 = Granitóides do Embasamento.	104
Figura 6.3. Mapa integrado dos lineamentos magnéticos (GHT + cosseno direcional + continuação para cima – 10m) e os pontos de interesse marcados nos perfis, definidos como principais alvos para prospecção direta.	106
Figura 6.4. Mapa ASA final integrado com a delimitação da Unidade Granodiorítica-Tonalítica (A1 e A2) e dos Granitóides do Embasamento (B1 e B2), com as principais estruturas magnéticas e cavas garimpeiras. Têm-se ainda os principais trends subparalelos de cargabilidade e de resistividade. Os pontos em amarelo provêm dos bolsões de cargabilidade e resistividade presentes nas seções, sendo pontos de maior interesse de prospecto.	108

Índice de Tabelas

Tabela 1.1. Síntese das reservas garimpeiras de ouro criadas pelo Governo Federal na PAAF, norte do MT (METAMAT 2003).....	6
Tabela 1.2. Produção de ouro no período de 1980 - 1999 nos distritos auríferos do MT (METAMAT 2003, dados não publicados). Obs.: O valor da produção foi estimado com o preço médio do ouro de US\$ 321,00 / onça.	8

CAPÍTULO 1

1.1. Introdução

Segundo o *United States Geological Survey* - USGS, o Brasil produziu 55 t/Au em 2011, ocupando a 13ª posição na produção de ouro oriundo de mina (industrial) no mundo. Entretanto, essa produção eleva para 64 t/Au se acrescentarmos a produção oriunda dos garimpos, estimada em 9 t/Au com base no IOF/ouro de 2011.

A escalada do preço do ouro no mercado internacional, verificada a partir do ano de 2005 (Fig. 1.1.) demonstra um novo fluxo exploratório, com a retomada de antigas áreas de produção garimpeiras, sobretudo na Província Aurífera Alta Floresta (PAAF), e com a entrada em produção de vários pequenos depósitos de ouro, neste caso principalmente na Província Aurífera do Guaporé, no noroeste do Mato Grosso.



Figura 1.1. Gráfico que expressa o comportamento do preço do ouro nos últimos 10 anos. Fonte: <http://www.kitco.com/charts/livegold.html>.

A PAAF localiza-se na porção centro-norte do Estado do Mato Grosso, sendo definida por uma faixa constituída por suítes plutono-vulcânicas de idades Paleo a Mesoproterozóico, que se estende por mais de 500 km na direção NW-SE no setor Meridional do Cráton Amazônico (Paes de Barros 2007; Silva & Abram 2008). Essa província encontra-se limitada a Norte pelo *gráben*

do Cachimbo, que a separa da Província Aurífera do Tapajós, e a Sul pelo *gráben* dos Caiabis (Fig. 1.2).

Em relação à compartimentação geotectônica do Cráton Amazônico, a PAAF está contida entre as províncias geocronológicas Ventuari-Tapajós (1,95-1,8 Ga) e Rio Negro-Juruena (1,8 a 1,55 Ga), na concepção de Tassinari & Macambira (1999), ou entre as Províncias Tapajós-Parima (2,03 a 1,88 Ga) e Rondônia-Juruena (1,82 a 1,54 Ga), no modelo de Santos (2006).

Independente do modelo adotado, dados geológicos, geoquímicos e isotópicos têm indicado que essas províncias foram geradas em ambiente de arcos magmáticos que se desenvolveram e se agregaram progressivamente ao proto-cráton formado pela Província Amazônia Central no decorrer do Paleoproterozóico e Mesoproterozóico (Tassinari & Macambira 1999; Santos 2006; Paes de Barros 2007; Silva & Abram 2008).

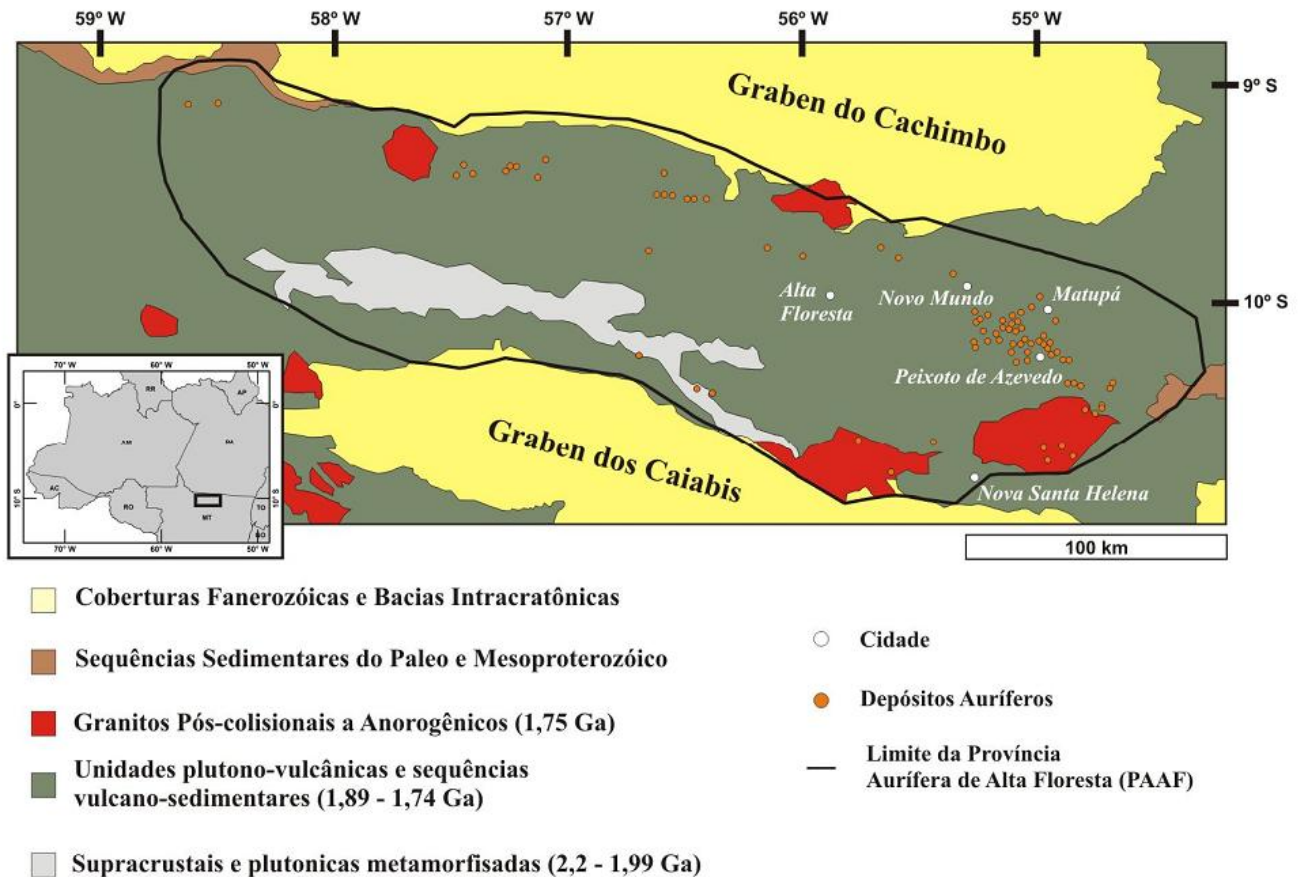


Figura 1.2. Mapa simplificado da PAAF, com seus principais domínios geológicos e a localização de alguns depósitos auríferos. Modificado de Paes de Barros (2007).

Nos depósitos auríferos primários, o ouro ocorre hospedado preferencialmente em granitos paleoproterozóicos do tipo I, sub-alcalinos a cálcio-alcalinos, meta a peraluminosos, de médio a alto potássio, variando de tonalito-granodiorito a sienogranito, ocorrendo na forma de veios, *stockworks* e/ou disseminadas (Paes de Barros 2007).

A PAAF agrupa dezenas de regiões garimpeiras, sendo a região garimpeira Flor da Serra uma das que se destacou, considerando-se o histórico de produção de ouro, sobretudo oriundo de depósitos secundários. Nesta região observa-se um expressivo adensamento de corpos filoneanos, sendo vários explorados a céu aberto e uma minoria via lavra subterrânea, de forma improvisada, até profundidades médias de 30 a 40 metros (Fig. 1.3). Este contexto torna a região uma área de expressivo potencial exploratório dentro da PAAF, o que tem motivado a pesquisa desses corpos filoneanos abandonados por empresas, cujos dados e resultados estão em parte sendo utilizados no escopo desta dissertação.

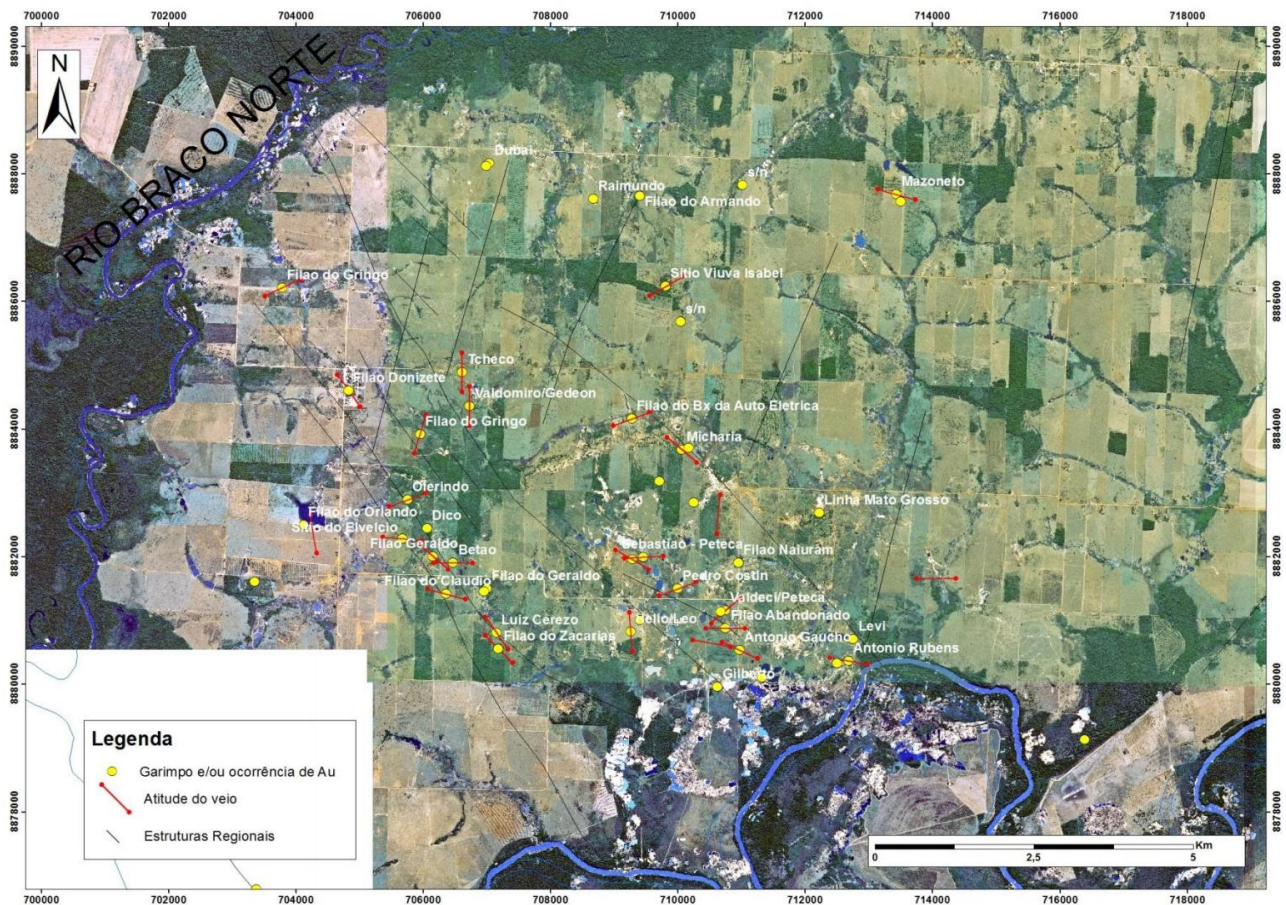


Figura 1.3. Mapa da região Flor da Serra com as principais mineralizações auríferas filoneanas.

Essa região garimpeira está inserida na unidade geológica Suíte Intrusiva Flor da Serra, compreendida por gabros, gabrodioritos, dioritos, monzogabros, monzodioritos, diabásios e eventuais traquiandesitos, sem metamorfismo regional (Moreton e Martins 2003) (Fig. 1.4).

A profunda alteração intempérica observada impossibilita o mapeamento geológico em escala compatível com aquela demandada pela pesquisa exploratória. Esse fato tornou imprescindível a utilização de levantamentos geofísicos, tanto pela rapidez na aquisição dos dados, como pelos custos relativamente modestos. Acrescenta-se ainda que praticamente nenhum tipo de impacto ambiental decorra desse tipo de levantamento. O avanço das fronteiras exploratórias e científicas para áreas de difícil acesso tem aumentado cada vez mais a demanda pela utilização de métodos indiretos como suporte ao mapeamento geológico e à prospecção mineral.

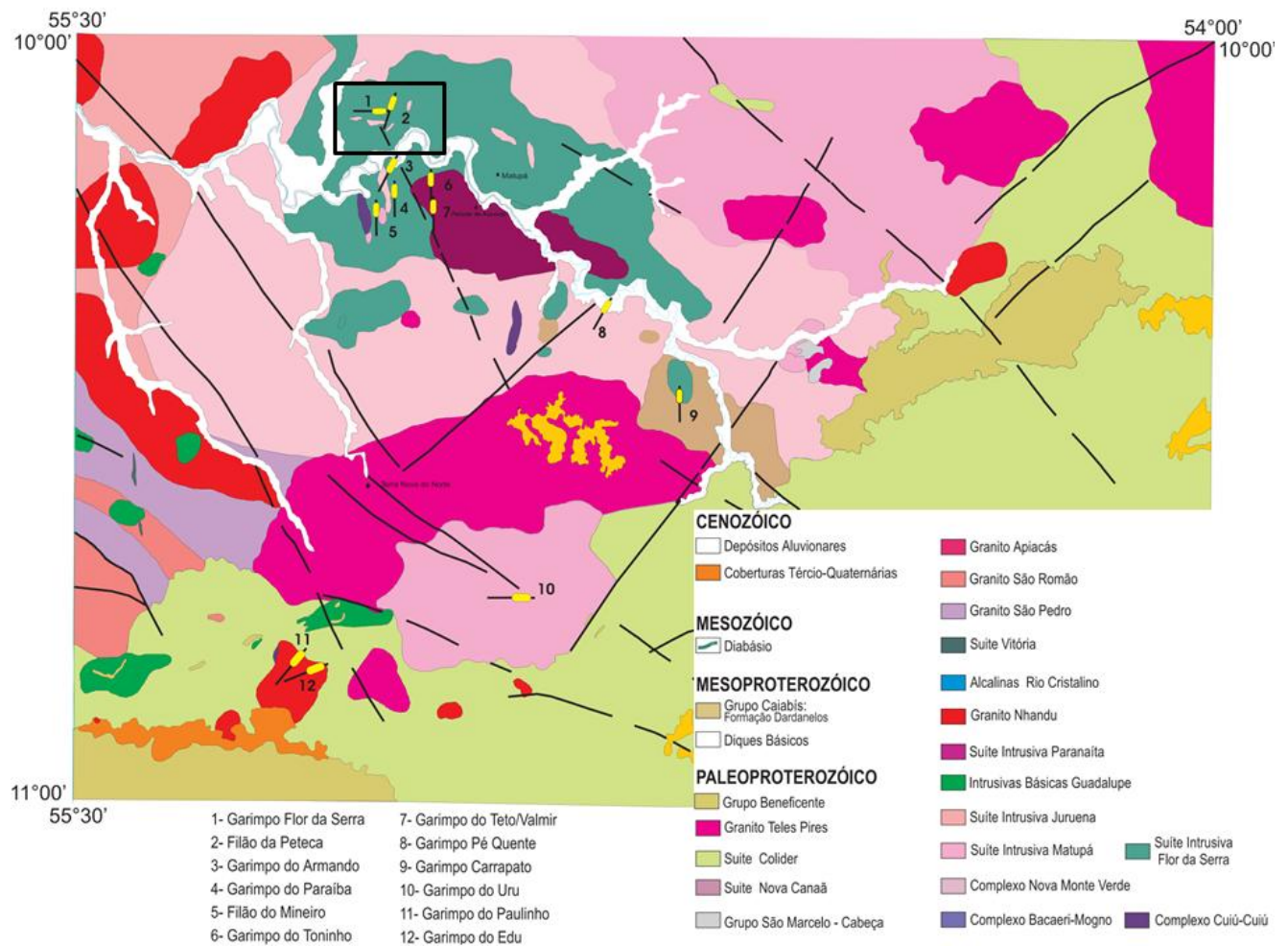


Figura 1.4. Mapa geológico da Folha Vila Guarita com localização e orientação dos principais veios de quartzo auríferos, em destaque região garimpeira Flor da Serra. Modificado de Moreton e Martins (2005).

A geofísica terrestre tem sido utilizada frequentemente para apoio ao mapeamento geológico e à exploração mineral (Doyle 1990, Pires 1995, Clark 1997). Os levantamentos oferecem a vantagem da agilidade para a indústria mineradora, todavia sua maior importância está condicionada às respostas do método efetuado. Vale a pena ressaltar que os fundamentos físicos de cada método norteiam sua escolha, a depender do ambiente geológico, pois há a necessidade de contrastes razoáveis de propriedades físicas dos materiais envolvidos. A geofísica, se comparada com qualquer outra modalidade de levantamento, representa economia significativa de tempo e, muitas vezes, de recursos, embora alguns fatores, como dimensões da área, ausência de boa infraestrutura e clima desfavorável, possam reduzir a eficiência dos métodos.

Investigar através de levantamentos geofísicos é o caminho viável mais eficiente, economicamente e ecologicamente, para o adensamento do conhecimento do subsolo de um país com a extensão continental que possui o Brasil, sobretudo em regiões remotas, como a Amazônia, que figura entre as últimas fronteiras geoeconômicas do mundo, ao lado apenas do substrato oceânico e da Antártida (Boletim nº4 SBGf 2010).

A região da Flor da Serra, devido à existência de um profundo manto de intemperismo, pela presença de microbacias mais jovens geradas por abatimento de blocos, pela presença de superfícies lateríticas, e finalmente, por estar em grande parte com o perfil do solo alterado pela atividade garimpeira pretérita, necessita da utilização de métodos de investigação indireta, como os métodos geofísicos como ferramenta de suporte a exploração mineral. Esses métodos têm um papel importante na exploração de depósitos auríferos, tanto para o tipo filoneano como para as mineralizações tipo disseminadas.

No presente trabalho houve a aquisição de dados magnetométricos, de cargabilidade e de resistividade. O levantamento magnetométrico contribuiu principalmente no delineamento de estruturas magnéticas, relevantes na disposição dos corpos de minério aurífero, e delimitação de um corpo granítico intrusivo de importância metalogenética na área. Os métodos geoeletricos foram responsáveis pela melhor caracterização das litologias, delimitação da interface saprólito-rocha e confirmação de estruturas geológicas mapeadas pela Magnetometria. Os produtos/mapas gerados desse levantamento geofísico serviram de base para a locação de furos diamantados, os quais estão presentes na descrição macroscópica no capítulo de geologia local.

1.2. Histórico de Exploração

A região de Peixoto de Azevedo teve seu potencial aurífero exposto a partir da abertura da rodovia Cuiabá-Santarém (BR 163). Em 1979, com a descoberta de ricos aluviões auríferos, milhares de garimpeiros vindos principalmente de Itaituba e outras regiões garimpeiras do Estado do Pará migraram para a região, formando um acampamento no local onde atualmente está implantada a cidade de Peixoto de Azevedo, na altura do quilômetro 700 desta rodovia (BR-163).

A partir daí, a atividade garimpeira se inseriu de forma espontânea no processo de expansão de fronteiras, avançando em direção aos aluviões depositados nas planícies de importantes rios que compõem a bacia do rio Teles Pires, com destaque para os rios Peixoto de Azevedo, Braço Norte, Peixotinho, Nhandu, Paranaíta, Apiacás, chegando até o rio Juruena. Nesse período, relacionado à exploração do ouro foram fundadas algumas cidades no Norte do estado, caso de Peixoto de Azevedo, Matupá, Novo Mundo e Apiacás.

Em 1983, a descoberta do garimpo da Serrinha, primeiro depósito aurífero primário da região, na localidade de Santo Antônio, atualmente município de Garantã do Norte, desencadeou a exploração em mais de uma centena de veios de quartzo aurífero. Devido a intensos conflitos entre garimpeiros e empresas privadas, foram criadas quatro reservas garimpeiras no contexto da PAAF, através de Portarias Ministeriais: Peixoto de Azevedo, Cabeça, Zé Vermelho e Juruena, compreendendo uma área total de 873.125 hectares (Tab. 1.1).

Tabela 1.1. Síntese das reservas garimpeiras de ouro criadas pelo Governo Federal na PAAF, norte do Mato Grosso (METAMAT 2003).

Denominação	Substância	DOU	Área (ha)
Reserva Garimpeira do Cabeça	Ouro	10/05/83	121.000,00
Reserva Garimpeira do Zé Vermelho	Ouro	10/05/83	50.000,00
Reserva Garimpeira de Peixoto de Azevedo	Ouro	10/05/83	657.500,00
Reserva Garimpeira do Juruena	Ouro	28/03/88	44.625,00
Total:			873.125,00

A criação dessas reservas, apesar de importante para a diminuição dos conflitos de interesses à época, não foram apoiadas por políticas públicas ou ações que pudessem direcionar a atividade para patamares de exploração mineral, de base tecnológica. Porém, com a

regulamentação do regime de lavra garimpeira, houve a possibilidade de parcerias entre proprietários de garimpos com empresas do setor mineral, principalmente nos prospectos primários de maior potencial e onde a atividade garimpeira tornou-se inviável em função de técnicas exploratórias inapropriadas.

Atualmente encontram-se cadastradas no DNPM como ativas, no Distrito Mineiro de Peixoto de Azevedo, as seguintes cooperativas de garimpeiros:

CORIPA: Cooperativa Exploradora Aurífera Peixoto de Azevedo Ltda.;

COGAMA: Cooperativa de Garimpeiros da Região de Matupá Ltda.;

COOMIPAZ: Cooperativa Mista dos Garimpeiros de Peixoto de Azevedo;

COOPEIXOTO: Cooperativa dos Garimpeiros de Peixoto de Azevedo;

COOGAVEPE: Cooperativa de Garimpeiros do Vale do Rio Peixoto de Azevedo.

Entre as décadas de 1970 e 1990, a PAAF foi uma importante região produtora de ouro no Brasil, com uma produção estimada da ordem de 160 toneladas, conforme tabela 1.2 (METAMAT 2003). Esta produção foi oriunda em quase sua totalidade da atividade garimpeira de mineralizações auríferas secundárias (aluvião/coluvião). Com a diminuição e exaustão dos depósitos secundários e de enriquecimento supérgeno, mineralizações filoneanas passaram a configurar o novo alvo das atividades garimpeiras na região. Essa etapa, que se estende até o presente, tem envolvido a exploração de mais de uma centena de depósitos primários de alto teor, de pequeno a médio porte (< 5 t Au).

O histórico da produção aurífera e o grande número de ocorrências primárias indicam que a PAAF ainda sustenta um potencial exploratório significativo no estado. Isso tem motivado várias empresas de exploração mineral, na sua maioria *juniors*, a investirem na descoberta de novos depósitos ou na reavaliação do potencial daqueles já conhecidos.

Tabela 1.2. Produção de ouro no período de 1980 - 1999 nos distritos auríferos do MT (METAMAT 2003, dados não publicados). Obs.: O valor da produção foi estimado com o preço médio do ouro de US\$ 321,00 / onça.

Província e/ou Distrito Mineiro	Área explorada (ha)	Produção acumulada (ton) 1980 –1999	Reservas em (ton)		Produção (ton)	
			Cubada	Potencial	1999	2000
Baixada Cuiabana	15.000	70	13,85	200	1,8	2,2
Xavantina	500	6	19,84	20	-	-
Guaporé	2.000	30	48,6	300	1,5	2,0
Alta Floresta	500.000	160	26	600	3,2	3,8
Sub Total	517.500	266	108,29	1.120	6,5	8,0

Atualmente, Peixoto de Azevedo é o maior produtor de ouro oriundo de garimpos do Mato Grosso. A cidade conta atualmente com mais de 100 áreas tituladas perante o Departamento Nacional de Pesquisa Mineral (DNPM) e legalizadas perante aos órgãos ambientais, e milhares de empregos diretos e indiretos estão sendo gerados, com visível aquecimento da economia local. Cada pequeno minerador trabalha em média com 15 a 20 garimpeiros, agregando ainda muitos empregos indiretos. A legalidade dessa atividade econômica oferece maior garantia para os garimpeiros, inclusive com a possibilidade de pagar para o Instituto Nacional do Seguro Social (INSS) e obter seguridade social.

1.3. Objetivos

O objetivo geral deste trabalho é contribuir para o conhecimento geológico da região Flor da Serra, setor Leste da PAAF, para a identificação de novos alvos exploratórios. A análise dos dados geofísicos terrestres, descrição de testemunhos de sondagem e mapeamento de cavas garimpeiras, permitiu significativa evolução no conhecimento geológico da região Flor da Serra. Neste trabalho os seguintes objetivos específicos foram alcançados:

i) Definição das principais unidades geológicas, com a caracterização das principais alterações hidrotermais e possível zoneamento mineral por meio da descrição geológica de furos de sondagem diamantados.

ii) Mapeamento da interface saprólito-rocha através do fenômeno polarização de membrana no método de Polarização Induzida, que ocorre em regiões ricas em argilominerais.

iii) Modelagem das principais estruturas que condicionam as mineralizações primárias conhecidas no Sistema Flor da Serra, compartimentando-as em função das diferentes ordens de grandeza e níveis crustais, com base na Magnetometria com confirmação nas descontinuidades geelétricas das seções de cargabilidade e de resistividade.

iv) Individualização de *stocks* graníticos eventualmente associados a sistemas mineralizados a ouro, por meio da análise e interpretação dos dados magnetométricos e geelétricos.

v) Caracterização magnetométrica e geelétrica dos materiais mineralizados e estéreis, bem como estabelecimento de critérios em busca de uma assinatura geofísica para definição de novos alvos exploratórios.

1.4. Localização da Área de Estudo

A região garimpeira Flor da Serra situa-se no Norte do Estado do Mato Grosso, limítrofe com o Estado do Pará, entre os rios Braço Norte e Peixoto de Azevedo. Está compreendida no município de Matupá, distando aproximadamente 35 km dessa cidade. Inserida na Folha Vila Guarita (SC.21-Z-B) (Moreton & Martins 2005) entre os paralelos 10°00' e 11°00' de Latitude Sul e 54°00' e 55°30' de Longitude Oeste (Fig. 1.5). Essa folha faz parte do Projeto Província Mineral de Alta Floresta - PROMIN Alta Floresta, executado pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais - Serviço Geológico do Brasil (GO).

A área de estudo (ponto vermelho) dista aproximadamente 735 km da capital Cuiabá (ponto verde), sendo que o acesso principal é feito pela BR-163 até as bases de apoio - METAMAT (Companhia Matogrossense de Mineração) e escritório da COOGAVEPE (Cooperativa de Garimpeiros do Vale do Rio Peixoto de Azevedo), que se encontram no centro da cidade de Peixoto de Azevedo (Fig. 1.6).

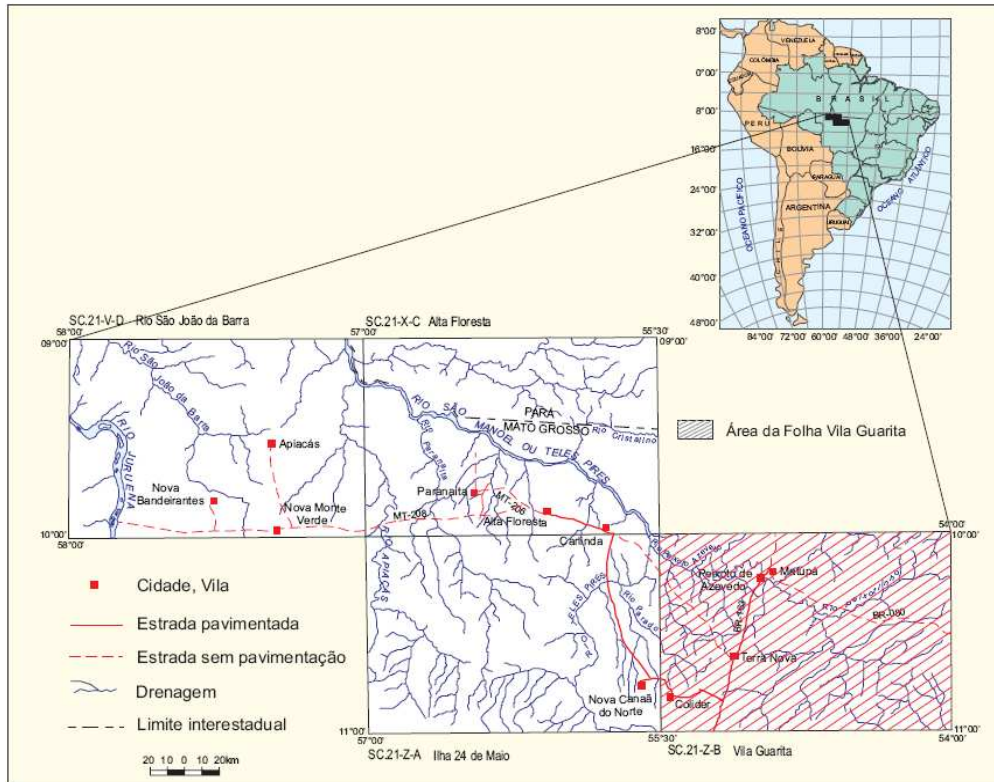


Figura 1.5. Localização da área do PROMIN Alta Floresta com destaque para a Folha Vila Guarita (Moreton e Martins 2005).

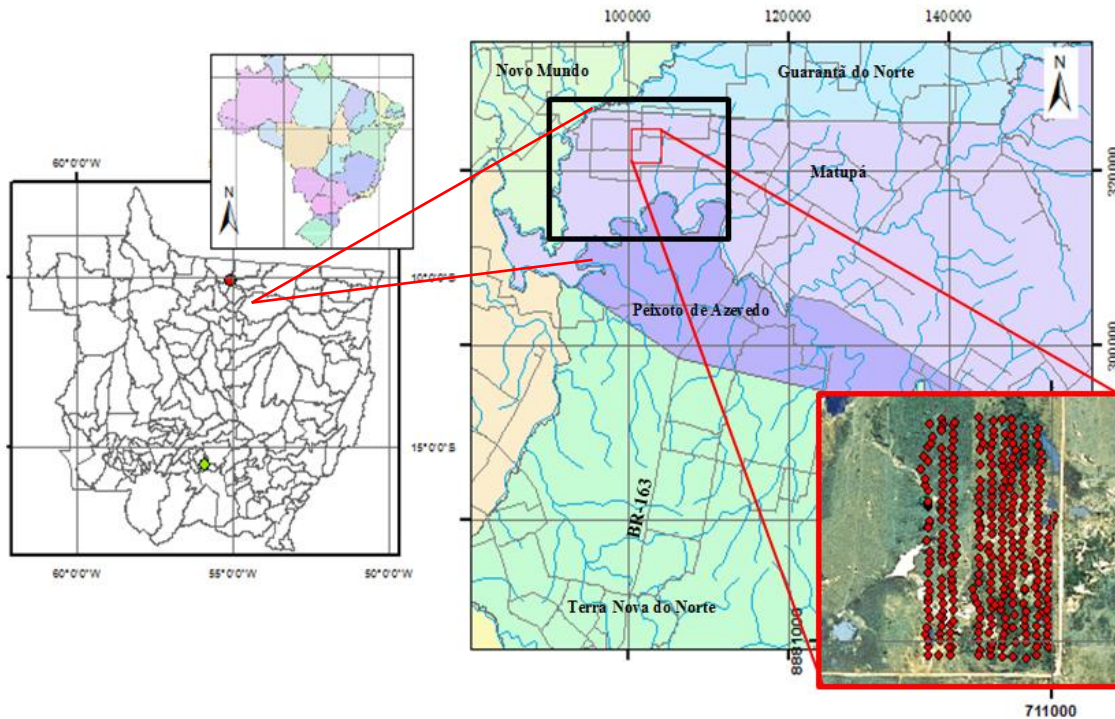


Figura 1.6. Mapa de localização da região Flor da Serra (retângulo preto), com ênfase na distribuição espacial dos dados geofísicos coletados neste trabalho (quadrado vermelho).

CAPÍTULO 2 - CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

2.1. Cráton Amazônico

Almeida (1974) foi responsável pela primeira síntese sobre a geologia do Cráton Amazônico, delineando os primeiros esboços do Cráton do Guaporé, assim denominado naquele período. Amaral (1974), em levantamento de dados geológicos e geocronológicos (K-Ar e raros Rb-Sr), propõe a divisão do cráton em províncias, baseando-se nos trabalhos de mapeamento geológico executado pela CPRM e RADAMBRASIL nos anos 1970.

Hasui *et al.* (1984) descreveram as principais feições tectônicas e descontinuidades do Cráton Amazônico extraídas da análise de dados geofísicos e estruturais. Neste modelo, o quadro tectônico do Cráton é configurado em vários blocos crustais, relacionados à evolução arqueana. As bordas destes blocos são definidas por anomalias gravimétricas positivas, fortes variações nas respostas magnéticas, e *trends* lineares de estruturas tectônicas. Nos núcleos destes blocos são comuns ocorrências de granitóides e de sequências metavulcanossedimentares do tipo *greenstone belts*.

Baseando-se em dados geocronológicos e tectônicos, Tassinari & Macambira (1999) o Cráton Amazônico foi dividido em seis províncias: Amazônia Central (> 2,3Ga), Maroni-Itacaiúnas (2,2 a 1,9 Ga), Ventuari-Tapajós (1,9 a 1,8 Ga), Rio Negro-Juruena (1,8 a 1,55 Ga), Rondoniana-San Ignácio (1,5 a 1,3 Ga) e Província Sunsás (1,25 a 1,0 Ga) (Fig. 2.1.A).

Santos *et al.* (2000) identificaram oito províncias tectônicas com base, principalmente, nos dados geocronológicos obtidos pelo método U-Pb (SHRIMP). Em sequência cronológica tem-se: Província Carajás, Transamazônica, Tapajós-Parima, Amazônia Central, Rio Negro, Rondônia-San Ignacio, Sunsás e Imataca (Fig. 2.1.B). Ruiz *et al.* (2005) posiciona o Maciço Rio Apa como parte do Cráton Amazônico com base em várias observações, dentre elas as unidades litoestratigráficas que constituem o Cinturão Dobrado Paraguai e o Cinturão Tucavaca na Bolívia.

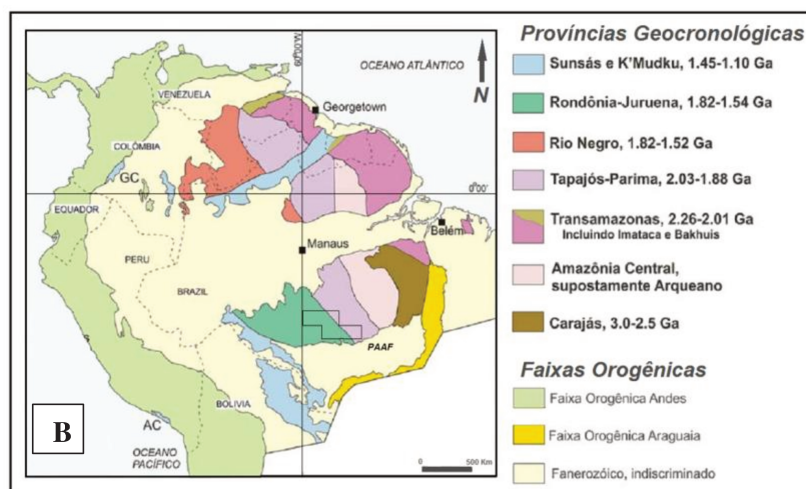
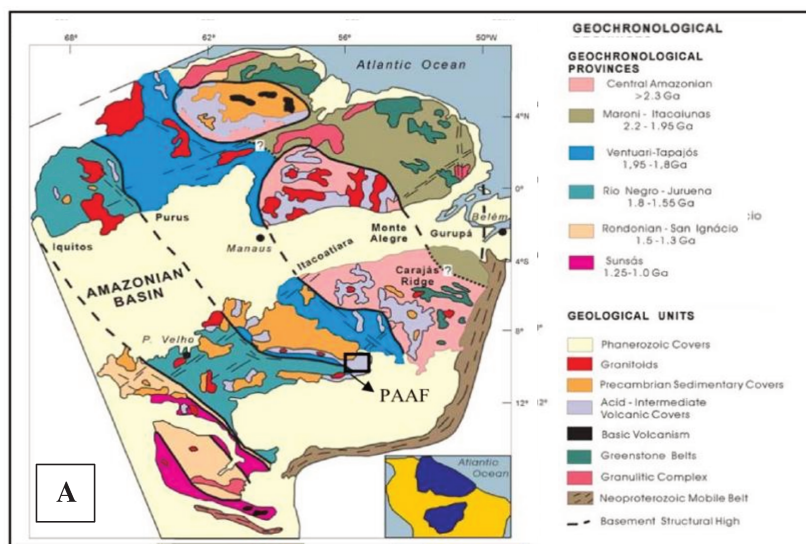


Figura 2.1. Diferentes propostas de compartimentação tectono-geocronológica do Cráton Amazônico: A) Tassinari & Macambira (1999) e B) Santos *et al.* (2000).

2.2. PAAF

A PAAF configura uma área alongada na direção W-NW, limitada a norte pelo *gráben* do Cachimbo e a sul pelo *gráben* dos Caiabis e pela Chapada dos Dardanelos (ver Fig. 1.2).

Em termos de compartimentação geotectônica, a PAAF é considerada como parte das províncias geocronológicas Ventuari-Tapajós (PVT) entre 1,95-1,8 Ga e Rio Negro-Juruena (PRNJ), entre 1,8-1,55 Ga na concepção de Tassinari & Macambira (1999). De acordo com esses autores as províncias representam vastas regiões de crosta continental juvenil, formadas a partir de rochas derivadas do manto, acrescidas por meio de sucessivos arcos magmáticos,

provavelmente gerados por subducção de litosfera oceânica sob a Província Amazônia Central ($PAC \geq 2,3$ Ga), seguida por colisão de massas continentais. Em maior detalhe, a região de estudo encontra-se na PRNJ constituída por inúmeros corpos de composição granítica a granodiorítica, por vezes exibindo texturas estilo gnáissica. Possui direções estruturais predominantes NW-SE, usualmente cortadas em algumas áreas por estruturas NE-SW, relacionadas a eventos mais jovens e rúpteis, e possivelmente vinculadas ao evento tectono-termal Nickeriano (1100 Ma), que seccionaram grandes áreas do cráton (Tassinari 1996).

Segundo a compartimentação proposta por Santos *et al.* (2000) e Santos (2003), essa província estaria enquadrada entre as províncias geocronológicas-geotectônicas do Tapajós-Parima (2,03 - 1,88 Ga) e Rondônia Juruena (1,82 - 1,54 Ga).

Lacerda Filho (2004) e Souza *et al.* (2004) definiram na porção sul da PAAF o Arco Magmático Juruena, com idades U-Pb entre 1,85-1,75 Ga e idade-modelo Sm-Nd de 2,2 Ga. Os referidos autores subdividiram esse arco em dois segmentos: (1) terreno plutono-vulcânico deformado em regime rúptil a rúptil-dúctil (suítes Paranaíta, Nhandu, Flor da Serra, Matupá, Juruena e Colíder), com idades no intervalo de 1,85-1,80 Ga e (2) terreno acrescionário granito-gnáissico, de médio a alto grau metamórfico, deformado em regime dúctil (Complexos Bacaeri-Mogno e Nova Monte Verde, Suíte Intrusiva Vitória e granitos São Pedro, São Romão e Apiacás), com idade entre 1,80-1,75 Ga. A área de estudo se localiza na Suíte Intrusiva Flor da Serra, logo constitui parte do segmento plutono-vulcânico deformado em regime rúptil a rúptil-dúctil.

Paes de Barros (2007) identificou na PAAF, o que denominou Terreno Peixoto, constituído como um embasamento heterogêneo, em parte arqueano, intrudido por granitos paleoproterozóicos, tardi a pós-tectônicos, cálcio-alcalinos a sub-alcalinos, com idades TDM entre 2,3-2,6 Ga e $\epsilon Nd(t)$ entre -3,4 e -7,62 Ga. As mineralizações auríferas no que se denominou Terreno Peixoto evidenciam um alinhamento segundo a direção NW, estendendo-se da região garimpeira do Trairão, a Norte, até a região garimpeira do Peru. Este alinhamento reflete o padrão de múltiplas zonas de transcorrência, anastomosadas, e que interceptam terrenos granito-gnáissicos, admitidos como do embasamento.

A idade e origem das rochas do que se admite ser o embasamento dessa região (PAAF) vem sendo inseridas por Paes de Barros (1994 e 2007) como parte do Complexo Xingu, enquanto Santos *et al.* (2000) e Souza *et al.* (2005) o correlacionam ao Complexo Cuiú-Cuiú. Essas

divergências a cerca dos limites das unidades geotectônicas e da natureza do embasamento, refletem em tese diferenças no entendimento da evolução dessa porção do Cráton, sobretudo deste fragmento denominado de Terreno Peixoto.

No Terreno Peixoto se observa de forma mais circunstancial dois domínios metalogenéticos principais passíveis de individualização. O primeiro, na porção mais central do Terreno Peixoto está associado espacialmente ao alinhamento Peru-Trairão (Fig. 2.2), onde predominam depósitos filoneanos a venulares, estruturalmente controlados, hospedados em granitos com idades entre 1,98 a 1,87 Ga, destacando-se depósitos de Au ± Cu. Ainda neste contexto (Peru-Trairão), observam-se depósitos do tipo disseminado, ou venular, com zonas de alteração hidrotermal relativamente bem desenvolvidas, que vem sendo interpretados como associados a sistemas magmático-hidrotermais, e que se assemelham tanto aos sistemas tipo pórfiro pobres em Cu (Xavier *et al.* 2011), como a sistemas tipo *Intrusion Related* (Paes de Barros 2007).

O segundo, no segmento mais oriental da PAAF, na região conhecida como Distrito de União do Norte, são descritos depósitos de Au com metais base associados, hospedados em granitos levemente oxidados, cálcio-alcálico para sub-alcálico, médio a alto K, metaluminosos a peraluminosos, de idades 1,85 a 1,75 Ga (Miguel Jr 2011). Localmente, também são conhecidos depósitos hospedados em rochas pertencentes a seqüências vulcânicas e vulcanoclásticas. Segundo Xavier *et al.* (2011) essas mineralizações podem constituir depósitos polimetálicos associados a sistemas epitermais de média sulfetação.

2.3. Unidades Litoestratigráficas

O setor leste da PAAF apresenta uma complexa variação litológica (Fig. 2.2), representada por coberturas fanerozóicas, seqüências sedimentares do Paleozoico ao Mesoproterozóico, granitos pós-colisionais e anorogênicos (1,75 Ga), unidades plutono-vulcânicas e seqüências vulcano-sedimentares (1,96 - 1,74 Ga). Em parte, essas unidades foram afetadas por zonas de cisalhamento transcorrentes, formando extensas faixas milonitizadas (Miguel Jr 2011).

2.3.1. Embasamento

Na região de Peixoto de Azevedo-Novo Mundo e Flor da Serra, o Complexo Xingu (Silva *et al.* 1974) compreende restos de unidades gnáissicas, de composição tonalítica a granodiorítica, e foliação metamórfica segundo NNE a NNW. Associado a esses gnaisses encontram-se por vezes talco-clorita xistos, flogopita xistos, clorita-sericita xistos, rochas ultramáficas e anfibolitos (Dardenne & Schobbenhaus 2001; Paes de Barros 2007). Segundo Silva & Abram (2008) estas unidades são correlacionadas ao Complexo Cuiú-Cuiú (Pessoa *et al.* 1977).

Paes de Barros (2007) obteve idade de 2816 ± 4 Ma (Pb-Pb zircão) em paleossoma do gnaisse Gavião, sendo correlacionada ao Complexo Xingu. Souza *et al.* (2005) obteve idade de 1992 ± 7 Ma para um ortognaisse granítico, correlacionado ao complexo Cuiú-Cuiú.

Os poucos afloramentos do embasamento, que são raros e esparsos, aparecem usualmente como áreas arrasadas estando restritos a faixas reliquiares estreitas, alongadas e descontínuas. Geralmente os gnaisses encontram-se intrudidos por rochas básicas e/ou graníticas, estas últimas ainda indivisas. Localmente há presença de enclaves anfibolíticos (Fig. 2.3).

Apresentam textura granolepidoblástica a porfiroblástica, e ocorrem na forma de blocos arredondados sendo representados por gnaisses ortoderivados, tendo biotita gnaisses tonalíticos como termos dominantes e gnaisses graníticos e anfibolitos subordinados; estes últimos ocorrem inclusos nos gnaisses em forma de enclaves. Estes anfibolitos mostram coloração cinza, granulação fina e textura granolepidoblástica orientada.

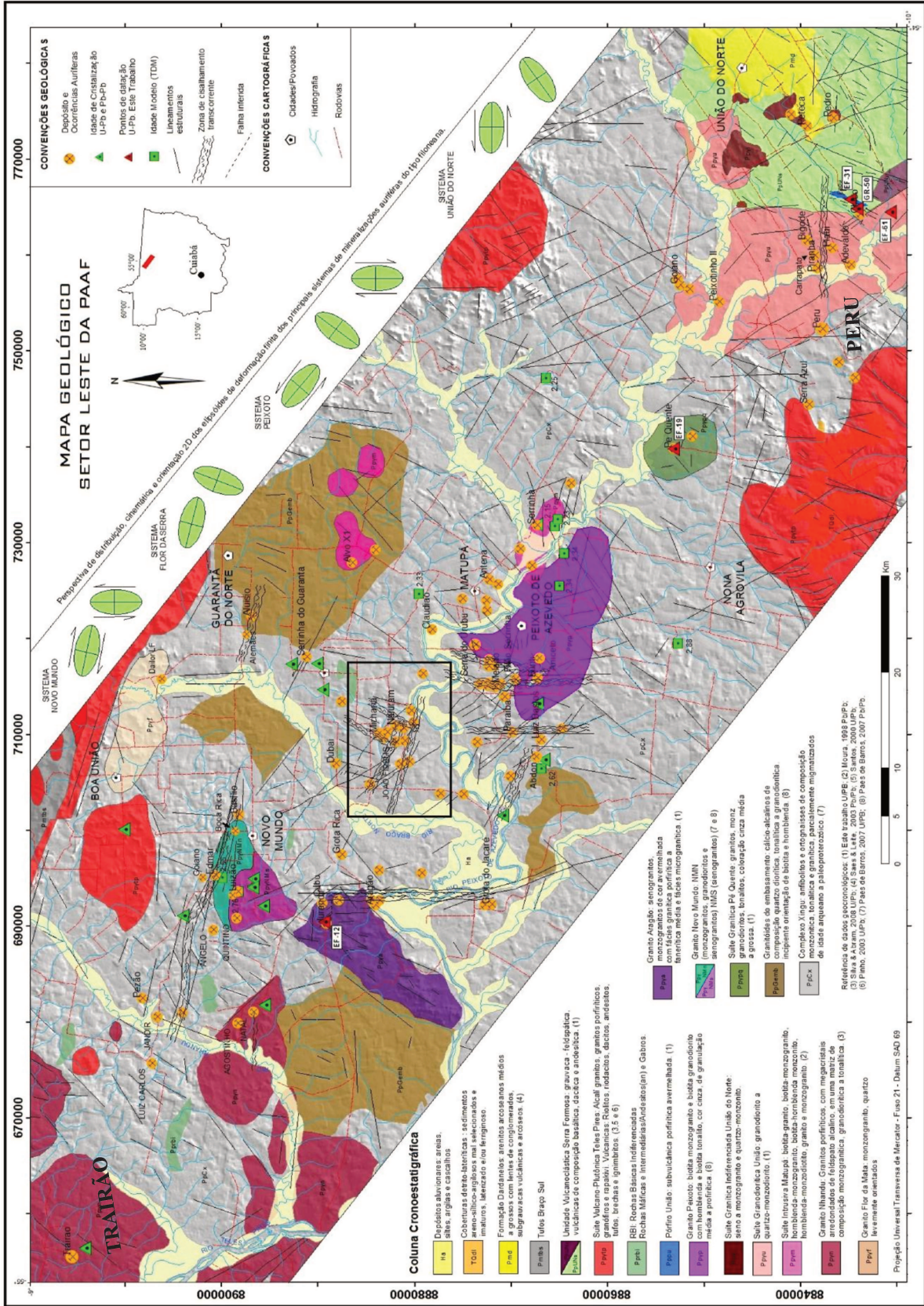


Figura 2.2. Mapa geológico do lineamento Peru-Trairão, setor Leste da Província Aurífera Alta Floresta (Miguel Jr 2011).

Os gnaisses tonalíticos exibem bandamento composicional, com alternância de leitos milimétricos a centimétricos de anfibólio, biotita e clorita, com outros de composição quartzo-feldspática. Segundo Paes de Barros (2007), os níveis máficos são de composição diorítica a anfibolítica, coloração cinza escura, granulometria fina a média, e os níveis quartzo-feldspáticos são de composição granodiorítica a tonalítica, leuco a mesocráticos, coloração cinza claro, granulometria média a grossa, com textura granoblástica a granolepidoblástica.

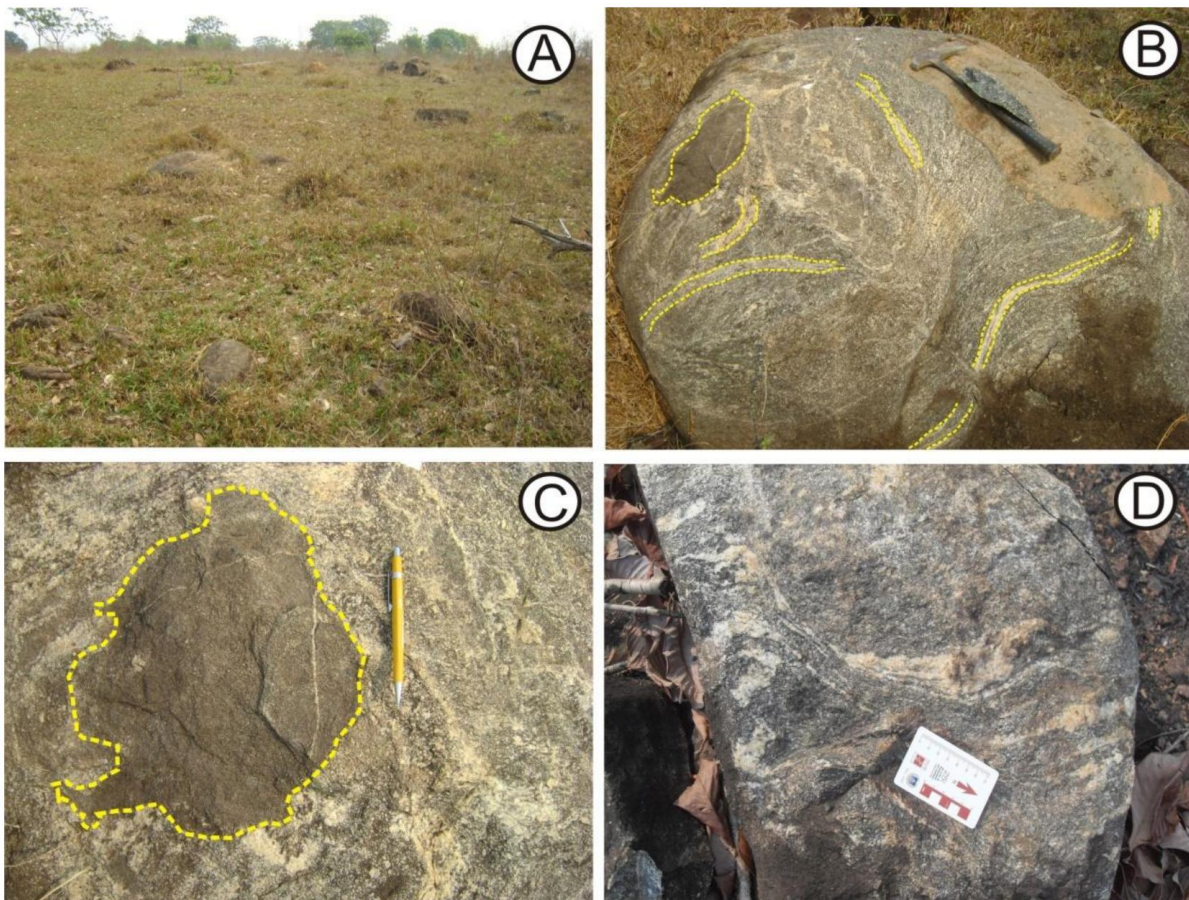


Figura 2.3. (A) Afloramentos com predominância de pequenos blocos de gnaiss. (B) Os raros blocos maiores de gnaiss possuem bandamento composicional metamórfico e enclaves máficos. (C) Destaque no enclave ovalado de composição anfibolítica. (D) É perceptível a alternância de leitos máficos (biotita + clorita) e félsicos.

Aflorante nas proximidades da Vila Flor da Serra, os gnaisses graníticos apresentam coloração vermelho esbranquiçada, de granulação média a grossa e, em geral, uma foliação insipiente gerada pela orientação dos minerais micáceos, como biotita e hornblenda (Fig. 2.4).

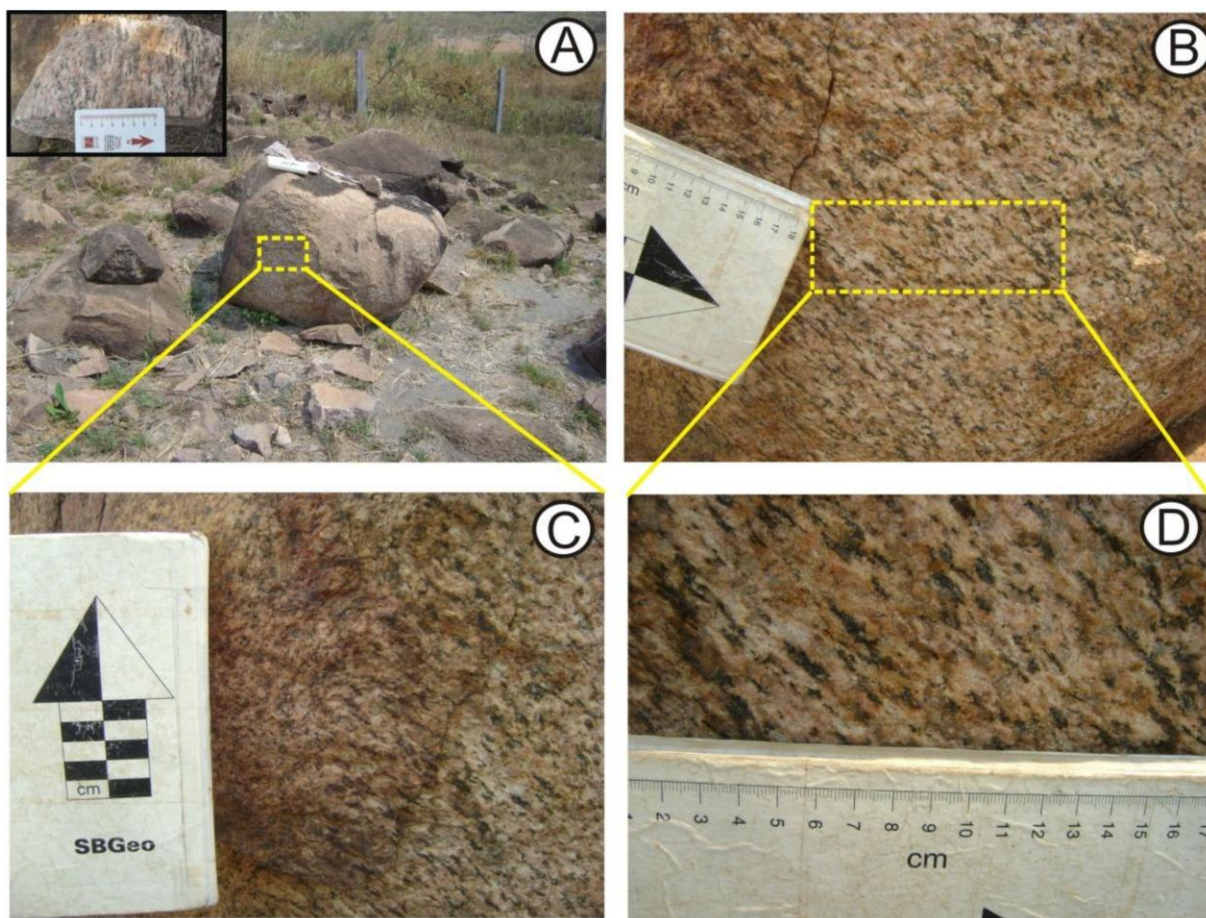


Figura 2.4. (A) Raro afloramento de granito gnáissico com blocos arredondados de tamanho métrico. (B) Sua foliação é dada pelos minerais micáceos (clorita, sericita e biotita) fortemente orientados. (C) e (D) Detalhe da foliação, com atitude principal N55W/65NE.

As zonas de cisalhamento dúctil são estruturas relativamente contínuas, de alto ângulo, transcorrentes, com cinemática dominante sinistral, e que afetam as rochas desse embasamento, configurando faixas alinhadas de direção NW-SE, com espessura variável, formas sinuosas e anastomosadas que contornam porções menos deformadas. Esse arranjo estrutural constitui um dos principais controles determinantes para o alojamento de grande parte dos depósitos auríferos filoneanos.

Além dos litotipos já descritos, têm-se os Granitóides do Embasamento que são constituídos de granitos orientados a incipientemente foliados, localmente com bandamento composicional, de afinidade cálcio-alcalina e composição quartzo-diorítica, tonalítica e granodiorítica, incluindo litologias como biotita granito, clinopiroxênio-biotita granodiorito, hornblenda granito, quartzo diorito e biotita tonalito. Localmente com evidências de passagem gradacional de termos isótopos, com recristalização incipiente até granitos gnáissicos. Corpos

máficos de diorito e gabro, além de diques graníticos e pegmatíticos frequentemente cortam esses granitóides.

Os granitóides estão frequentemente associados a superfícies arrasadas, suavemente onduladas, com desenvolvimento de espesso solo marrom-avermelhado. Compõe-se de quartzodiorito com proporções subordinadas de granodiorito e tonalitos, e há presença de inúmeros corpos máficos de diorito e gabro, geralmente na forma de diques.

Próximo à sede do Garimpo do Gilberto aflora um bloco, aparentemente *in situ*, de composição granodiorítica de coloração cinza, aspecto homogêneo e textura equigranular média a grossa. A rocha é leucocrática a mesocrática, com estrutura orientada a levemente foliada evidenciada pela biotita, além de porções ou bandas de granulação mais fina. Em blocos de rejeito do principal *shaft* do Valdeci (Gauchinho) foi observado o quartzodiorito de coloração cinza escuro, levemente foliado de granulação média. Segundo Paes de Barros (1994) esse litotipo apresenta teores de K₂O baixos a moderados, entre 1,7 e 3,4.

Segundo Bowden *et al.* (1984 *in* Paes de Barros 1994) é pertinente posicioná-los no grupo de granitóides com baixo K de natureza cálcio-alcalina, tonalítica ou trondhjemítica (Fig. 2.5).

2.3.2. Suíte Intrusiva Pé Quente

Essa suíte representa uma série magmática expandida, composta por rochas graníticas equigranulares a porfiríticas com composição de granito, monzonito e granodiorito com magnetita-hornblenda-biotita que ocorrem na forma de blocos com dimensões aproximadas de 2 m de diâmetro (Fig. 2.6.A). É perceptível truncamentos de diques de rochas vulcânicas básicas nessa suíte magmática pobre em quartzo. Devido ao intenso grau de intemperismo e consequente falta de afloramentos contínuos, as relações de contato entre as diversas litofácies ainda permanecem em aberto (*in prep.* Assis *et al* 2012).

O monzonito e quartzodiorito subordinado correspondem aos litotipos mais evoluídos da suíte. São rochas leucocráticas (0,68% < M < 9,3%), isotrópicas, de tonalidade leitosa com pontuações cinza escuras, não magnéticas e de granulação média a grossa. Pequenas cavidades (*vugs*) com diâmetro de até 0,5 cm de formato irregular são muito comuns (Fig. 2.6.C), e possivelmente correspondam a feições de escape de gases (Assis 2011).

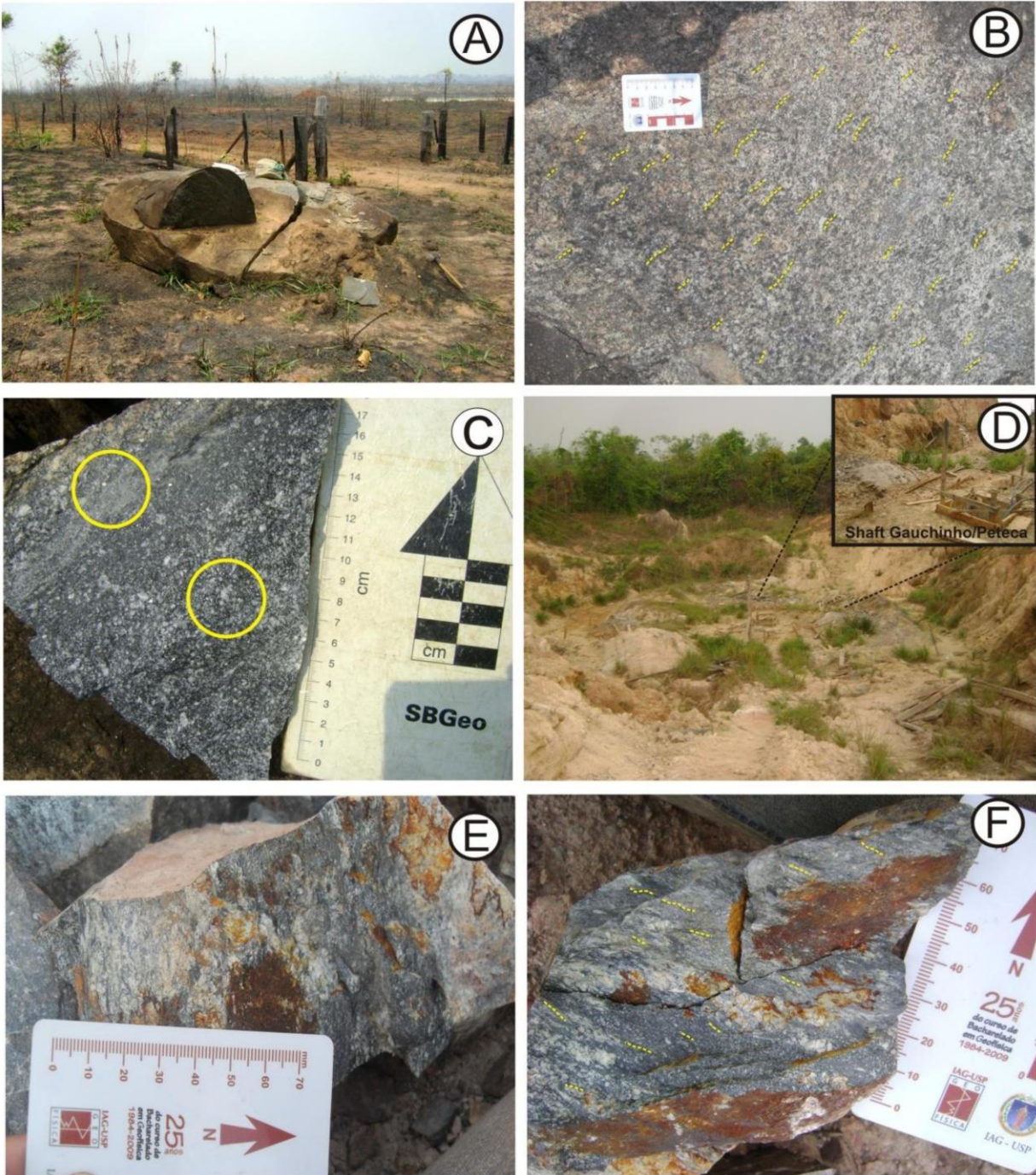


Figura 2.5. (A) Bloco *in situ* (?) de rocha de composição granodiorítica nas proximidades da sede do Gilberto. (B) Detalhe da foliação incipiente dada principalmente pela biotita (magmática?). (C) A textura do granodiorito é na sua maioria fanerítica média a grossa, mas localmente há porções finas. (D) Visão geral do shaft desativado do Gauchinho, a norte do garimpo do Gilberto. (E) Bloco do *shaft* de composição diorítica com foliação e forte alteração hidrotermal (silicificação + carbonatação). (F) Nota-se certa orientação dos minerais, provavelmente correlacionável a zona de cisalhamento mapeada no local, mas também pode ser derivada de fluxo hidrotermal? A-B-C: Garimpo do Gilberto (antigo Naiuram). D-E-F: Garimpo do Valdeci/Gauchinho.

O monzonito e o quartzo monzodiorito estão associados às mineralizações auríferas no depósito Pé Quente, sendo esse geralmente do tipo disseminado e localmente em veios de quartzo e *stockworks*. Miguel Jr (2011) sugere condições de deformação de caráter rúptil-dúctil evidenciadas pela geração de textura de quartzo em sub-grãos, de baixa temperatura devido a presença de estruturas como *kink band*.

Dados geocronológicos U-Pb pelo método SHRIMP em zircão proveniente de monzonito indicam idade de cristalização em 1.979 ± 31 Ma (Miguel Jr 2011).

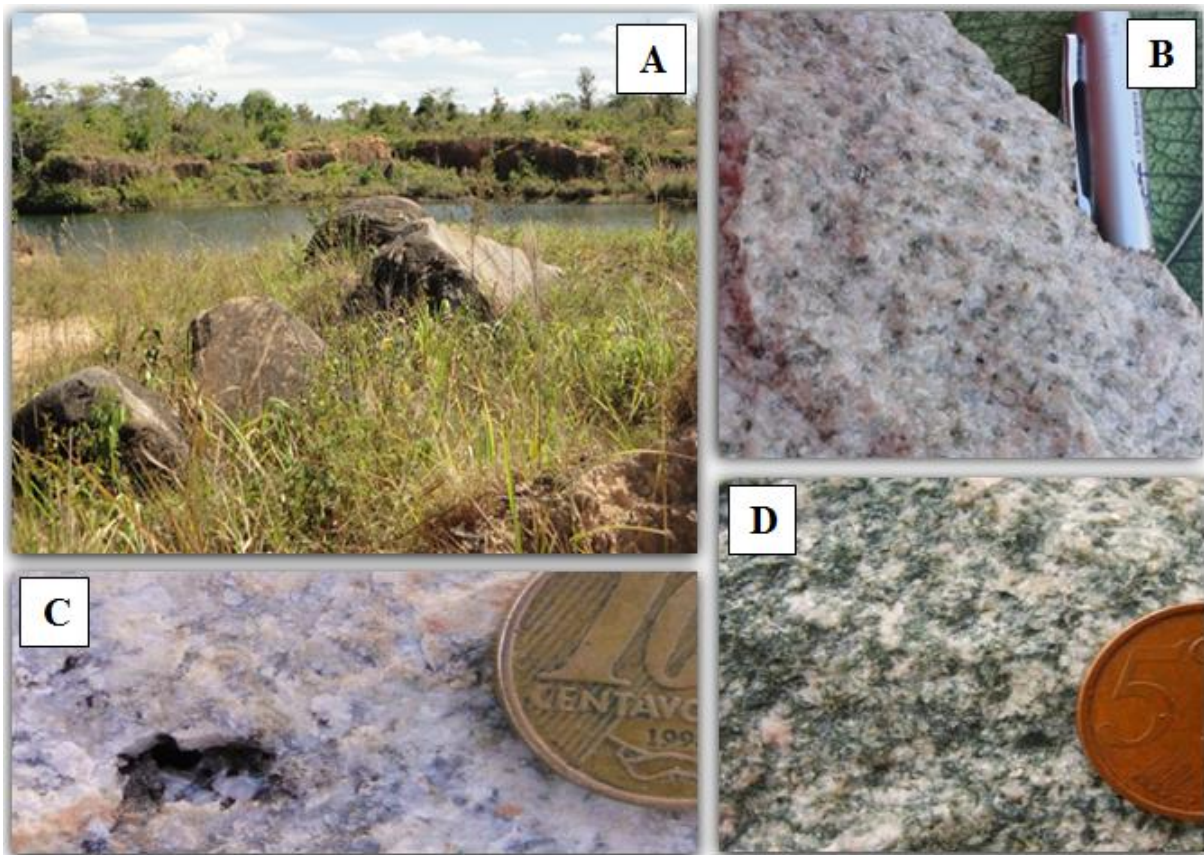


Figura 2.6. (A) Visão geral do estilo de afloramentos da Suíte Granítica Pé Quente. (B) Detalhe de rocha fortemente hidrotermalizada, de tonalidade leitosa, pobre em quartzo com predominância de albita (albitito?). (C) O Monzonito possui estruturas porosas tipo *vugs*. (D) Quartzo-diorito de coloração esverdeada devido a alteração clorítica.

2.3.3. Granito Novo Mundo

O Granito Novo Mundo é um corpo intrusivo em rochas do embasamento, com aproximadamente 60 km², alongado preferencialmente segundo W-NW, orientação essa que coincidente com a direção das principais zonas de cisalhamento dúcteis e lineamentos regionais

que afetam os terrenos mais antigos da região. Esse corpo granítico é dividido em duas porções: (i) a porção norte, onde predomina monzogranito, com granodiorito e sienogranito subordinados, com múltiplos e espessos diques de gabros e dioritos; e (ii) a porção Sul, que hospeda mineralizações de ouro do tipo disseminado, onde predomina sienogranito, com monzogranito, quartzo monzonito e monzonito, subordinados. Em geral, esta unidade possui textura equigranular fina a média, leucocrática, não magnética. A forma alongada deste corpo, associado à orientação da matriz (quartzo recristalizados e orientados), sugere que seu alojamento ocorreu com controle estrutural, sob regime de tensões (Paes de Barros 2007).

O Depósito do Basílio (Fig. 2.7.A) localiza-se no extremo Leste de uma marcante zona de cisalhamento que delimita a borda Norte do granito Novo Mundo. Este depósito se caracteriza por um corpo filoneano com orientação N75-85W e mergulhos subverticais para nordeste entre 65° a 85° (Fig. 2.7.B). Vale a pena ressaltar que o depósito possui tanto mineralização aurífera associada a veios de quartzo, bandados e sulfetados, como corpos configurando um tipo de brecha, e ainda minérios do tipo disseminado em zonas de silicificação (Fig. 2.7.C). Fora dessas faixas cisalhadas a presença de veios de quartzo torna-se muito rara, indicando que estes estão intimamente relacionados com a zona de cisalhamento (Miguel Jr 2011).

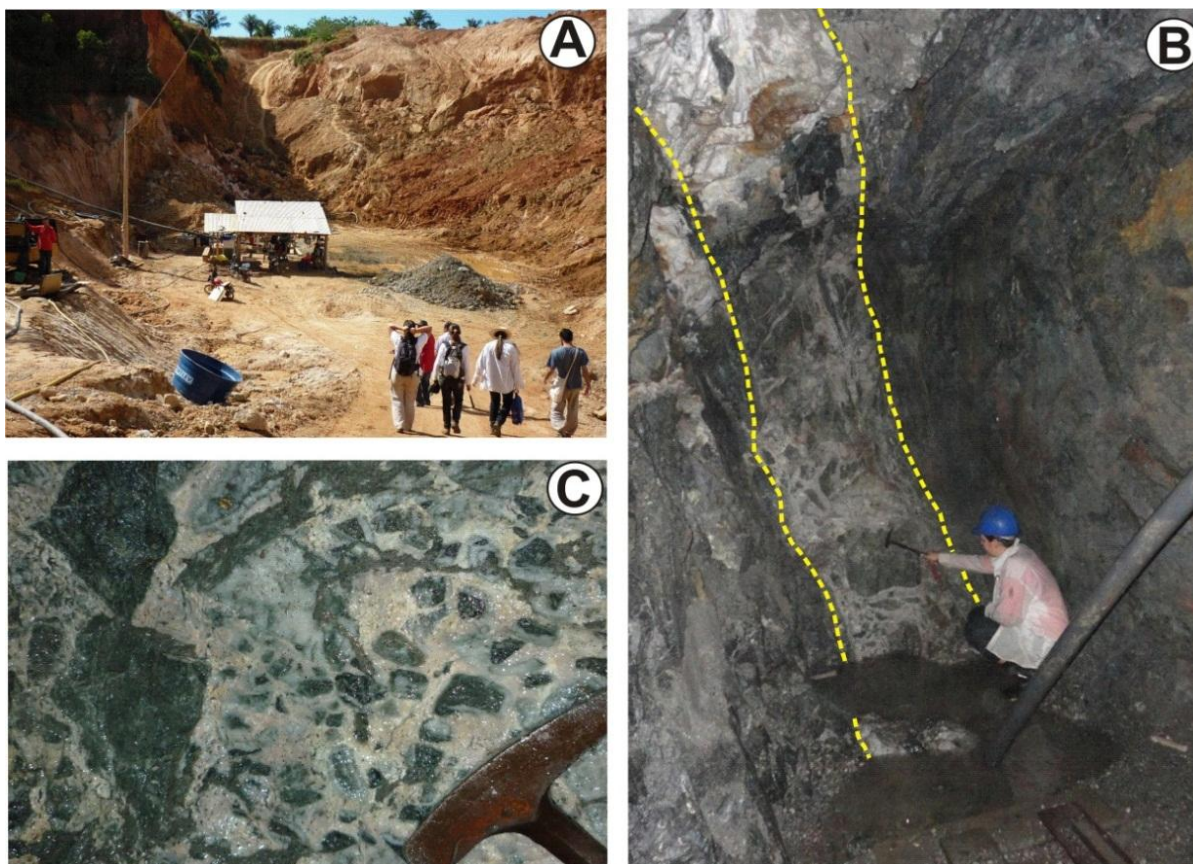


Figura 2.7. (A) Visão ampla do Garimpo do Basílio no município de Novo Mundo. (B) Galeria subterrânea com corpo filoneano constituído essencialmente de quartzo + pirita, com atitude N80W/sub. (C) É comum zonas brechadas quartzo-carbonáticas, relativamente empobrecidas em Au ($\pm 5\text{g/ton}$).

2.3.4. Granito Aragão

Corpo alongado na direção NE-SW com aproximadamente 100 km², o Granito Aragão é constituído por sieno e monzogranito, de granulação fina a média, isotrópico de fácies granítica porfirítica a fanerítica média e fácies microgranítica (Vitorio 2010).

Na porção Norte e Nordeste deste corpo granítico existe uma dezena de depósitos auríferos parcialmente explorados, com cavas alongadas segundo a direção NW e N-S. Estes depósitos em sua maioria são do tipo filoneano e controlados estruturalmente por zonas de cisalhamento transcorrente de movimento sinistral (Miguel Jr 2011).

2.3.5. Granito Nhandu (1889-1879 Ma)

Definido inicialmente por Souza *et al.* (1979) como um corpo circunscrito em estreita associação com gnaisses do Complexo Xingu, aflorando no médio curso do rio Nhandu. Os autores o caracterizaram como isotrópicos, com fenocristais de feldspato alcalino imersos em

uma matriz granodiorítica a tonalítica. O Projeto Alta Floresta (JICA/MMAJ 2001) denominou esse corpo individualizado por Souza *et al.* (1979) de Granito Gr III, caracterizando-o como um biotita monzogranito, datado por U-Pb em 1848 ± 17 Ma.

O granito Nhandu, segundo Moreton & Martins (2005) e Souza *et al.* (2005), é composto por magnetita-biotita monzogranito e sienogranito de afinidade cálcio-alcalina, com enclaves de diorito a quartzo monzodiorito, além de granitos subvulcânicos subordinados, quartzo sienito finos e granófiros. Segundo esses autores, a unidade intrusiva ocorre na forma de vários plútons na PAAF, isto apesar da pobre documentação geológica, sendo ainda mapeado como hospedeiro de mineralizações auríferas (Natal e Trairão, por exemplo). A idade desse corpo granítico foi definida entre 1.889 ± 17 Ma a $1.879 \pm 5,5$ Ma (U-Pb em zircão), com idades modelo entre 2,14 e 2,17 Ga, e $\epsilon\text{Nd}(t)$ de - 0,91.

Paes de Barros (2007) utilizou a terminologia Granito Nhandu apenas para o corpo definido inicialmente por Souza *et al.* (1979), caracterizando-o como um granito predominantemente cinza, com graduações para cores creme a róseo, isotrópico, leucocrático, equigranular grosso a porfirítico, com fenocristais de feldspato alcalino de cor creme, sub-eudrais, zonados com inclusões de plagioclásio e biotita. A composição modal dominante é de monzogranito com biotita fina disseminada (<5%), com enclaves ovalados de diorito e diques de micro-granito.

2.3.6. Suíte Intrusiva Matupá (1884-1860 Ma)

A princípio, Moura (1998) definiu o Batólito Matupá como um corpo granítico aflorante a Sul da cidade de Matupá, mas Moreton & Martins (2000) definiram a Suíte Intrusiva Matupá, que abrange o batólito e diversas outras fácies graníticas.

Mantendo a terminologia, Souza *et al.* (2005) descreveram as seguintes fácies: (a) Fácies 1, constituída de biotita granitos e biotita monzogranitos, equigranulares a porfiríticos, tendo como minerais acessórios magnetita, ilmenita, titanita, zircão, apatita, allanita e monazita, com presença constante de mineralizações auríferas; (b) Fácies 2, de hornblenda monzogranitos, hornblenda monzodioritos, biotita-hornblenda monzonitos, também com mineralizações auríferas constantes; (c) Fácies 3, com clinopiroxênio-hornblenda monzogranitos e clinopiroxênio-hornblenda monzodioritos magnéticos, que dão origem a solos vermelhos; (d) Fácies 4, de maior distribuição geográfica, composta por granitos, biotita granitos e monzogranitos, com microgranitos e granófiros subordinados. O maciço da fácies 1 é cortado por diques félsicos de

composição riolítica, cogenéticos ao magmatismo granítico, e por diques máficos, com assinatura geoquímica de basaltos toleíticos continentais (Moura & Botelho 2006). As fácies 2, 3 e 4 são intrudidas pelo Granito Teles Pires e por rochas da Suíte Intrusiva Flor da Serra, também cobertas por vulcânicas representativas da Suíte Colíder.

Datações realizadas por Moura (1998) para a fácies 1 forneceram idade de cristalização de 1872 ± 12 Ma, pelo método Pb-Pb em zircão e, e idades-modelo TDM entre 2,34 e 2,47 Ga com valores de $\epsilon\text{Nd}(t)$ negativos, variando entre -2,7 e -4,3. Souza *et al.* (2005) reportam idades-modelo TDM de 2,34 Ga, com $\epsilon\text{Nd}(t)$ positivo de +3,09 e de 2,15 Ga com $\epsilon\text{Nd}(t)$ de -0,98.

Segundo os mesmos autores, esta suíte é correlacionável com a Suíte Intrusiva Parauari, da região do Tapajós, interpretada por Vasques *et al.* (2002) como resultante de um evento magmático cálcio-alcálico, pós-orogênico. Moura (1998) mostra resultados semelhantes através de estudos petroquímicos, revelando um magma-fonte de natureza cálcio-alcálica, metaluminosa a peraluminosa, com ETR fortemente fracionados e anomalia negativa de Eu.

2.3.7 Granito Peixoto

O Granito Peixoto (Paes de Barros 2007), aflorante nas proximidades da cidade de Peixoto de Azevedo. Denominado de Granito Juruena por Paes de Barros (1994), e considerado pertencente à Suíte Intrusiva Matupá por Lacerda Filho *et al.* (2004).

Segundo Paes de Barros (2007), essa unidade compreende biotita monzogranito, biotita granodiorito com hornblenda e biotita tonalito, leucocráticos, isotrópicos, equigranulares a porfiríticos, com cristais centimétricos de plagioclásio zonado. Enclaves alongados de diorito são comuns.

O Granito Peixoto é metaluminoso a levemente peraluminoso, álcali-cálcico a cálcio-alcálico de médio K e magnésiano. Datação Pb-Pb em zircão de biotita monzogranito revela sua idade de cristalização em 1.792 ± 2 Ma (Paes de Barros 2007).

2.3.8. Suíte Intrusiva Teles Pires (1782-1757 Ma)

Compreende uma associação de rochas plutônicas e sub-vulcânicas, constituída de biotita granito e granito porfirítico avermelhado, equigranular a inequigranular, de granulação média a grossa, isotrópica. É comum a presença de texturas rapakivi e anti-rapakivi, além de microgranito, granito fino e granófiro (Souza *et al.* 2005).

Datação U-Pb em zircão define uma idade de 1.757 ± 16 Ma e TDM de 2100 Ma (Santos 2000). Para as rochas vulcânicas são referidas idades U-Pb entre 1770 e 1797 Ma, e TDM entre 2,02 a 2,16 Ga, com $\epsilon\text{Nd}(t)$ de -1,4 a +1,5 (Pinho *et al.* 2003). As rochas plutônicas têm idades entre 1759 ± 3 Ma e 1767 ± 2 Ma, e TDM de 1,94 a 2,28 Ga, com $\epsilon\text{Nd}(t)$ de -3,4 a +3,0. Recentemente Silva & Abram (2008) obtiveram a idade de 1782 ± 17 Ma, pelo método U-Pb em zircão por LA-ICP-MS.

Os dados litoquímicos, geocronológicos e isotópicos dos corpos graníticos são interpretados como indicativo de um episódio extensional, pós-colisional, entre 1,78 e 1,76 Ga, com geração de magma de origem mantélica com envolvimento de material crustal (Silva e Abram 2008).

2.3.9. Sequência Vulcano-Plutônica Sedimentar Serra Formosa

No extremo Leste da PAAF, na região de União do Norte - MT há ocorrência de vários depósitos auríferos, ainda pouco conhecidos, encaixados principalmente em rochas graníticas e, subordinadamente em rochas vulcanoclásticas. Santos (2009) constatou a presença de três litotipos principais na Serra Formosa, da base para o topo: rochas vulcânicas/vulcanoclásticas, arenitos e conglomerados polimíticos.

Assis (2011) descreveu a sequência vulcanoclástica composta por quatro unidades: (i) Granodiorito União; (ii) Suíte Granítica Indiferenciada e Pórfiro União; (iii) Unidade Vulcanoclástica; e (iv) arenitos de cobertura correlacionados a Formação Dardanelos.

O Granodiorito União, de coloração cinza claro a escuro, localmente rosada devido a presença de feldspato potássico, isotrópico, inequigranular com textura essencialmente fanerítica média a grossa e, secundariamente, intersticial e granofírica.

A Suíte Granítica Indiferenciada é constituída essencialmente de granito, sienogranito e monzogranito. Ocorrem como corpos isolados, alguns contendo depósitos auríferos filoneanos e de modo geral são rochas inequigranulares, não magnéticas, de coloração rósea a vermelho, fanerítica média (alguns casos) grossa a porfírica.

Corpo intrusivo de natureza sub-vulcânica, o Pórfiro União aflora em pontos isolados na forma de blocos sub-arredondados a angulares de pequenas dimensões. Desenvolve um alto topográfico alinhado na direção NE-SW e exhibe uma significativa quantidade de veios e venulações de quartzo próximo ao contato com a unidade vulcanoclástica.

A grauvaca-feldspática forma pacotes areno-conglomeráticos ou em morros isolados e silicificados, geralmente como um arenito que varia desde conglomerático fino acinzentado a branca rosada, com estratificação cruzada de médio a pequeno porte. Localmente, o acamamento gradacional possui direção NE-SW com mergulhos moderados a altos para SE.

Estudos geocronológicos pelo método U-Pb em zircão, por LA-ICP-MS, realizados por Miguel Jr (2011), revelam que o Granodiorito União tem idade de cristalização de 1.853 ± 23 Ma, enquanto o Pórfiro União do Norte de $1.774 \pm 7,5$ Ma.

2.3.10. Grupo Caiabis - Formação Dardanelos

Denominação usada por Almeida & Nogueira Filho (1959) para caracterizar a cobertura sedimentar horizontalizada sobreposta em discordância angular/erosiva ao embasamento. A Formação Dardanelos, segundo Leite & Saes (2003), apresenta cristais de zircão detríticos do conglomerado basal com idades Pb-Pb evaporação entre $1987 + 4$ Ma e 1377 ± 13 Ma, sugerindo a idade máxima de 1,44 Ga como representativa para o início da sua sedimentação. Idades obtidas por Leite & Saes (2003) de 1,98 Ga e 1,81 a 1,75 Ga são interpretados, por estes autores, como idades de retrabalhamento do Grupo Beneficente.

Para a Formação Dardanelos, segundo Leite & Saes (2003) (Fig. 2.8), um contexto deposicional costeiro com preservação de face praial e dunas eólicas costeiras, baseados na associação de ortoconglomerados exclusivamente sedimentar, com predomínio de quartzo-arenito silicificado, apresentando matriz fração areia média a grossa quartzosa. Este pacote seria sotoposto por arenitos seixosos que apresentam estratificações cruzadas tabulares, *hummocky* e cruzada de baixo ângulo.

Souza *et al.* (2005) interpretaram estes dados, e reportaram que cerca de 55% dos resultados analíticos de Leite & Saes (2003), seriam indicativos de que as rochas pertencentes ao Arco Magmático Juruena (1,85 - 1,75 Ga) serviram de fonte para os sedimentos dessa bacia.

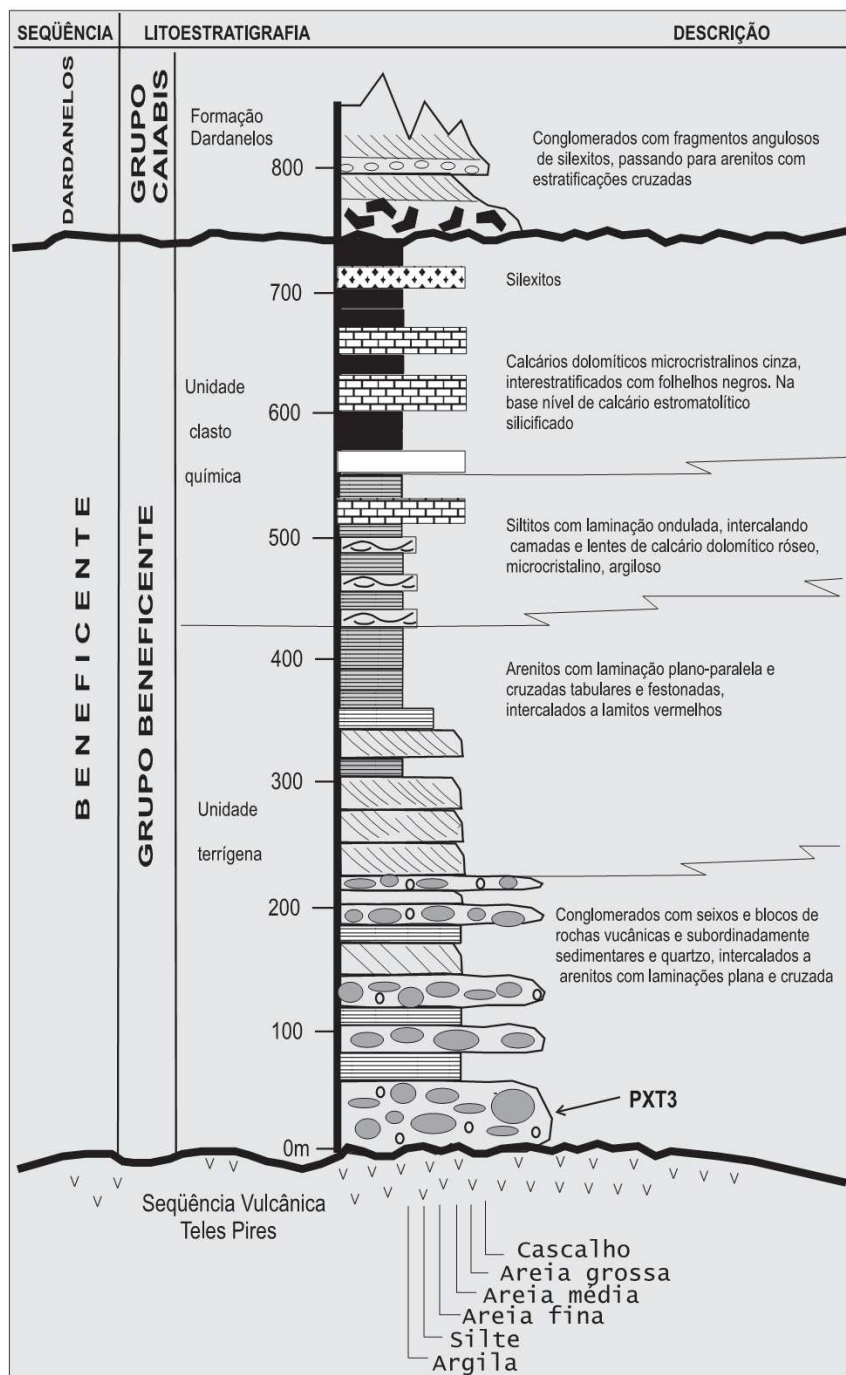


Figura 2.8. Seção colunar composta da Sequência Beneficente, borda Sul do Gráben do Cachimbo (Leite e Saes 2003).

2.3.11. Coberturas Detrito-Lateríticas e Aluvionares

A cobertura sedimentar é representada por crostas lateríticas e sedimentos recentes aluvionares, constituídos por material rico em areia grossa, cascalho e fragmentos rochosos

angulosos. Essas regiões foram e ainda são alvos de atividade garimpeira na região, devido a concentrações de ouro nas porções de granulometria mais grossa do paleocanal.

Os sedimentos de natureza aluvionar são depositados ao longo das principais drenagens que cortam a PAAF. Especialmente na região de estudo há uma maior representatividade desses sedimentos devido a planícies aluvionares dos rios Peixoto de Azevedo e Braço Norte.

No garimpo aluvionar do Gilberto é possível verificar o saprólito de rocha de composição granodiorítica correlacionado aos Granitóides do Embasamento. Acima deste, verifica-se três níveis aluvionares de cascalho médio a grosso com sedimentos areno-argilosos de granulometria menor, inconsolidados e mal selecionados (Fig. 2.9).



Figura 2.9. (A) Disposição do Garimpo do Gilberto em colúvios e aluviões, nas proximidades do rio Peixoto. (B) Parede da cava, onde na base aflora o granodiorito totalmente intemperizado e acima deste os níveis de cascalho grosso com porções intercaladas de sedimento mais fino. (C) Material lavado dos níveis mais grossos. (D) Detalhe do primeiro nível, principal detentor dos teores de ouro do garimpo.

CAPÍTULO 3 - MATERIAIS E MÉTODOS

3.1. Generalidades

Para a caracterização das rochas graníticas das áreas de estudo foram empregados a Magnetometria, método potencial amplamente aplicado à prospecção mineral e a delimitação de estruturas impressas na crosta terrestre em diferentes profundidades, a Polarização Induzida (IP) e a Resistividade que determinaram descontinuidades geolétricas, além de eixos polarizáveis. As descontinuidades geolétricas são possíveis falhas, geralmente delimitando bolsões de alta cargabilidade e resistividade, sendo esses correlacionáveis ao granito com alteração de QSP (Quartzo-Sericita-Pirita). Uma vez que o minério da região Flor da Serra está associado à sulfetação, exatamente essas anomalias são futuros alvos prospectivos para ouro.

A aplicação desses métodos contribui de maneira integradora para o conhecimento geológico-geofísico, facilitando a delimitação de novos pontos prospectivos de sondagem. Além disso, questões logísticas como a disponibilidade de equipamentos da UFMT e UFPR, a possibilidade de processamento e interpretação em programas computacionais existentes na UNICAMP, além do total apoio da METAMAT e COOGAVEPE, foram fundamentais no processo.

A teoria básica sobre os métodos empregados neste trabalho estão publicados em vários livros básicos de Geofísica como, por exemplo, Keary *et al.* (2002), Telford *et al.* (1997) e Luis & Silva (1995). Assim, os itens que tratam dos métodos se limitam a descrever sucintamente os aspectos principais e que foram relevantes para o trabalho.

3.2. Equipamentos

O equipamento do sistema completo de Polarização Induzida e Resistividade, fabricado pela *Iris Instruments* (França e Canadá), é composto de um transmissor de alta potência VIP3000W alimentado por um gerador Honda EM5000S e de um receptor multicanal e espectral *ELREC PRO* (Fig. 3.1).

A unidade receptora e geradora controla e mede a intensidade da corrente elétrica e do potencial, sendo que as medidas de eletrorresistividade e polarização elétrica induzida são realizadas simultaneamente.

O Laboratório de Pesquisas em Geofísica Aplicada (LPGA), Departamento de Geologia da Universidade Federal do Paraná (UFPR) cedeu os magnetômetros modelo *Envimag*,

fabricação *Scintrex* e o equipamento integrado de Polarização Induzida e Resistividade de fabricação da *Iris Instrument*.



Figura 3.1. (A) Transmissor VIP 3000 W. (B) Motor gerador EM HONDA 5000 S. (C) Detalhe do receptor *Elrec PRO* da *IRIS Instrument*. (D) Acessórios utilizados para o levantamento geoeétrico, dentre eles água com sal, solução de sulfato de cobre, bobinas de transmissão de corrente, etc.

No levantamento magnetométrico, os equipamentos de leitura do campo magnético total foram constituídos de dois magnetômetros de precessão de prótons, ambos do modelo *Envimag*, de fabricação da *Scintrex* (Canadá). Um deles foi utilizado em estações base com o objetivo de monitorar a variação diurna do campo geomagnético, as quais foram instaladas em locais isolados de interferências magnéticas artificiais (Fig. 3.2. A-B). O outro magnetômetro foi empregado na aquisição dos dados magnéticos ao longo das linhas de caminhamento, no modo *stop-and-go*, com intervalo de amostragem de 12,50 m (Fig. 3.2.C).



Figura 3.1. (A) Base fixa em local desprovido de qualquer ruído/interferência. (B) Detalhe do sensor instalado corretamente segundo a direção N-S magnético. (C) Magnetômetro *Envimag* fabricado pela *Scintrex* indicando o sensor acoplado, para coleta de dados sob as linhas do levantamento.

3.3. Polarização Induzida (IP) e Resistividade (RES)

Os métodos geelétricos são baseados na injeção de uma corrente I no terreno, através de dois eletrodos A e B, e na medida da diferença de potencial ΔV entre outros dois eletrodos M e N. A função resistividade aparente (ρ_a) é dada pela seguinte expressão:

$$\rho_a = K \frac{\Delta V}{I} \quad (1)$$

O fator K que multiplica $\Delta V/I$ é puramente geométrico e depende apenas da disposição espacial dos eletrodos A, B, M e N. A resistividade aparente (ρ_a) não é um parâmetro físico do meio, mas um efeito integrado sobre um semi-espaço, para o qual contribuem os valores da

resistividade em cada ponto em subsuperfície, a geometria do terreno e a disposição geométrica dos eletrodos. A Figura 3.3 mostra os princípios dos métodos elétricos de prospecção.

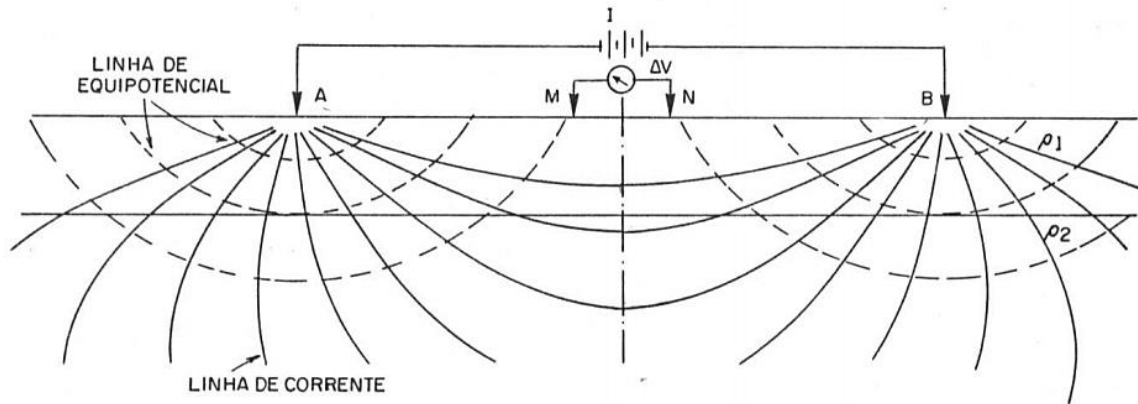


Figura 3.3. Ilustração dos princípios dos métodos geoeletricos.

3.3.1. Polarização Induzida

Quando a corrente elétrica injetada no terreno é interrompida abruptamente, a voltagem entre os eletrodos M e N não decai instantaneamente para zero. Após um grande e rápido decaimento inicial, a voltagem sofre um decaimento gradual e pode levar vários segundos até atingir um valor nulo. O mesmo acontece quando a corrente é ligada, ou seja, após um grande e rápido aumento inicial, a voltagem aumenta gradativamente até atingir um valor constante. Desta forma, observa-se na prática que o material do subsolo atua como um capacitor, armazenando carga elétrica, ou seja, ele se torna eletricamente polarizado. Este fenômeno é conhecido como polarização induzida (*induced polarization – IP*; ver p. ex. Keary *et al.* (2002)).

Em estudos eletroquímicos através da passagem de correntes elétricas num sistema eletrodo-eletrólito e sua conexão com sobrevoltagens foi reconhecido o fenômeno IP. Esta sobrevoltagem é o potencial extra, que no IP é proporcional à densidade de corrente, devido às barreiras eletroquímicas e eletrocinéticas criadas na interface entre o eletrodo e o meio circundante. A constante dielétrica de uma substância é a medida da capacidade dessa substância em armazenar carga na presença de um campo elétrico.

O fenômeno da polarização induzida pode ser observado nos domínios do tempo e da frequência. O fenômeno IP assemelha-se à descarga de um capacitor (domínio do tempo) ou à

variação de impedância de uma corrente alternada (domínio da frequência). Neste trabalho foi utilizada a técnica IP no domínio do tempo.

3.3.2. Polarização de Eletrodo e de Membrana

Quando um eletrodo de metal é colocado em contato com uma solução iônica sem que uma voltagem seja aplicada, cargas com diferentes polaridades se separam, resultando em uma diferença de potencial entre o eletrodo e a solução. Quando uma voltagem é aplicada, o balanço iônico é perturbado, causando um fluxo de corrente que por sua vez altera a diferença de potencial entre o eletrodo e a solução. Quando a voltagem aplicada é removida, o balanço iônico é reestabelecido pela difusão dos íons. Este é o fenômeno conhecido como polarização de eletrodo.

Nos materiais geológicos, a corrente normalmente é conduzida através da rocha pelo movimento de íons nos fluidos dos poros interconectados ou ao longo de fraturas. Quando o grão de um mineral metálico bloqueia esse fluxo, devido ao fato deste conduzir corrente eletronicamente, cargas são acumuladas e o grão se torna polarizado, causando uma diferença de potencial através do grão. Ao se desligar a voltagem, os íons se difundem no meio eletrolítico e a diferença de potencial através do grão cai para zero em um determinado intervalo de tempo finito, fornecendo a queda da sobrevoltagem que é característica dos sistemas IP no domínio do tempo.

O efeito de IP observado em corpos de minerais sulfetados ou outros minerais condutores como a grafita, magnetita, pirita e galena é basicamente uma manifestação semelhante ao fenômeno da polarização de eletrodo, sendo realçado se as partículas minerais estiverem dispersas (sulfetos disseminados) numa massa compacta, desde que o mesmo seja um fenômeno da superfície do mineral e que a polarização das cargas esteja relacionada à superfície total das partículas.

A polarização induzida também é observada na ausência de minerais eletronicamente condutores se o meio contiver argilas ou se o diâmetro de um canal de poro for menor do que cerca de 100 μm , que é a espessura da camada de cargas positivas formada quando o fluido do poro está em contato com a superfície da rocha. Essa é a polarização de membrana.

No primeiro caso, a superfície das partículas de argila normalmente aprisiona cargas negativas não balanceadas que atraem uma nuvem de íons positivos do eletrólito. Quando uma

corrente elétrica interage com um sistema eletrólito-argila, os íons positivos podem facilmente atravessar aquela nuvem, porém os íons negativos são bloqueados formando zonas de concentração iônica. O retorno destes íons à sua distribuição de equilíbrio, depois de cessada a corrente, gera uma corrente residual responsável pelo efeito de polarização induzida.

No segundo caso, o pequeno diâmetro do poro bloqueia o fluxo de íons quando uma voltagem é aplicada. Os íons negativos saem dessa região estreita e a concentração de íons positivos aumenta, produzindo uma diferença de potencial. Quando a voltagem aplicada é desligada, o equilíbrio na concentração iônica é reestabelecido por difusão, produzindo o efeito de IP mensurável.

Na prática pode ocorrer o balanço químico entre as cargas elétricas dispostas na superfície dos minerais e os íons das águas que saturam os poros, entretanto a mobilidade dos íons mantém posições que permitem uma neutralidade elétrica como indicado na Figura 3.4. A distribuição de íons e partículas sedimentares eletricamente carregadas num ambiente natural (a), onde íons positivos da água subterrânea tendem a se concentrar na superfície de partículas argilosas negativamente carregadas e íons negativos são atraídos por grãos de areia que carregam cargas positivas. Este balanço natural é interrompido quando uma corrente elétrica é injetada no terreno causando (b) migração dos íons positivos da água subterrânea em uma direção e dos íons negativos na direção oposta. Quando a corrente é removida, estes íons retornam à suas posições originais de equilíbrio. Durante este intervalo de tempo, o retorno dos íons produz uma voltagem seguida do decaimento da amplitude (adaptado de Robinson & Corun 1998).

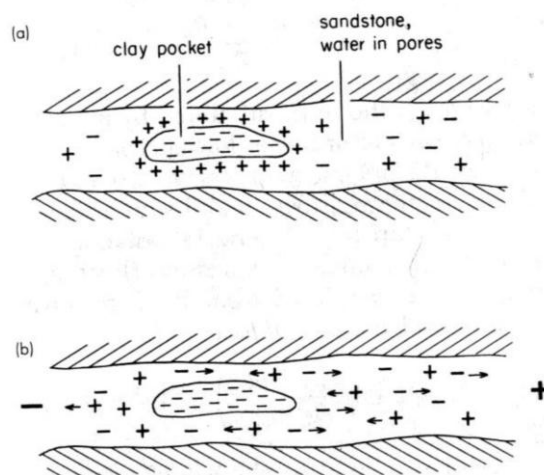


Figura 3.4. (a) Situação original de equilíbrio dos íons. (b) Mobilidade dos íons por meio de uma corrente elétrica. (Robinson & Corun 1998).

O balanço natural de cargas, que equivale a uma bateria gasta, é interrompido por uma corrente elétrica que circula no terreno, a qual age como se a bateria fosse recarregada. Isto significa que as cargas positivas e negativas circulam de um lado para o outro, como ilustrado na Figura 3.4(b). O efeito de recarga é mais forte nas zonas de elevadas densidades de corrente, as quais correspondem às áreas de mais baixas resistividades. É nestas zonas de mais baixas resistividades que as cargas denotam mais mobilidade.

3.3.3. Medidas de IP no Domínio do Tempo

No domínio do tempo, uma medida do efeito IP é a razão $\Delta V/V$ (milivolt/volt), sendo que V é a voltagem medida enquanto a corrente circula e ΔV é a voltagem remanescente medida em um tempo t após o corte da corrente elétrica (sobrevoltagem). As medidas são feitas pela passagem de pulsos de corrente contínua com duração T (domínio do tempo), onde normalmente são utilizados valores de T entre 1 e 20 segundos, enquanto t é uma fração de T , como, por exemplo 0,5s. A integração dos valores da razão $\Delta V/V$ com relação à t fornece a área A sobre a curva de decaimento do potencial (Figura 3.5). Qual a integral é dividida por V , o valor resultante é conhecido como cargabilidade aparente (M_a) e tem unidade de tempo (milissegundos):

$$M_a = \frac{1}{V} \int_{t_0}^{t_1} \Delta V \, dt = \frac{A}{V} \quad (2)$$

A cargabilidade aparente representa uma função de todas as cargabilidades verdadeiras para todos os meios amostrados dentro do alcance do equipamento. Por sua vez, a cargabilidade verdadeira é tecnicamente impossível de ser obtida no campo, pois cada camada em subsuperfície possui seu valor intrínseco de cargabilidade. Entretanto, tanto a cargabilidade quanto a resistividade real podem ser estimadas por métodos de inversão geofísica, tal como foi feito neste trabalho.

No aparelho *ELREC PRO*, podem ser usadas até vinte janelas para definir a curva de decaimento. O fenômeno de descarga observado durante o tempo de relaxamento é ilustrado na Figura 3.5.

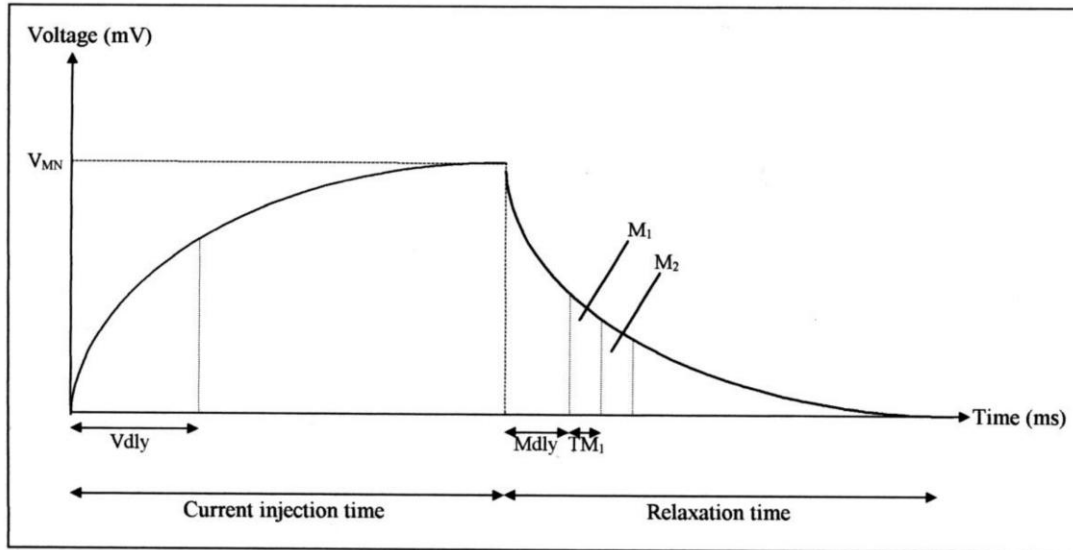


Figura 3.5. Esquema da curva de decaimento de IP. Fonte: Manual de Operações do ELREC PRO.

3.3.4. Arranjo Dipolo-Dipolo

No levantamento de IP, geralmente denomina-se a fonte de corrente como circuito transmissor e os circuitos relacionados com os eletrodos de potencial como receptor.

O arranjo dos eletrodos utilizado neste trabalho foi o dipolo-dipolo, onde a separação entre os eletrodos de corrente (AB) é a mesma dos eletrodos de potencial (MN), e a distância entre seus pontos médios é um múltiplo deste espaçamento. No caso, foram utilizados os cabos com metragem 25m, 50m, 75m e 100m.

Os eletrodos de potencial não polarizáveis são fundamentais para as medições de polarização elétrica induzida. Eles possuem em média 18% de porosidade e, para adquirir oito níveis de investigação são necessários nove eletrodos. Esses potes porosos são preenchidos por solução saturada de sulfato de cobre e um fio do mesmo material é mergulhado nessa solução, sendo este ligado pelo fio da bobina de corrente (Fig. 3.6).



Figura 3.6. (A) Potes porosos não polarizáveis (eletrodos), sendo preenchidos por solução de sulfato de cobre. (B) Detalhe do eletrodo não polarizável. (C) Procedimento de encaixe dos fios das bobinas dos eletrodos de potencial no receptor. (D) Foto de detalhe do receptor e seu respectivo eletrodo não polarizável.

O caminhamento elétrico foi feito de maneira convencional, ao longo de seções de aproximadamente 800 m de extensão. Os eletrodos de corrente (AB) foram posicionados no início da linha e as leituras foram feitas através de pares sucessivos de eletrodos de potencial (MN), igualmente espaçados. O transmissor (AB) foi então deslocado para a próxima posição, na mesma linha, e este procedimento foi repetido (Fig. 3.7). Com o transmissor em uma determinada posição, têm-se quatro leituras consecutivas no receptor, e assim que o transmissor é deslocado, ao longo do perfil, para uma nova posição, novas medidas são efetuadas. Esse procedimento é repetido até o final do perfil.

INDUCED POLARIZATION SURVEYING

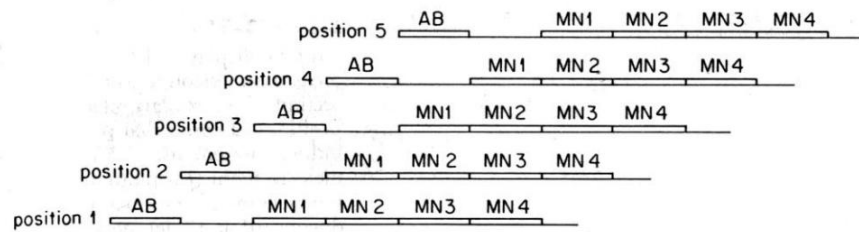


Figura 3.7. Procedimento da perfilagem IP. Com o transmissor AB na posição 1 são realizadas leituras no receptor MN nas posições MN1, MN2, MN3 e MN4. O transmissor é deslocado, ao longo da linha, para a posição 2, procedendo-se mais quatro medidas no receptor MN e assim sucessivamente (Robinson & Corun 1988).

A Figura 3.8(a) mostra os pontos de leitura (interseções), a partir de posições sucessivas do transmissor. Cada medida Q é colocada nas interseções de linhas com inclinação de 45° , a partir dos pontos médios do transmissor e do receptor. Para posições sucessivas do receptor, considerando uma posição fixa do transmissor, os valores são indicados como Q_{11} , Q_{12} , Q_{13} , Q_{14} , etc.

Para cada posição do transmissor, o procedimento ilustrado na figura anterior é repetido (Fig. 3.8(b)). Deslocando o transmissor sucessivamente e repetindo o procedimento, é possível plotar os valores de Q em intervalos iguais ao longo de um conjunto de linhas. Esta forma de apresentação dos dados, denominada pseudoseção, permite que os valores de IP sejam contornados, como esquematizados na Figura 3.8(c), gerando uma imagem da distribuição espacial dos valores medidos. Entretanto, tais contornos não refletem o posicionamento real das fontes de IP, mas uma aproximação de onde, ao longo da seção, uma determinada fonte pode estar situada e se a mesma é relativamente rasa ou profunda (Robinson & Corun 1988).

Juntamente com o levantamento de IP, são representados, simultaneamente e da mesma forma, os valores da resistividade aparente.

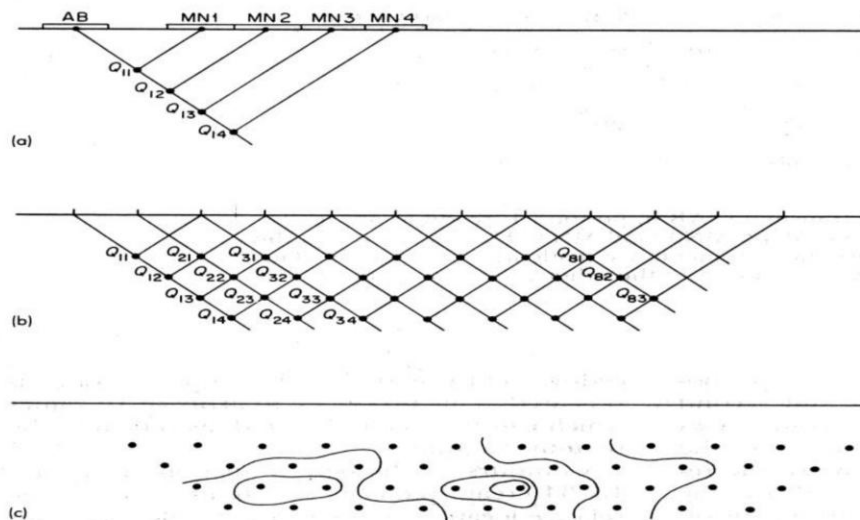


Figura 3.8. Representação de uma pseudoseção de medidas de um caminhamento elétrico indicando a posição relativa de zonas que produzem potenciais induzidos. (Robinson & Corun 1988).

3.3.5. Método de Inversão

Os métodos de inversão em Geofísica têm como objetivos principais fornecer um modelo de distribuição das propriedades físicas ou geométricas, para a qual as diferenças entre os valores calculados e os medidos são minimizadas e reduzir outros parâmetros que produzem certas características desejadas no modelo resultante.

Foi utilizado o programa *Zonge 2D Inversion for Interactive™ IP*, da *Geosoft/Interpex*, cujos parâmetros estimados são os valores de resistividade e de cargabilidade, enquanto os dados de entrada são os valores de resistividade e cargabilidade aparentes medidos. O programa utiliza um algoritmo iterativo cuja expressão a ser minimizada contém vínculo de suavidade (*smoothness-constrain*; ver p. ex., deGroot-Hedlin & Constable 1990):

$$(\mathbf{J}^T \mathbf{J} + u\mathbf{F}) * \mathbf{d} = \mathbf{J}^T \mathbf{g} - u\mathbf{F}\mathbf{r} \quad (3)$$

onde:

\mathbf{F} = uma matriz de suavização;

\mathbf{J} = uma matriz Jacobiana de derivadas parciais;

\mathbf{r} = um vetor do logaritmo dos valores de resistividade/cargabilidade a serem calculados;

u = um fator de suavização;

\mathbf{d} = um vetor de perturbação do modelo;

\mathbf{g} = um vetor de discrepância.

O vetor de discrepância \mathbf{g} contém a diferença entre os valores calculados e medidos de resistividade/cargabilidade aparentes. A magnitude deste vetor é frequentemente dada como um valor do erro quadrático médio - *rms* (*root-mean-squared*). Esta é a quantidade que o método de inversão tenta minimizar, buscando encontrar um modelo melhor após cada interação. O vetor de perturbação do modelo (\mathbf{d}) é a variação dos valores de resistividade/cargabilidade do modelo, calculados usando a equação acima. O fator de suavização μ controla o peso dado à suavização do modelo no processo de inversão. Em contrapartida, o erro médio quadrático (rms) em geral aumenta com o aumento do valor de μ .

Observa-se que na equação (3) que todos os pontos recebem um mesmo peso. Entretanto, em alguns casos, especialmente para dados com excesso de ruído, alguns pontos com valores anormalmente altos ou baixos de resistividade/cargabilidade aparentes podem gerar efeitos indesejáveis na inversão, os quais podem ser reduzidos usando-se uma matriz de ponderação.

O algoritmo aplicado busca minimizar o quadrado das variações espaciais, ou a rugosidade dos valores de resistividade/cargabilidade modelados. Esta abordagem é aceitável se as resistividades/cargabilidades reais variarem, no geral, de forma suave e gradativa. Convém ressaltar que em alguns casos a geologia de um corpo pode ser homogênea, porém seus contatos podem ser abruptos em relação à encaixante. Para tais casos, um algoritmo de inversão que minimize as variações absolutas dos valores de resistividade/cargabilidade modelados pode, às vezes, levar a resultados significativamente melhores.

3.4. Magnetometria

O campo geomagnético pode ser medido utilizando magnetômetros na superfície da Terra, sendo que os valores medidos refletem as fontes magnéticas internas ou externas a Terra.

A componente interna global tem origem no fluxo de corrente elétrica no núcleo externo e é modelada matematicamente, sendo que os modelos são publicados periodicamente. A componente interna mais superficial (crustal) pode ter origem na magnetização induzida no material pelo campo geomagnético atual, bem como na magnetização remanescente, registrada na

época de formação da rocha, sendo que esta última frequentemente é desprezada em trabalhos de exploração mineral. Entretanto, a magnetização remanescente pode alterar significativamente a forma das anomalias magnéticas, prejudicando a interpretação para fins exploratórios.

A componente externa tem origem principalmente no vento solar e nas ejeções de massa coronal do Sol, os quais conduzem partículas ionizadas que perturbam o campo geomagnético, causando variação temporal diurna e, eventualmente, tempestades magnéticas. As variações diurnas são consideradas ruídos e são eliminadas das observações a partir de medidas realizadas em estação fixa.

O campo geomagnético deriva de uma função potencial e pode revelar a existência de diferentes materiais em subsuperfície através do contraste de magnetização (Telford *et al.* 1990). A magnetização total possui magnitude e direção, e é a resultante das componentes induzida e remanescente. A orientação do vetor magnetização reflete a intensidade da susceptibilidade magnética com relação ao campo geomagnético. Os materiais magnéticos são classificados de acordo com seus diferentes comportamentos magnéticos em nível subatômico. Os fenômenos observados que permitem essas classificações são: diamagnetismo, paramagnetismo, ferromagnetismo, ferrimagnetismo e antiferrimagnetismo. De particular interesse em exploração mineral, os minerais ferrimagnéticos possuem momentos magnéticos que formam domínios magnéticos antiparalelos, porém a resultante global é alta e positiva, o que significa que a susceptibilidade magnética (χ) desses minerais é alta. Exemplos comuns de minerais magnéticos são: magnetita, hematita e pirrotita. Portanto, rochas contendo alguma concentração desses minerais podem ser identificadas pelo contraste de magnetização que exibem em relação às rochas circundantes.

Os minerais formadores de rochas mais comuns exibem uma susceptibilidade magnética muito baixa, e as rochas devem seu caráter magnético à proporção, geralmente baixa, de minerais magnéticos que contêm. De longe, o mineral ferrimagnético mais comum é a magnetita, que tem uma temperatura de Curie de 578°C e está presente em rochas ígneas, sedimentares e metamórficas. Embora o tamanho, a forma e a dispersão dos grãos magnéticos sejam importantes, na prática é razoável classificar o comportamento magnético das rochas de acordo com seu conteúdo global de magnetita. A Figura 3.9 mostra um histograma com as susceptibilidades dos tipos de rochas mais comuns (Kearey *et al.* 2009).

As rochas ígneas básicas, em geral são altamente magnéticas em razão de seu conteúdo relativamente alto de magnetita. A proporção de magnetita tende a diminuir com o aumento da acidez, de modo que as rochas ígneas, embora variáveis em seu comportamento magnético, são geralmente menos magnéticas do que as básicas. Para as rochas metamórficas em geral, o conteúdo de magnetita também é variável e, portanto, a susceptibilidade das rochas também, podendo haver considerável sobreposição de valores entre diferentes litologias (Kearey *et al.* 2009).

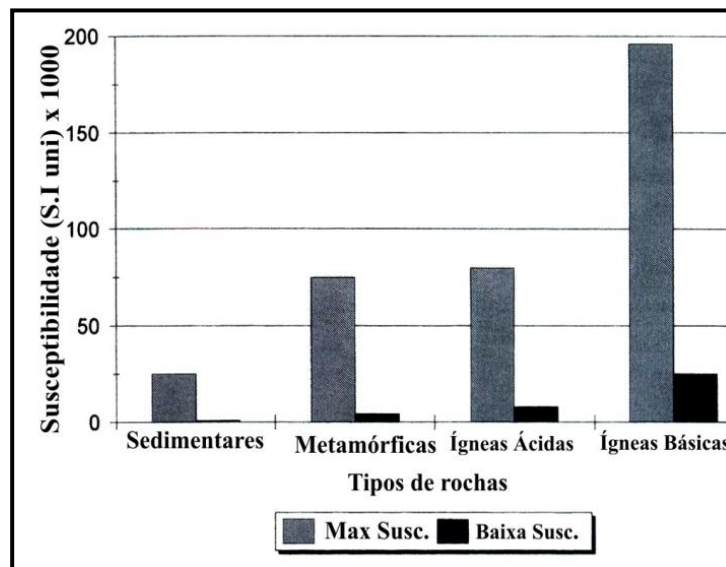


Figura 3.9. Histograma mostrando os valores médios de susceptibilidade das rochas (Kearey *et al.* 2009).

O campo magnético pode sofrer perturbações devido a fatores externos, sendo os dois mais importantes efeitos a variação diurna e as tempestades magnéticas. As variações diurnas produzem flutuações magnéticas com período de 24 horas, causadas pelo movimento da ionosfera, devido ao seu aquecimento no lado exposto ao Sol e resfriamento no lado oposto. As tempestades magnéticas estão ligadas às emissões intensas de plasma solar e à sua interação com o campo principal da Terra, que são tanto aperiódicas, podendo ocorrer de 1 a 3 vezes por dia durante 2 a 10 horas, como periódicas, repetindo-se a cada 27 dias e com efeito por vários dias.

Na prospecção mineral, esses fatores externos são considerados ruídos e devem ser eliminados dos dados. Os fatores internos são de extrema relevância, pois na maioria das vezes permitem identificar os alvos exploratórios (Luis & Silva 1995).

Como produto do levantamento magnetométrico tem-se mapas de contorno de anomalias magnéticas que são frequentemente utilizados para a caracterização de litologias distintas e

delineação de estruturas, que devido a grande variação da amplitude e tamanho, refletem fontes situadas em diferentes profundidades, de diferentes geometrias e com variáveis contrastes de suscetibilidade magnética. Na interpretação qualitativa, são comuns técnicas de realce baseadas em derivadas direcionais do campo magnético, que são aplicadas a fim de facilitar a interpretação e delimitação das fontes magnéticas e alvos de interesse em subsuperfície.

Neste trabalho, os dados magnetométricos foram processados no *Oasis Montaj*TM versão 6.4.2 (HJ), da *Geosoft*[®], que proporciona um ambiente eficiente para processamento, visualização e análise de grandes volumes de dados geofísicos em geral. Para a interpretação 2D dos dados magnetométricos foi utilizado o algoritmo de Curvatura Mínima (Briggs 1974). Esse algoritmo é bastante eficiente para a interpretação de dados com distribuição espacial irregular. A remoção do campo regional foi realizada para a obtenção das anomalias do Campo Magnético Anômalo (CMA), correspondentes a corpos menores e posicionados em profundidades mais rasas.

Particularmente, a extensão *MAGMAP Filtering* possui uma ampla variedade de filtros 2D-FFT para aplicação no *Oasis Montaj*TM. No *MAGMAP* foram processados e aprimorados os dados interpolados, através da aplicação de alguns filtros geofísicos e matemáticos (Redução ao Polo e Sinal Analítico, por exemplo). Os mapas gerados foram integrados e interpretados junto a outras informações, os quais foram manipulados no *ArcGis*[®] 9 - *ArcMap*TM versão 9.3 e no *ArcGis*[®] 10.

O principal atributo do ASA é posicionar os máximos nas bordas e os mínimos (relativos) nos centros dos corpos magnéticos. Roest *et al* (1992) estendeu o conceito de amplitude do sinal analítico 2D de Nabighian (1972,1974) para corpos 3D, com o objetivo de delimitar a extensão lateral e estimar a profundidade das fontes magnéticas. Li (2006) mostrou que a ASA depende da inclinação magnética e de outros parâmetros geomagnéticos, refutando conceitos vigentes até então.

O filtro de Redução ao Equador transforma os dados em medidas feitas no Equador magnético, com geração de dois positivos e um negativo sobre as fontes magnéticas. Esse procedimento é necessário, pois os filtros que são utilizados para o destaque dos lineamentos trabalham melhor com campo magnético reduzido. Frequentemente os dados magnéticos são reduzidos ao Polo, mas esse filtro é instável em baixas latitudes (entre -20° a +20°), o que é caso da área de estudo onde a inclinação magnética é de -8°. Portanto optou-se pela redução ao Equador devido a melhor adequação do filtro ao caso estudado. Além disso, para eliminar ruídos

remanescentes e melhorar o produto final, foram utilizados (i) filtro Cosseno Direcional, que elimina tendências em uma direção específica, no caso N-S onde foi realizado o levantamento local, com direção do centro do domínio do espaço igual a zero e grau 0,5; e (ii) Continuação para cima com altitude de 100 m.

3.5. Aquisição dos Dados Geofísicos

O levantamento geofísico na região Flor da Serra foi obtido em uma escala de detalhamento, com foco no Garimpo Peteca propriamente dito, numa área de aproximadamente 800 m X 1000 m, com a utilização dos métodos magnético e IP/RES. Foram dispostas dez linhas de direção N-S, sendo duas linhas com 500m de extensão, duas com 775 m e o restante com 800m. O arranjo dipolo-dipolo foi utilizado no IP/RES com $AB = MN = 25$ m, e oito níveis de profundidade de investigação, um total de 294 estações foram coletadas. Já com a Magnetometria foi obtido o dobro de medidas, devido o intervalo de amostragem ter sido de 12,50m (Fig. 3.10).

O magnetômetro GEM *System/GSM-19 Overhauser* v5.0 possui GPS acoplado para a navegação, o que aumenta a produtividade e a resolução espacial na aquisição, mas mesmo assim houve abertura de picadas e cada estação foi devidamente estaqueada.

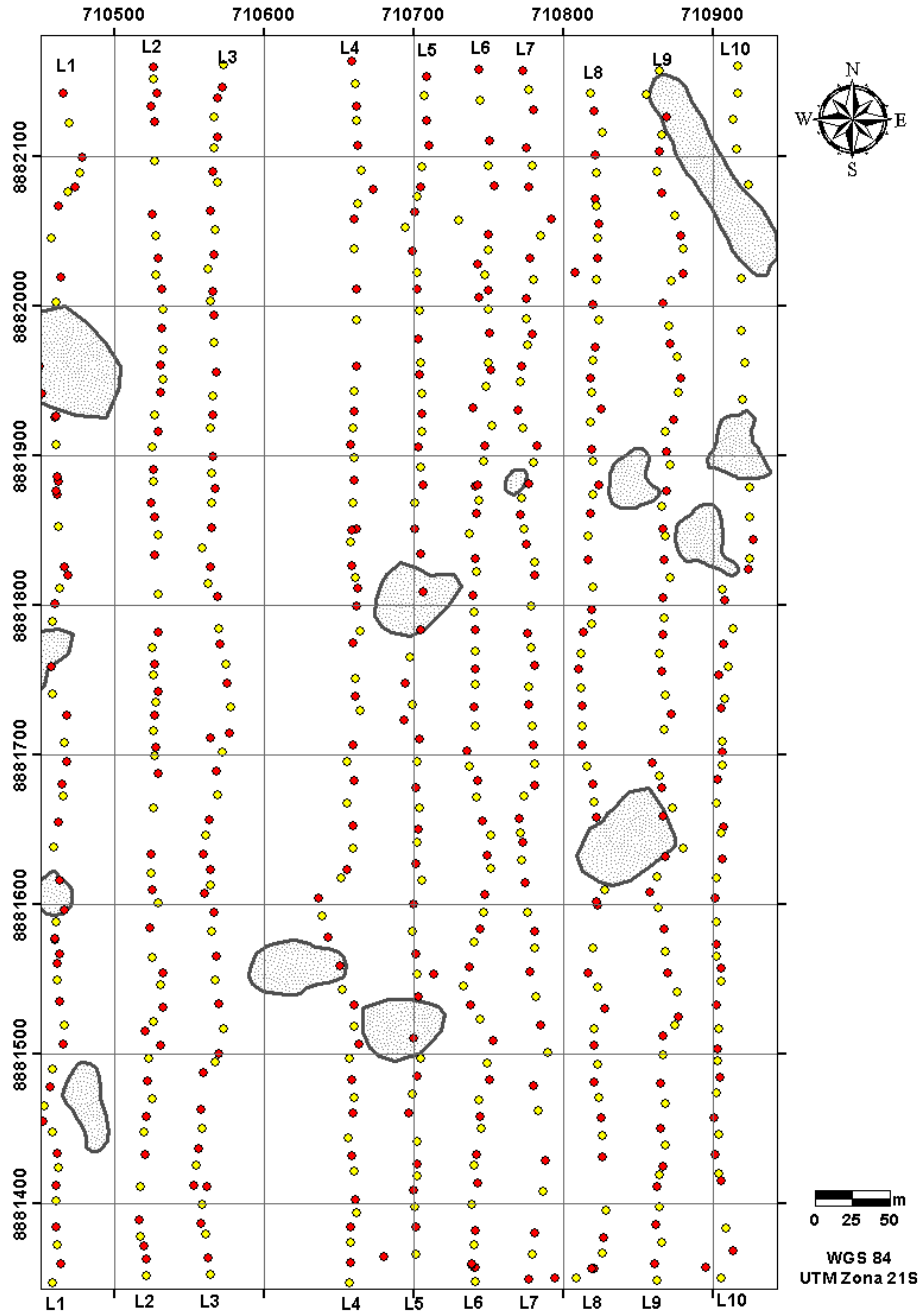


Figura 3.10. Localização da malha - L1 a L10 - com estações do levantamento IP/RES (pontos vermelhos) e do MAG (pontos vermelhos + amarelos). As principais cavas garimpeiras da região estão delimitadas com traço cinza.

CAPÍTULO 4 - RESULTADOS E DISCUSSÕES

4.1. Padrão Geral dos Mapas de Cargabilidade e de Resistividade

Os levantamentos de IP/RES são muito utilizados para o melhor entendimento do arranjo estrutural e da morfologia dos corpos de minério. No caso em estudo, nota-se uma superposição de eventos de cisalhamento e mesmo de rupturas (fraturas) em determinados contextos, o que associado aos processos de alteração hidrotermal e circulação de fluidos concorre para que essas zonas preferenciais de deformação venham a se constituir em zonas mineralizadas em ouro, sobretudo na forma de veios de quartzo auríferos, usualmente com sulfetos (pirita predominantemente). Essas zonas frequentemente aparecem nos levantamentos geofísicos com valores relativamente elevados de cargabilidade e de resistividade, sendo ainda mais marcantes quando se observa disseminação de sulfetos em granito hidrotermalizado, tipificando o que se denominou no trabalho exploratório de QSP (Quartzo-Sericita-Pirita), que se mostra com anomalias relativamente elevadas de IP/RES, devido principalmente aos teores de pirita e ao estágio avançado de silicificação, fato que aumenta o potencial do alvo Flor da Serra.

Em todas as seções levantadas tem-se um padrão de anomalias IP/RES onde se constata na porção superior uma cobertura que se aparenta polarizável e resistiva, relacionada ao regolito e saprólito, que são relativamente extensos e espessos na região, chegando ambos a espessuras de até 50 m. Após esse horizonte, camadas não polarizáveis que apresentam alta condutividade, e nas cotas intermediárias a inferiores encontram-se bolsões com valores altos de polarização induzida e resistividade.

4.1.1. Seções de Cargabilidade Real e Resistividade Real

As Figuras 4.1 a 4.10 representam, respectivamente, os modelos em profundidade da cargabilidade real e da resistividade real das Linhas L1 a L10.

Na Fig. 4.1.a, Linha L1, a cobertura é polarizável exibindo anomalias de cargabilidade. As anomalias em profundidade foram interpretadas como rocha sulfetada e alterada hidrotermalmente, entretanto pode se tratar também de inferência do processamento, fato esse que deve ser verificado em campo. Os eixos polarizáveis estão indicados nas seções. A cobertura condutiva está sobreposta a núcleos resistivos separados por descontinuidades geolétricas, como se observa na Fig. 4.1.b.

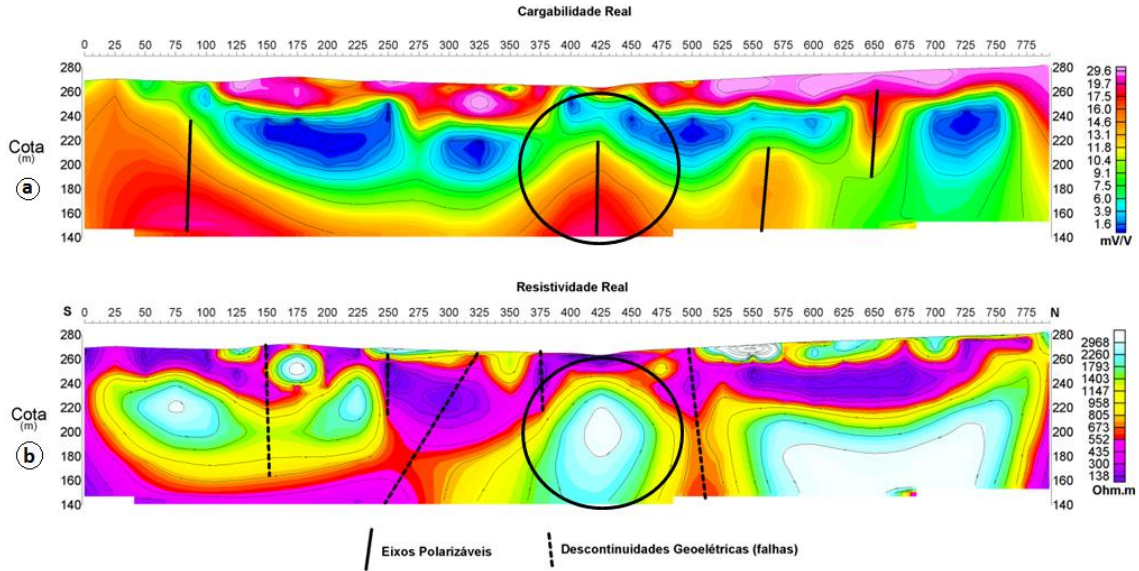


Figura 4.1. Modelo de profundidade da cargabilidade real (painel superior - a) e da resistividade real (painel inferior - b) da Linha L1. Zona de interesse = círculo preto.

Na Fig. 4.2 a cobertura polarizável é marcada em toda a seção, e está ligada ao regolito e saprólito. Observa-se na seção de resistividade real, entre as estações 75 a 225 m e 625 a 800 m, dois núcleos resistivos em profundidade, entretanto essas anomalias se findam na seção, fato esse que as difere de anomalias potenciais exploratórias (abertas em profundidade como, por exemplo, as do modelo da Linha L1).

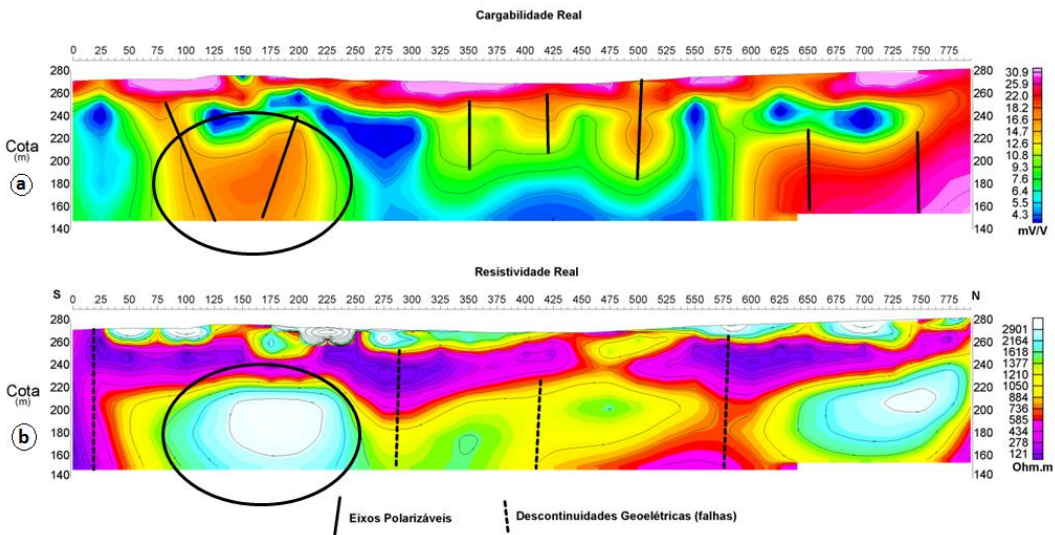


Figura 4.2. Modelo de profundidade da cargabilidade real (painel superior - a) e da resistividade real (painel inferior - b) da Linha L2. Zona de interesse = círculo preto.

A seção de IP da Linha L3, Fig. 4.3.a, exibe anomalias de cargabilidade na região central do modelo cujos eixos polarizáveis posicionam nas estações 350 m e 475 m, são delineados desde a superfície até níveis profundos. Em adição, outros dois eixos polarizáveis são indicados na Fig. 4.3.b. O comportamento da resistividade da seção (b) é semelhante ao descrito anteriormente.

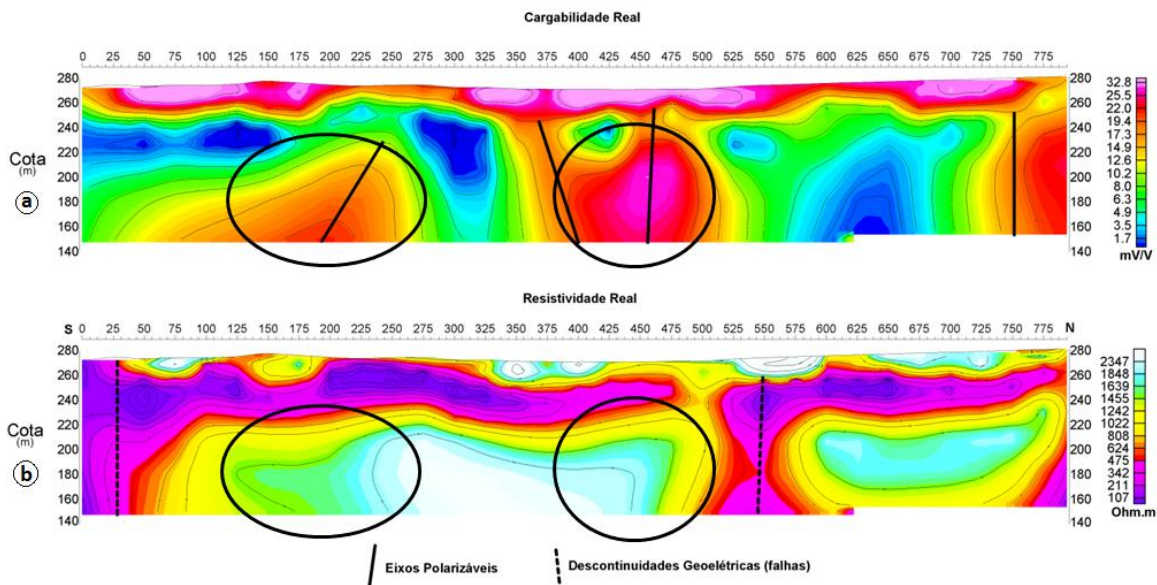


Figura 4.3. Modelo de profundidade da cargabilidade real (painel superior - a) e da resistividade real (painel inferior - b) da Linha L3. Zona de interesse = círculo preto.

O modelo de cargabilidade da Linha L4, Fig. 4.4.a, além da cobertura polarizável mostra duas zonas polarizáveis na profundidade de 60 m. O comportamento da resistividade do painel inferior mostra uma fina camada resistiva sobreposta a um nível condutivo, enquanto em subsuperfície núcleos resistivos são separados por descontinuidades geolétricas.

O comportamento da cargabilidade e da resistividade da Fig. 4.5 (Linha L5) são semelhantes aos descritos anteriormente: *i*) zona polarizada de cobertura, com até 40 m de espessura e *ii*) grandes bolsões de resistividade abertos em profundidade. Ao contrário dos anteriores, o eixo polarizável com projeção na estação 475 m parece continuar até a superfície.

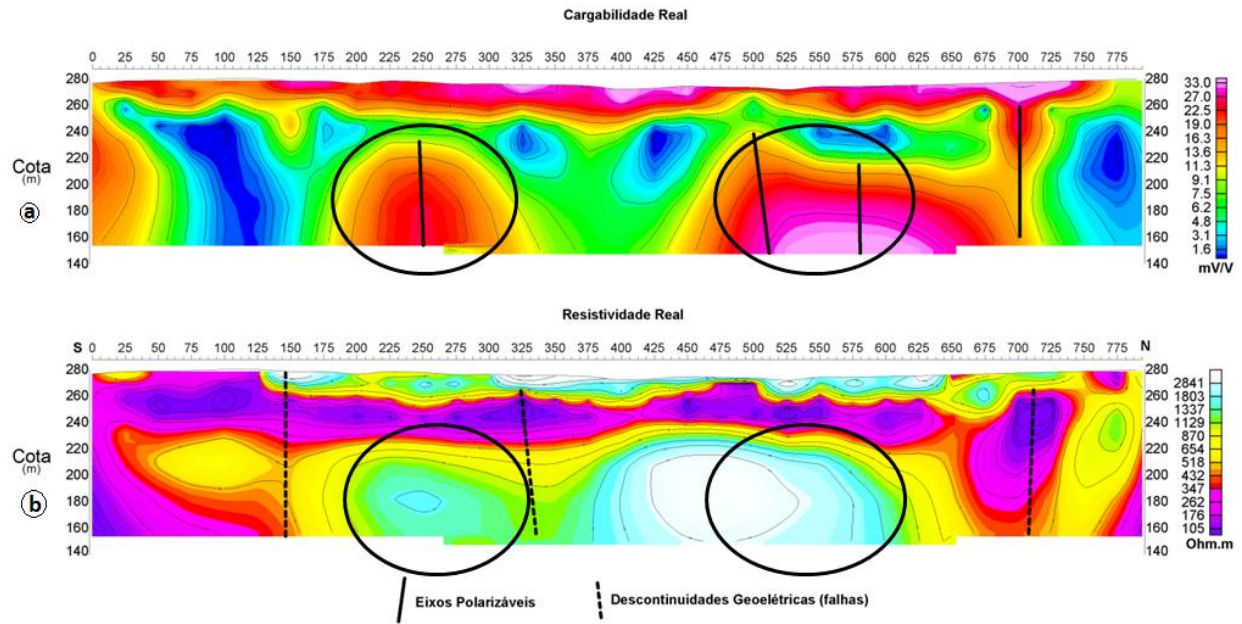


Figura 4.4. Modelo de profundidade da cargabilidade real (painel superior - a) e da resistividade real (painel inferior - b) da Linha L4. Zona de interesse = círculo preto.

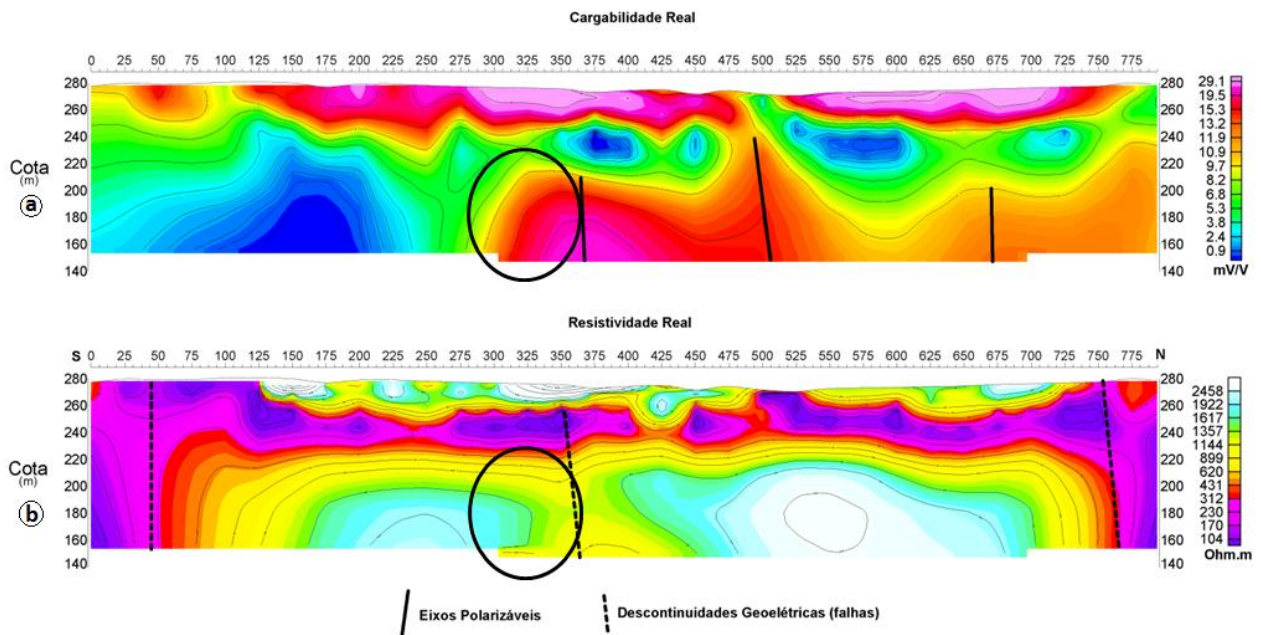


Figura 4.5. Modelo de profundidade da cargabilidade real (painel superior - a) e da resistividade real (painel inferior - b) da Linha L5. Zona de interesse = círculo preto.

Afora a cobertura polarizável comum nos demais seções, o da Linha L6 (Fig. 4.6.a) exhibe anomalias profundas de cargabilidade nas projeções das estações 400 m e 650 m. Semelhante à Linha L5, há eixos polarizáveis que chegam até a superfície e esecionam as isolinhas de resistividade baixa nas estações 275 m, 475 m e 525 m. A resistividade (painel inferior) é relativamente elevada em toda a seção, com núcleos mais resistivos nas estações 400 m e 625 m.

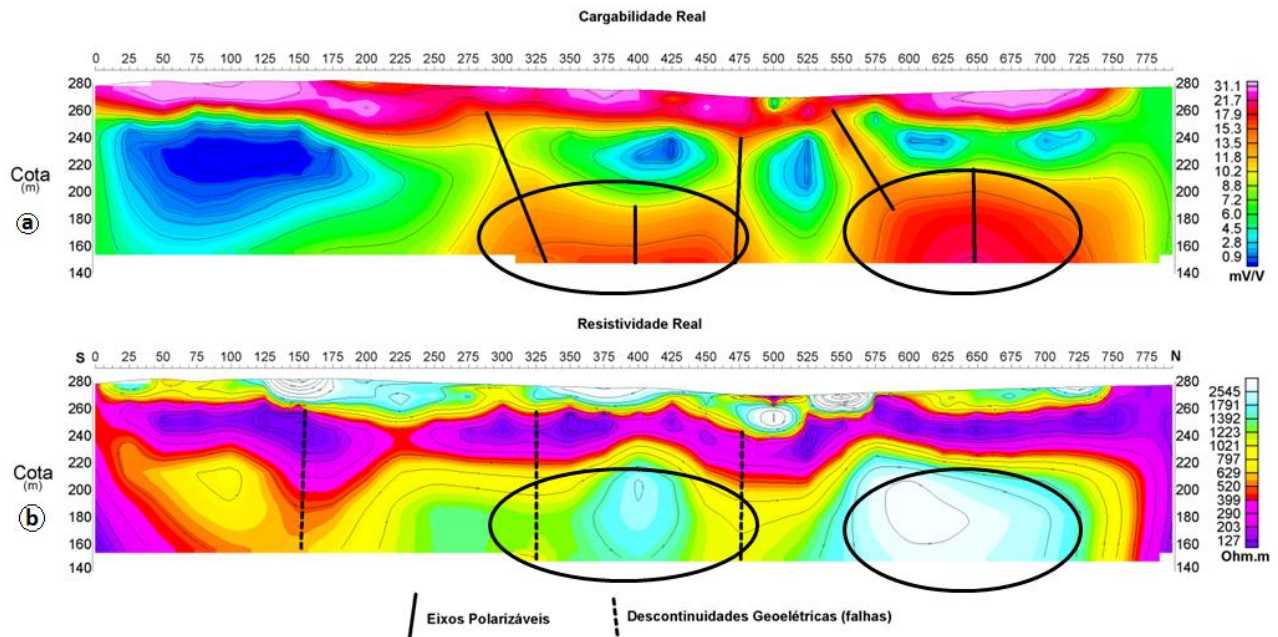


Figura 4.6. Modelo de profundidade da cargabilidade real (painel superior - a) e da resistividade real (painel inferior - b) da Linha L6. Zona de interesse = círculo preto.

É perceptível na Fig. 4.7.a (Linha L7) a contínua camada polarizável e bolsões de resistividade profundos, igualmente descritos anteriormente. O diferencial dessa seção é a consistente anomalia de cargabilidade, cujo eixo polarizável com projeção na estação 250 m transpassa todo o modelo.

Essa anomalia pode estar relacionada ao rebaixamento da região intempérica devida uma falha do tipo sinistral aflorante em campo, provavelmente subordinada a estruturas regionais alinhadas na direção E-W, transcorrentes e anastomosadas, que constituem zonas de descontinuidade crustal relevantes na evolução geodinâmica da região (Paes de Barros 2004).

O núcleo relativamente mais resistivo abaixo dessa zona de falha refere-se a corpos graníticos intrusivos de composição granodiorítica, com intensa alteração tipo QSP com pirita fina disseminada.

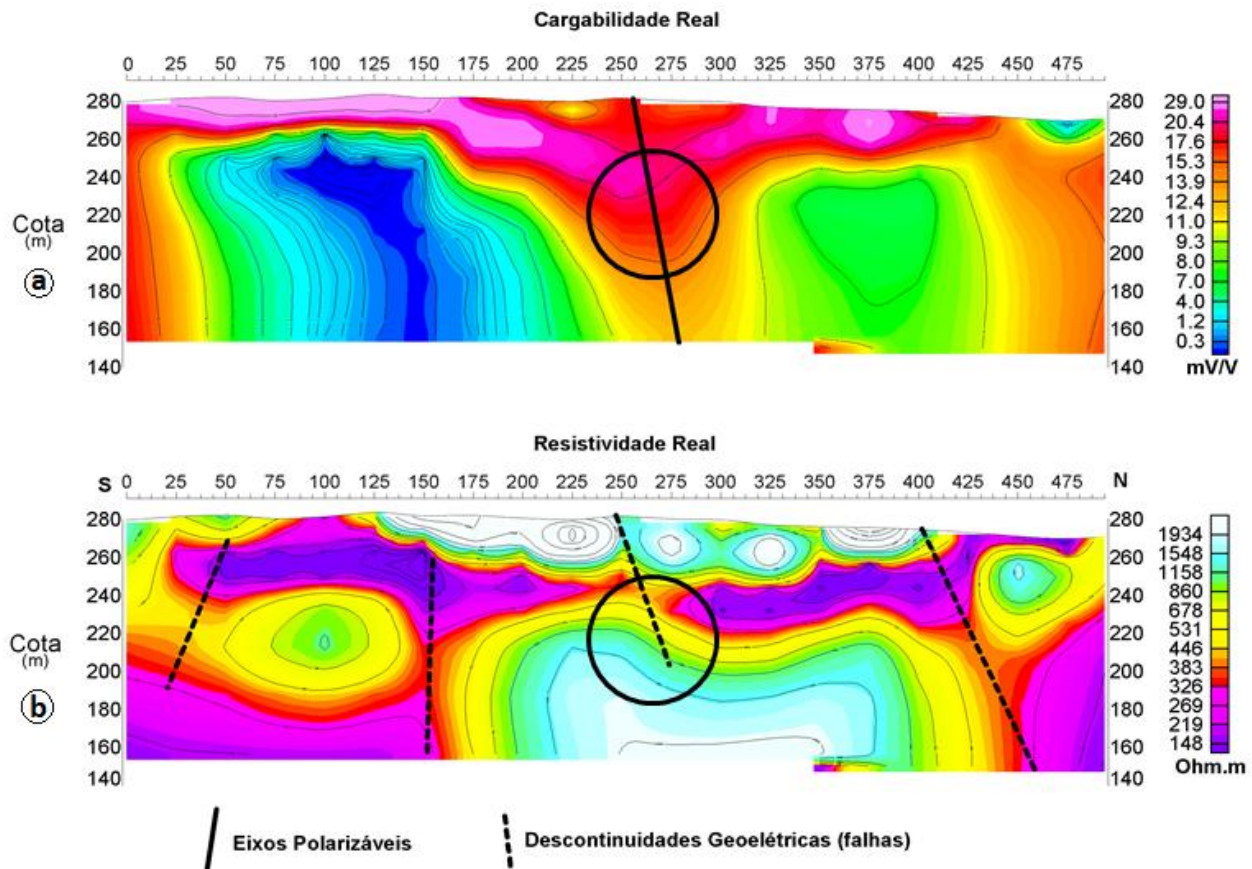


Figura 4.7. Modelo de profundidade da cargabilidade real (painel superior - a) e da resistividade real (painel inferior - b) da Linha L7. Zona de interesse = círculo preto.

Na Linha L8 (Fig. 4.8) a cobertura polarizável não é contínua em todo o seção, o que remete um possível saprólito revirado por ação garimpeira. Os eixos estão posicionados nas projeções das estações 400 m, 475 m e 700 m. O comportamento da resistividade do painel inferior dessa figura exibe um interessante contraste de baixos e altos resistivos, onde nas estações iniciais e finais tem-se um material mais condutor e no centro da seção algo mais resistivo. Essa feição sugerar contate o intrusivo entre o pequeno *stock* granítico, hidrotermalizado, balizado por falhas, com forte alteração do tipo QSP, e o embasamento de constituição heterogênea, constituído por granitóides bandados com enclaves de composição diorítica.

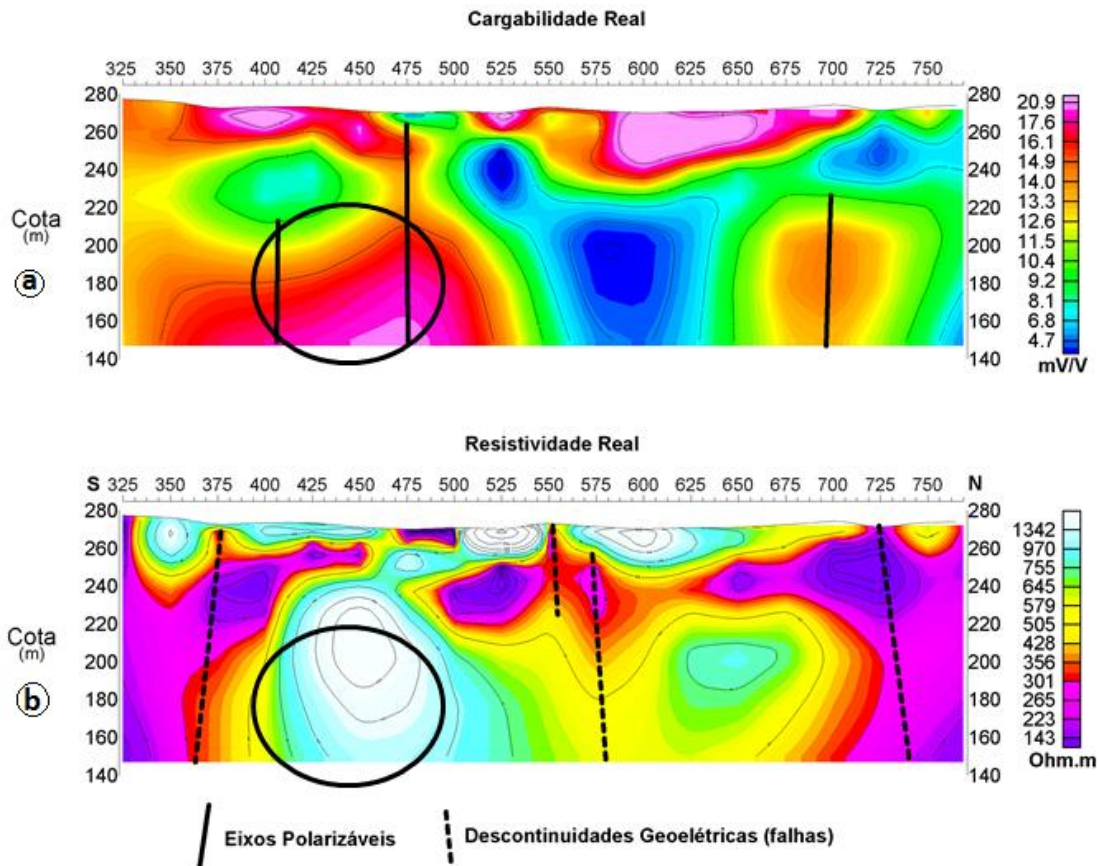


Figura 4.8. Modelo de profundidade da cargabilidade real (painel superior - a) e da resistividade real (painel inferior - b) da Linha L8. Zona de interesse = círculo preto.

O painel superior da Fig. 4.9 (Linha L9) também possui cobertura polarizável de até 45 m de espessura, anomalias profundas de cargabilidade nas projeções das estações 225 m, 550 m e 750 m e bolsões de alta resistividade abaixo da cota 220 m. O rebaixamento da zona de baixa resistividade (alta condutividade) pode estar relacionado a zonas de falhas como descrito na seção da L7, mas sem nenhum vestígio aflorante nas cavas desativadas de garimpo.

A Linha L10 (Fig. 4.10) está localizada a leste da área, em uma planície de inundação de um córrego, fato este que gera uma cobertura resistiva mais espessa que as demais. A cobertura polarizável também é mais proeminente quando comparada com as demais seções.

Os eixos estão posicionados nas projeções das estações 125 m e 200 m. Outros dois eixos polarizáveis estão posicionados nas extremidades setentrional e meridional do modelo. O painel inferior da Fig. 4.10 possui características semelhantes de resistividade já vistas nas linhas anteriores, com núcleo resistivo na estação 325 m.

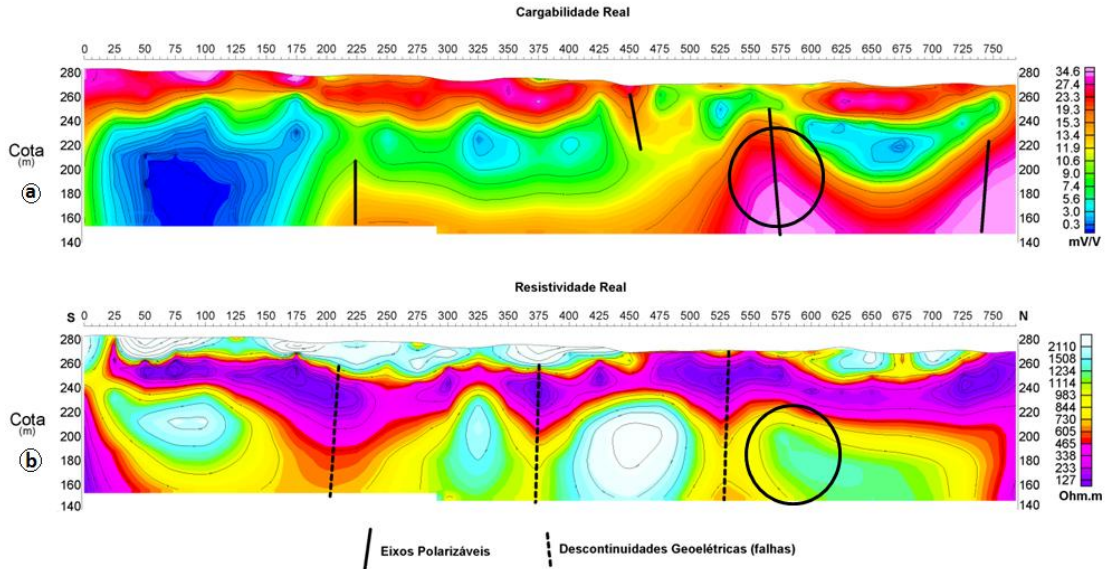


Figura 4.9. Modelo de profundidade da cargabilidade real (painel superior - a) e da resistividade real (painel inferior - b) da Linha L9. Zona de interesse = círculo preto.

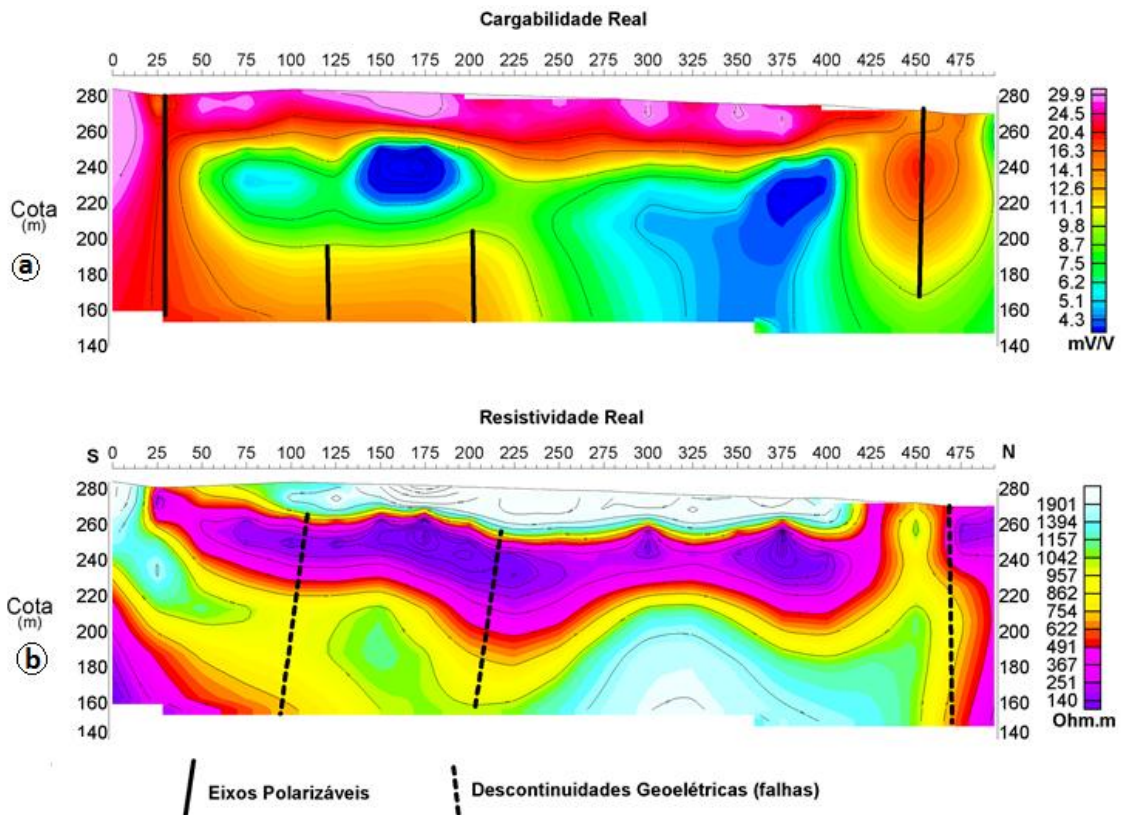


Figura 4.10. Modelo de profundidade da cargabilidade real (painel superior - a) e da resistividade real (painel inferior - b) da Linha L10. Zona de interesse = círculo preto.

4.1.2. Mapas de Cargabilidade

As Figuras 4.11 a 4.13 representam os mapas de níveis de profundidade da cargabilidade real, enquanto as Figuras 4.14 a 4.16 mostram os mapas de níveis de profundidade da resistividade real.

Os níveis de profundidade investigados em ambas as variáveis foram os seguintes: n1 = superficial (não apresentado, sem potencial prospectivo), n2 = 8 m, n3 = 19 m, n4 = 32 m, n5 = 48 m, n6 = 68 m, n7 = 94 m e n8 = 127 m. Esses níveis são gerados automaticamente pelo *software*, e dependem do espaçamento entre os eletrodos de corrente e de potencial, que no caso foi de 25 m.

Os mapas de cargabilidade dos níveis superficiais n2 = 8 m e n3 = 19 m mostram um comportamento semelhante, com destaque para a continuidade de estratos altamente polarizáveis nas porções setentrional, central e meridional da área de estudo. De maneira geral esses mapas, juntamente com o n4 = 32 m, representam as coberturas polarizáveis correlacionáveis com o saprólito e regolito.

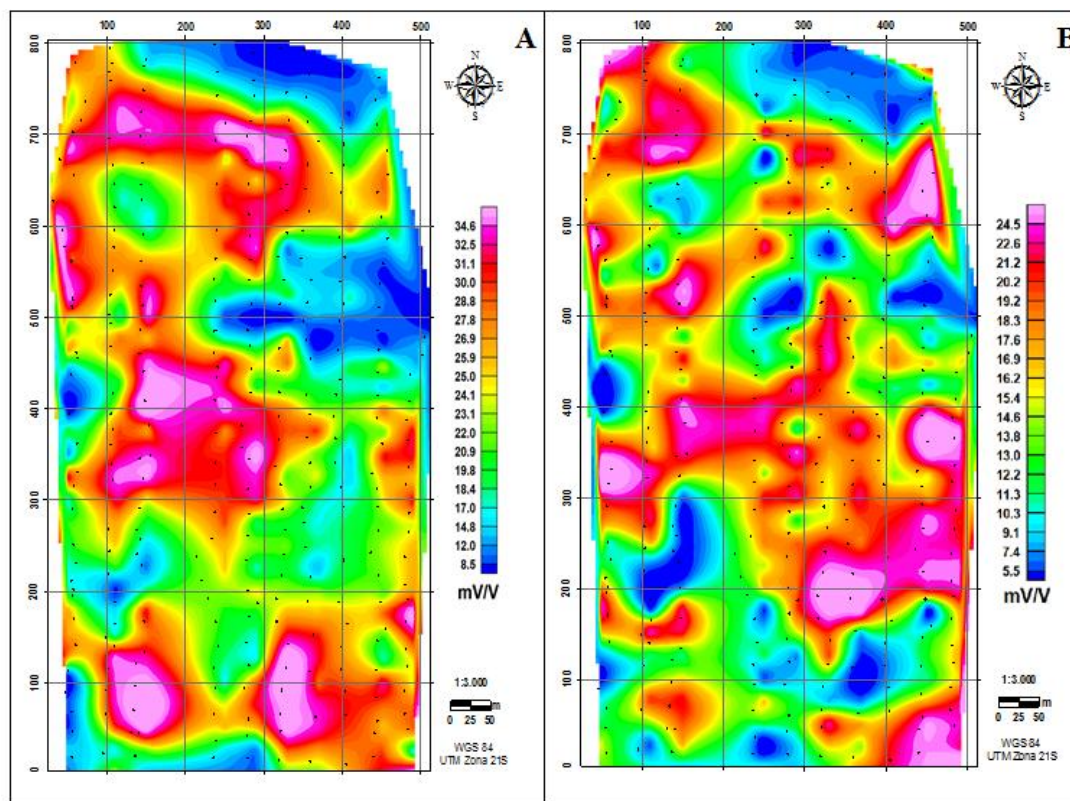


Figura 4.11. Mapas de profundidade da cargabilidade real n2 = 8 m (A) e n3 = 19 m (B).

Os mapas da Figura 4.12 ($n_4 = 32$ m e $n_5 = 48$ m) mostram valores de cargabilidade elevados e com continuidade em profundidade, sendo o exemplo mais proeminente localizado entre as linhas L6, L7 e L8 nas estações N 200 a 300 m.

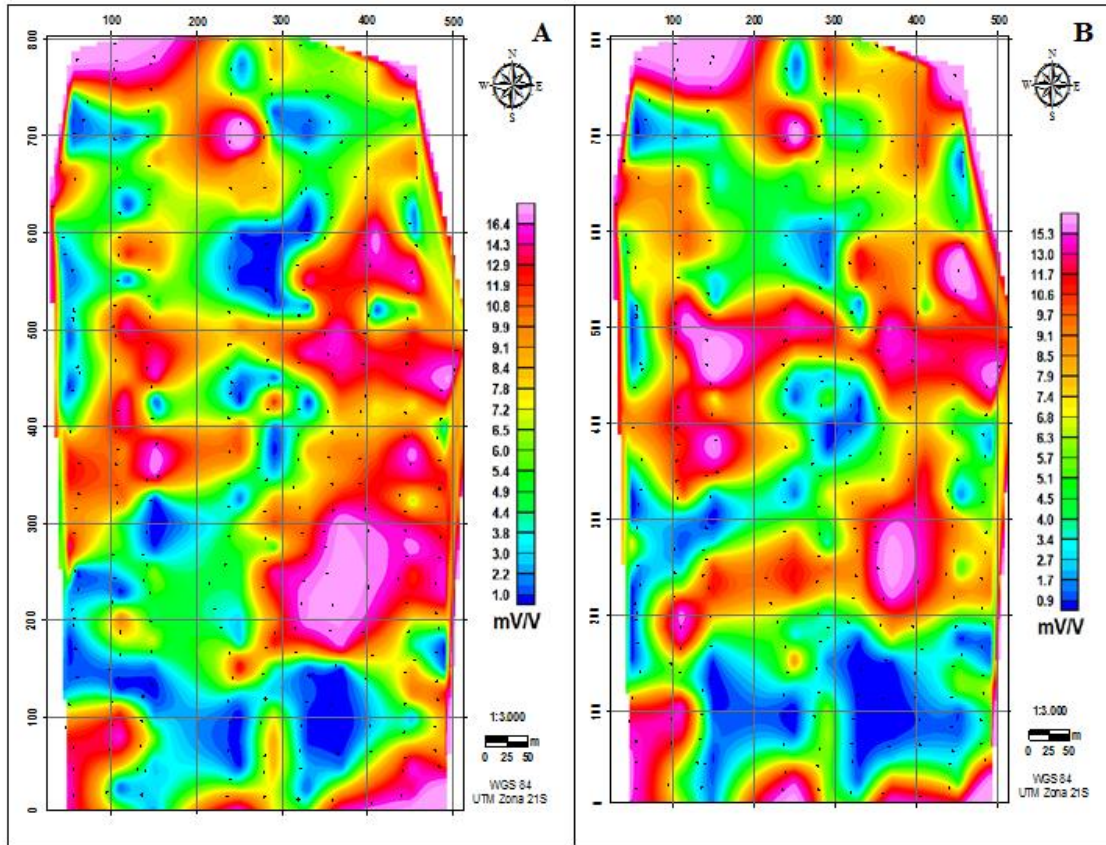


Figura 4.12. Mapas de profundidade de cargabilidade real: $n_4 = 32$ m (A) e $n_5 = 48$ m (B).

A anomalia mais representativa nos mapas de níveis 4 e 5 está na porção centro-leste da área, possui um formato arredondado com o centro localizado na grade 350x com 250y. Essa anomalia de cargabilidade relativamente alta ($>16,4$ mV/V) deve estar relacionada ao corpo granítico com sulfetação disseminada de extrema importância no que se diz respeito da mineralização aurífera do alvo. A relevância dessa anomalia, especificamente, condiz com sua extensão em profundidade, pois é possível notá-la até o nível de investigação de 126 m (Fig. 4.13.c).

Os últimos três níveis de investigação possuem um comportamento de cargabilidade/resistividade muito semelhante (Fig. 5.13), uma vez que as anomalias são atenuadas em profundidade. Em linhas gerais, tem-se três razões para se explicar esse fenômeno,

mas o fator que deve ser levado em consideração é o método de aquisição das propriedades físicas das constantes dielétricas e a capacitância através do arranjo dipolo-dipolo.

A distância da fonte de corrente e o decaimento rápido e exponencial das voltagens primárias, no meio anisotrópico e não homogêneo (envolve solo, manto de intemperismo, saprólito, rocha maciça e fraturada, com disseminação de sulfetos e veios de quartzo sulfetados, etc.) é uma razão para a atenuação das anomalias nos mapas de maior profundidade. Além disso, o aumento do tamanho da célula de modelagem da matriz jacobiana para o cálculo das resistividades/cargabilidades reais deve ser levado em consideração, pois a partir do $n = 6$ existe uma inferência e interpolação com raios de busca mais distanciados. Por esta razão é que normalmente se despreza os níveis mais profundos, apesar deste procedimento não invalidar tal inferência dos níveis $n = 7$ e $n = 8$.

O modelamento *Zonge 2D* leva em consideração o padrão geológico em profundidade simplesmente baseado em procedimentos matemáticos e estatísticos, mas na descrição dos testemunhos de sondagem é perceptível que a partir de 70 m (aproximadamente $n = 6$), o padrão geológico é mais homogêneo do que as camadas superficiais. Trata-se de um meio onde as litologias e as estruturas são mais maciças e isotrópicas respectivamente, portanto o comportamento atenuado das anomalias a partir do $n = 6$ pode ser explicado dessa maneira.

Nota-se um padrão alongado de direção preferencial NE, possivelmente relacionado às estruturas mais recentes, de caráter rúptil com veios de quartzo sulfetados subordinados. Entretanto, deve-se notar que o espaçamento entre a L3 e a L4 é praticamente o dobro em relação às outras linhas, devido a cava de garimpo alagada, o que gerou interpolações que devem ser encaradas com cautela.

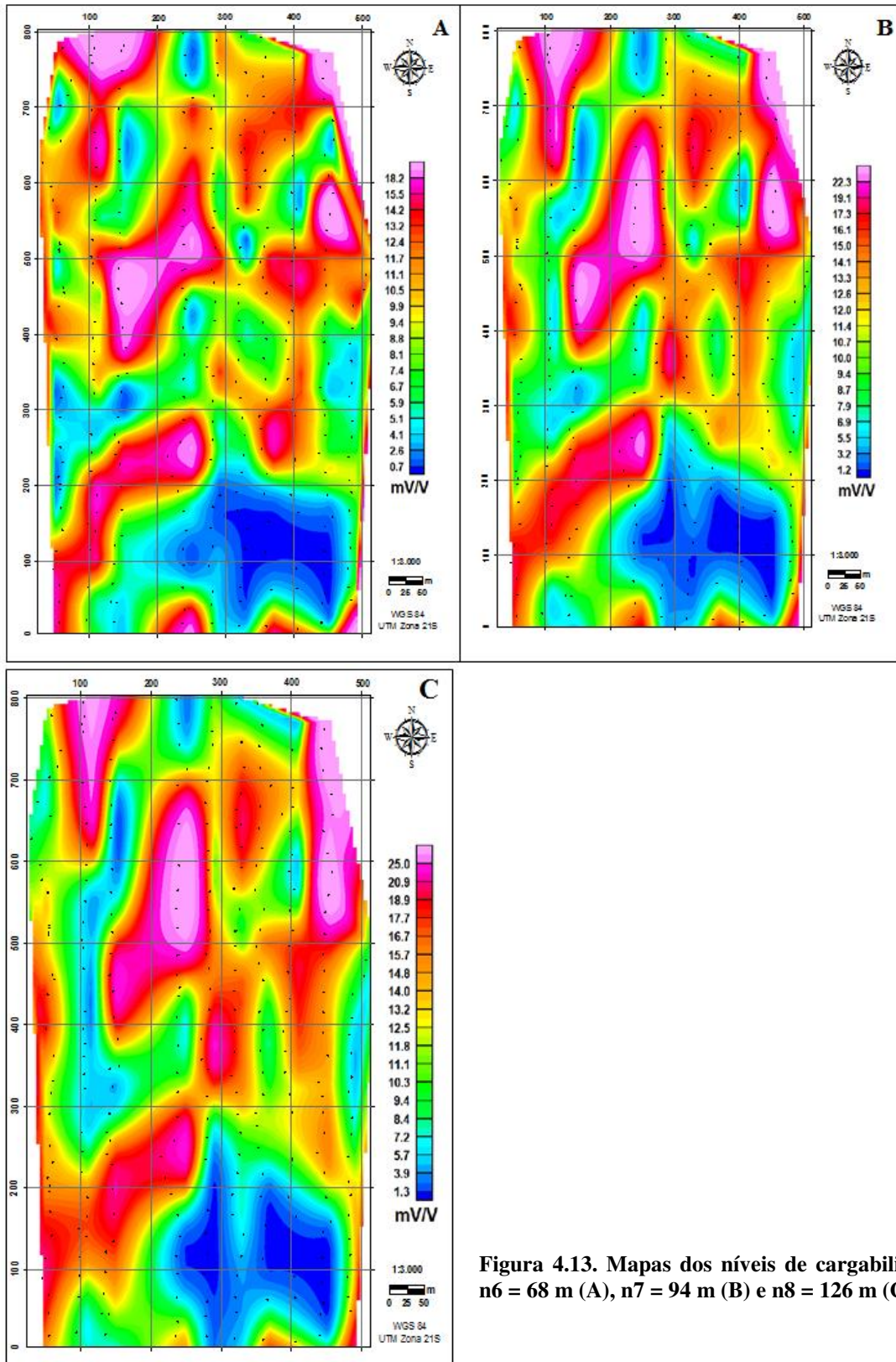


Figura 4.13. Mapas dos níveis de cargabilidade n6 = 68 m (A), n7 = 94 m (B) e n8 = 126 m (C).

4.1.3. Mapas de Resistividade

Os mapas da Fig. 4.14 ($n_2 = 8$ m e $n_3 = 19$ m) mostram um padrão relativamente parecido, com alternância de porções condutivas e resistivas.

Apesar do manto intempérico da região Flor da Serra ser expressivo, atingindo profundidades superiores a 50 m, pode-se notar certo padrão da resistividade. Há bolsões resistivos, com formato arredondado e que possuem uma continuidade em profundidade, sendo perceptíveis até no $n_5 = 48$ m. Devido a região ser totalmente garimpada, há presença de rejeito de garimpo conhecidos popularmente como ‘curimã’, que se trata de um material quartzoso fortemente resistivo, fato esse que explica o padrão de resistividade alta dos primeiros níveis de investigação.

Já os bolsões resistivos (porções brancas e ciano dos mapas da Fig. 4.14) que coincidem em profundidade com bolsões de cargabilidade foram perfuradas, e com a descrição desses testemunhos de sondagem foi possível verificar a existência de pequenos corpos graníticos com forte silicificação pervasiva e inúmeras vênulas de quartzo paralelizadas com halo de alteração com sericita, muscovita e pirita (alteração do tipo QSP → quartzo-sericita-pirita), provavelmente a explicação dessas anomalias de resistividade do alvo.

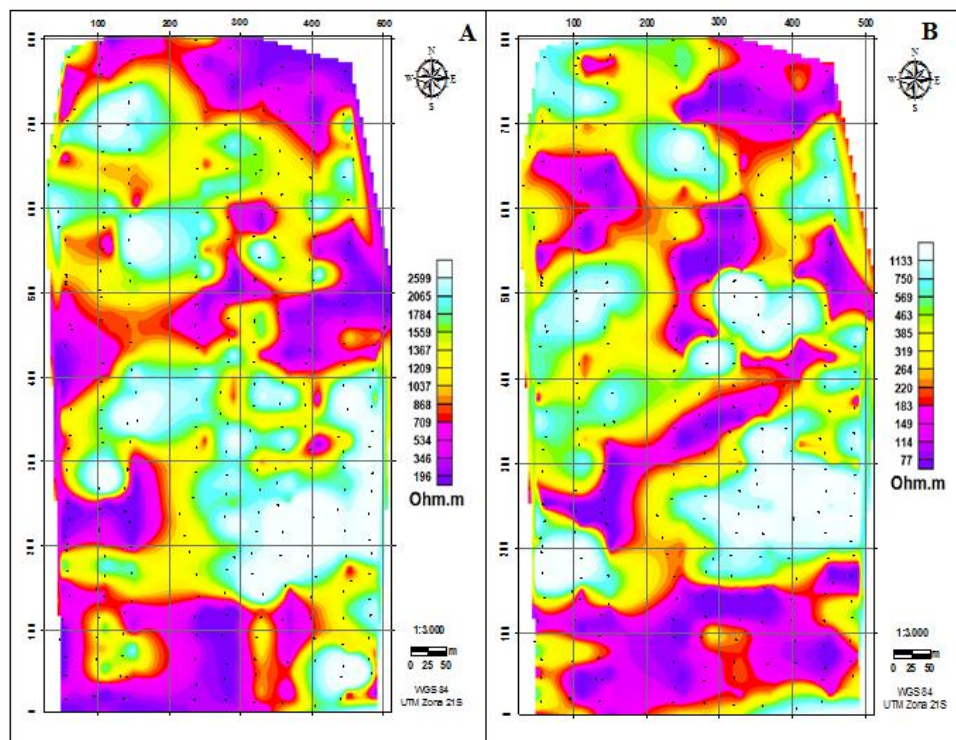


Figura 4.14. Mapas de profundidade da resistividade real de $n_2 = 8$ m (A) e $n_3 = 19$ m (B).

Ainda observando os níveis 2 e 3, o extremo sul da área é quase que na sua totalidade composta por material condutor, onde aflora porções mais máficas dos granitóides do embasamento, com magnetita fina disseminada e geradora dessa alta condutividade. Vale a pena ressaltar que há um contato bem marcado exatamente nessa porção sul, delimitado pelo forte contraste de resistividade e confirmado em campo.

Os níveis descritos, juntamente com o n4 = 32 m e o n5 = 48 m (Fig. 4.15), refletem o espesso saprólito da região Flor da Serra, com espessuras localmente superiores a 50 m, observado nas inúmeras cavas garimpeiras a céu aberto. Anomalias resistivas, levemente alongadas com direção NE começam a surgir nessas profundidades, mas se tornam mais proeminentes nos níveis mais profundos (Fig. 4.16). Esse padrão está correlacionado ao arcabouço estrutural mais recente e de caráter rúptil da região Flor da Serra.

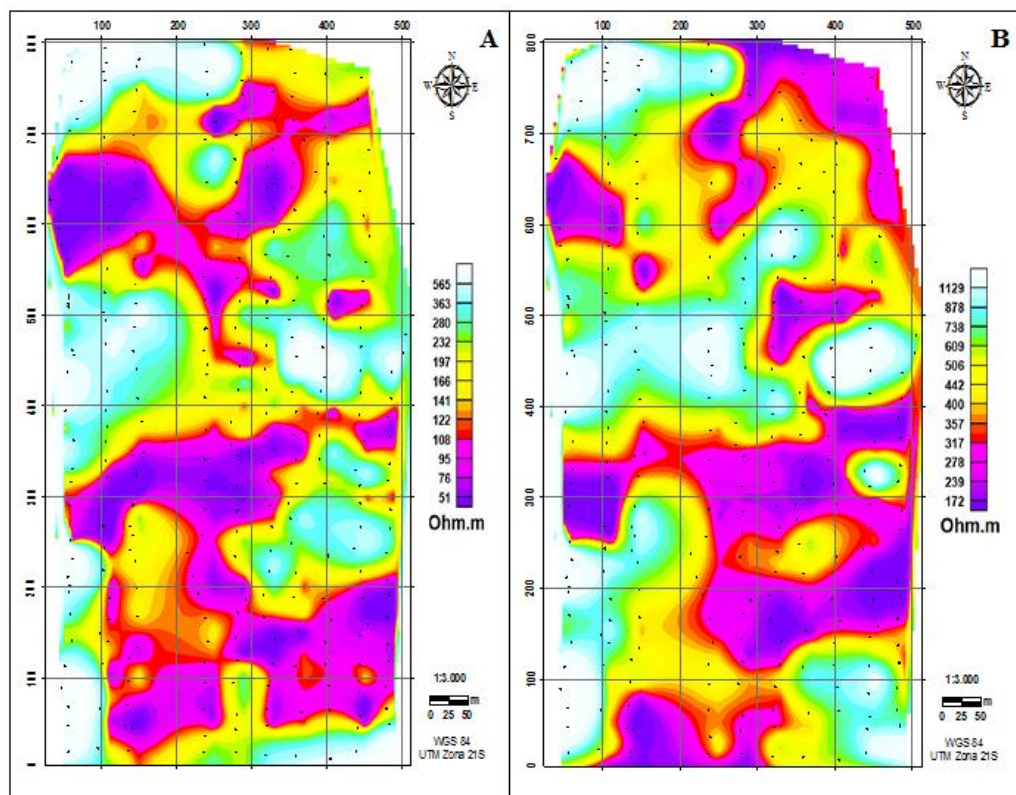


Figura 4.15. Mapas de profundidade da resistividade real de n4 = 32 m (A) e n5 = 48m (B).

A Figura 4.16 exibe os últimos mapas de níveis investigados (n6 = 68 m, n7 = 94 m, n8 = 126 m), que devido os mesmos fatores explicados no item 4.1.2 há atenuação das anomalias,

nesse caso resistivas, com a profundidade. Esse efeito tem maior vigência no nível $n8 = 126$ m, justamente por se tratar no nível mais profundo de investigação desse alvo. Apesar desse fenômeno, não há necessidade de descartar os mapas das maiores profundidades.

Nota-se que os mapas dos níveis de investigação da Fig. 4.16 são caracterizados por uma faixa resistiva disposta no centro da área de estudo, com direção NE-SW de baixo ângulo, bordejada por valores condutivos.

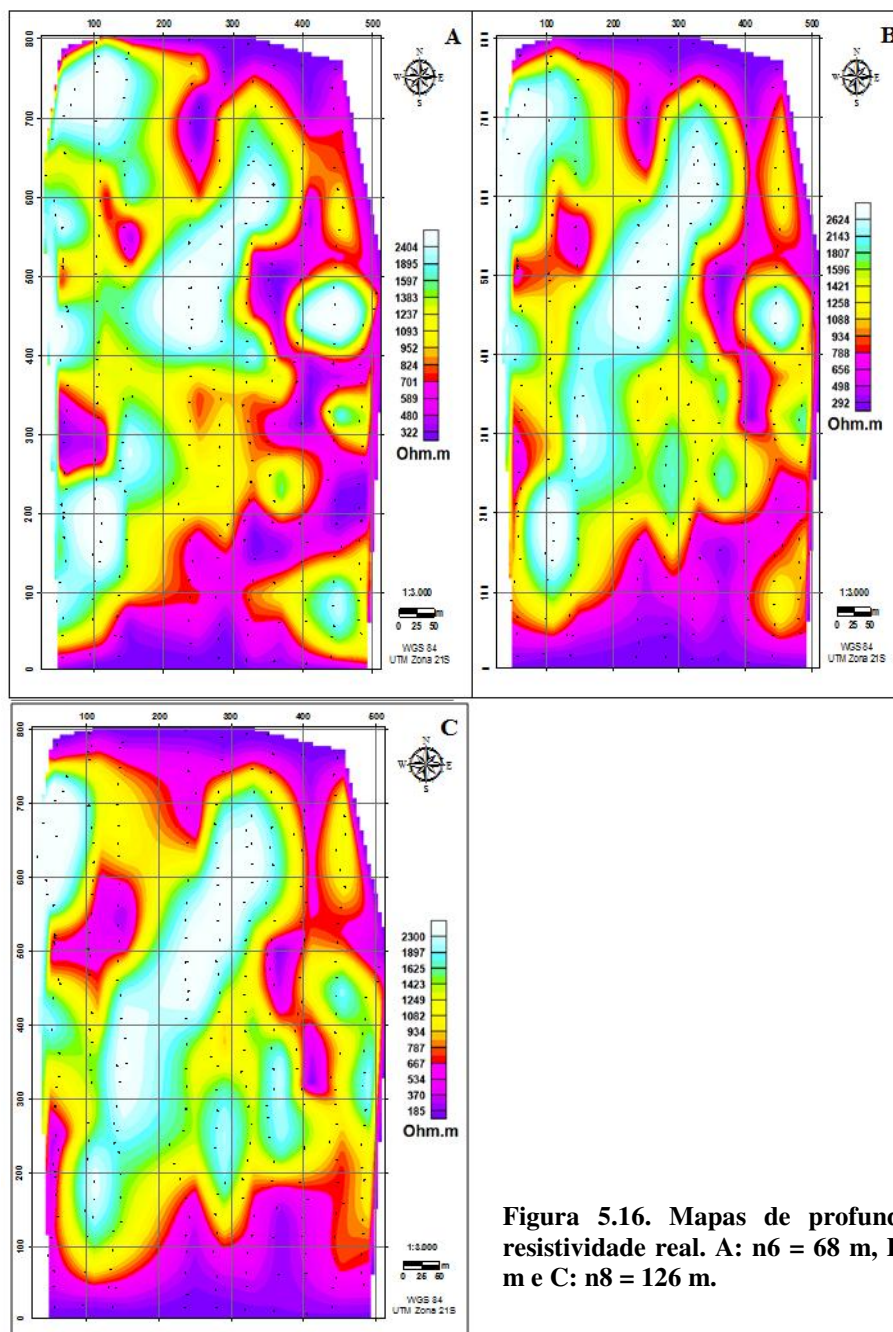


Figura 5.16. Mapas de profundidade da resistividade real. A: $n6 = 68$ m, B: $n7 = 94$ m e C: $n8 = 126$ m.

4.2. Magnetometria

A interpretação dos dados magnetométricos terrestres teve como foco a identificação de um provável padrão magnético local, com os principais domínios correlacionáveis a distintas litologias, das zonas de cisalhamento possivelmente associada à mineralização aurífera e estruturas subordinadas de menor relevância. O processamento dos dados consistiu na correção da variação diurna do campo geomagnético e subtração do IGRF (*International Geomagnetic Reference Field*) obtido no site da NOAA (*National Oceanic and Atmospheric Administration*), interpretado como valores de campo geomagnético de origem profunda. Em seguida, realizou-se o micronivelamento nos dados com o objetivo de homogeneizar a representação espacial do campo magnético (Minty 1991).

A partir do processamento descrito, gerou-se o mapa do campo magnético anômalo georreferenciado (Fig. 4.17), o de redução ao equador magnético, o mapa do realce Amplitude do Sinal Analítico (ASA) e filtragem dos dados por cosseno direcional e continuação para cima. Como a inclinação magnética local é pequena (-8°) optou-se por realizar a redução ao Equador, uma vez que a redução ao polo é instável para baixas latitudes magnéticas (inclinação entre -20° e $+20^\circ$).

Portanto, os resultados são apresentados em termos de mapas de redução ao Equador (Fig. 4.18) e de produtos transformados, como a Amplitude do Sinal Analítico (ASA, Nabighian 1972; Roest *et al.* 1992) (Fig. 4.19) e mapa integrado de cosseno direcional e continuação para cima, com o algoritmo Gradiente Horizontal Total (GHT) (Fig. 4.20). Esse último tem a propriedade de realçar as bordas (máximos) e os centros (mínimos) das fontes magnéticas, sendo que as amplitudes são gradativamente atenuadas com a profundidade dos modelos, e delinea de forma mais clara o contorno das estruturas.

O primeiro mapa mostrado no presente trabalho é o mapa do campo magnético anômalo (CMA), pois é base dos cálculos dos demais mapas apresentados a seguir (Fig. 4.17).

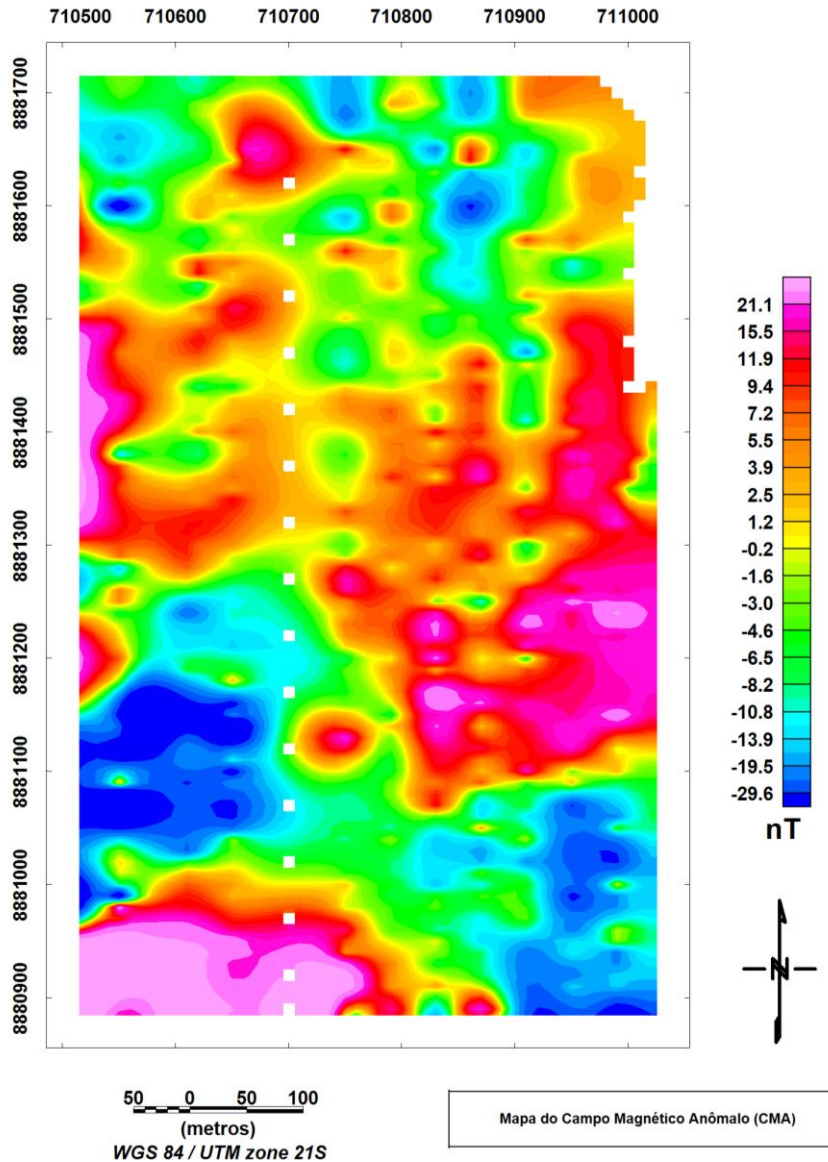


Figura 4.17. Mapa do campo magnético anômalo.

O mapa de redução ao Equador magnético (Fig. 4.18) é detentor de dois altos magnéticos levemente alongados segundo direção NE a E-W, respectivamente na porção N e S da área de estudo. Essas anomalias relativamente elevadas (valores superiores a 20 nT) balizam uma porção com valores magnéticos negativos (porção verde a azul escuro do mapa), de formato sutilmente arredondado.

De modo genérico, somente com esse mapa já se pode extrair dados importantes no que se diz respeito à padrão magnético do alvo: a maior parte da área possui valores magnéticos relativamente elevados condizentes à rochas de composição mais básicas, com porções

provavelmente disseminadas de minerais magnéticos (magnetita, ilmenita). Os valores negativos estão relacionados a uma anomalia de formato arredondado, o que remete uma intrusão granítica de tamanho pequeno e não magnética.

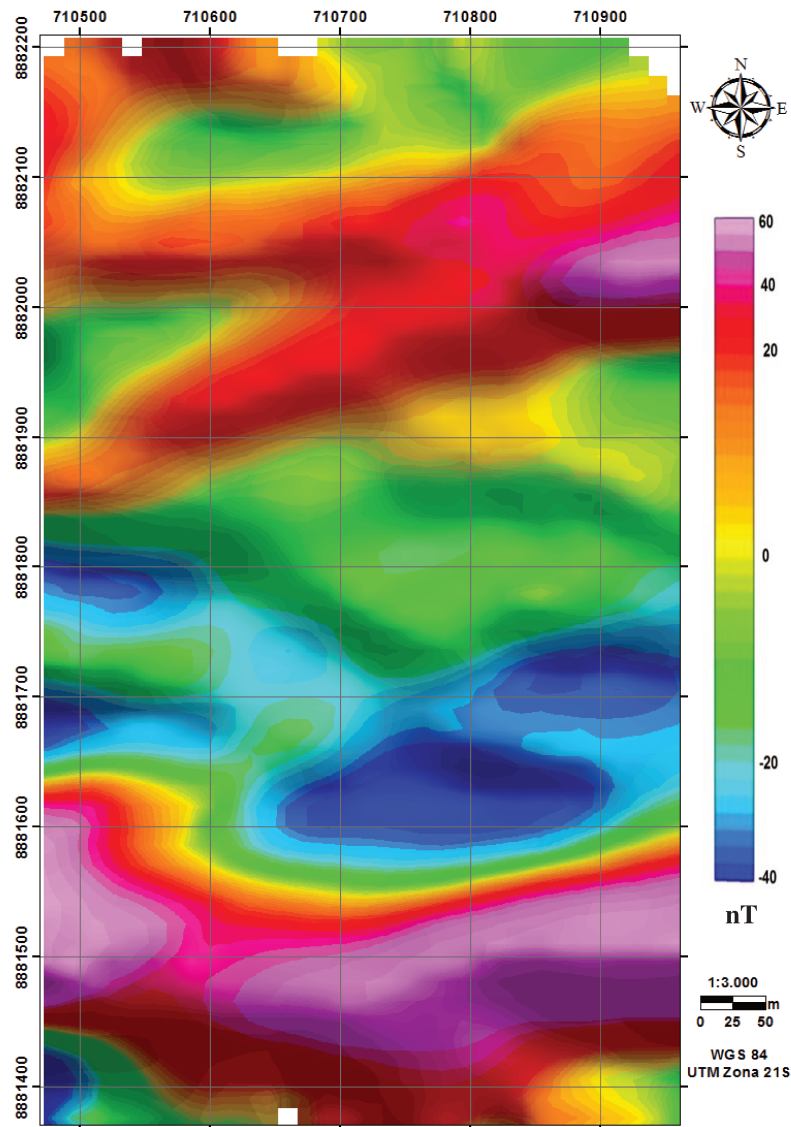


Figura 4.18. Mapa campo magnético residual reduzido ao Equador., calculado a partir da Fig. 4.17.

Levando em consideração a geologia local mapeada nas cavas desativas de garimpo e nos testemunhos de sondagem, notam-se dois domínios magnéticos principais no mapa da ASA (Fig. 4.19). Na porção centro-leste do alvo, foi definido o domínio A¹, representado por anomalias relativamente baixas (menores que 1 nT/m) com um formato arredondado e que coincide com o baixo magnético do mapa de redução ao Equador (Fig. 4.18). Essa porção é correlacionável com

um *stock* granítico de composição tonalítica a levemente granodiorítica, fracamente magnético e isotrópico, definido pela descrição macroscópica dos testemunhos de sondagem (marcação A¹ da Fig. 4.19). Esse domínio possui uma anomalia magnética relativamente superior (maior que 1nT/m) de formato triangular, que sugere um corpo de composição mais máfica, provavelmente um megaxenólito do embasamento ou outras intrusões mais jovens de composição mais intermediária a básica (marcação A₂ da Fig. 4.19).

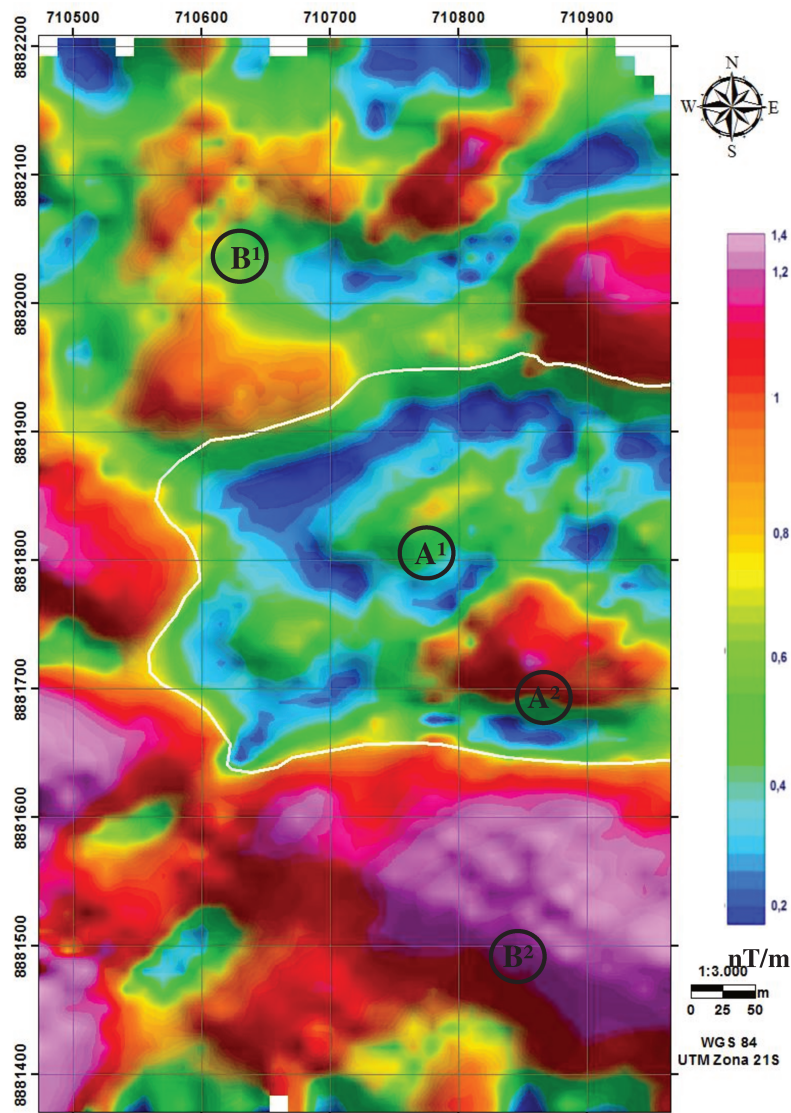


Figura 4.19. Mapa magnetométrico do realce ASA com os domínios magnéticos. O domínio A1 representa o *stock* granítico com um enclave mais máfico (A₂). O domínio B1 possui uma heterogeneidade magnética que condiz com os granitóides do embasamento, com porções mais ricas em magnetita (B₂). Mapa calculado com base na Fig. 4.17.

A maior porção da área do levantamento magnetométrico apresentada na Fig. 4.19, pertence ao domínio B¹. De maneira geral, esse domínio está vinculado a valores relativamente mais elevados que o domínio A¹, no contexto que se convencionou chamar de B² (Fig. 4.19), entretanto mostra ainda anomalias magnéticas baixas configurando um contexto com certa heterogeneidade geológica. Esse padrão coincide com a área mapeada como Granitóides do Embasamento, que também possuem uma composição predominantemente tonalítica com uma leve tendência granodiorítica como o granito descrito anteriormente, entretanto é detentor de porções ricas em magnetita e mega-enclaves de composição básica (talco-clorita xistos, anfíbolitos e metapiroxenitos), com prováveis restos de supracrustais (Paes de Barros 2004).

O contato dos domínios magnéticos A¹ e B¹ está relacionado a zonas de cisalhamento de caráter dúctil-rúptil pertencentes à estruturas regionais alinhadas na direção quase E-W, que constituem zonas de descontinuidade crustal relevantes na evolução geodinâmica da região Flor da Serra, e de maneira geral na PAAF. Essas estruturas são evidenciadas no mapa do campo magnético residual reduzido ao Equador (Fig. 4.18) e no mapa do realce ASA (Fig. 4.19) por se tratarem de descontinuidades magnéticas bem expressivas. Já no mapa de lineamentos estruturais (Fig. 4.20) e em campo, nos afloramentos nas bordas das cavas garimpeiras desativadas, essas zonas de cisalhamento foram confirmadas.

No contexto estrutural da PAAF, os depósitos são principalmente do tipo preenchimento de fraturas, condicionadas às mega-estruturas de cisalhamento que afetam os granitóides do embasamento ou relacionados especialmente às atividades granitogênicas paleoproterozóicas superimpostas, com remobilização do ouro associado a fases de intenso hidrotermalismo (Paes de Barros 2004). Para definir o arcabouço estrutural da região Flor da Serra, foco desse trabalho, foi utilizado os filtros cosseno direcional e continuação para cima (10 m) mais o algoritmo GHT (Fig. 4.20). O primeiro filtro elimina as tendências de lineamentos N-S uma vez que na região não há estruturação nessa direção, o segundo suaviza as anomalias e o terceiro, atenua as anomalias correlacionáveis ao arcabouço estrutural. O resultado final torna mais evidente as estruturas rasas de caráter rúptil, que em alguns casos são vinculadas a veios de quartzo mineralizados em ouro.

A região de Flor da Serra está inserida num alinhamento de cavas garimpeiras visualizadas em imagens de satélite, que evidencia um importante *trend* mineralizado orientado segundo a direção W-NW, inserida no alinhamento de maior escala que se estende da região

garimpeira Trairão até a do Peru (NW). Esse alinhamento reflete principalmente a direção das zonas de cisalhamento, sobretudo onde suas estruturas de cisalhamento dúcteis-rúpteis interceptam terrenos granito-gnáissicos (Paes de Barros 2007). Portanto, na Fig. 4.20 não é perceptível uma forte estruturação magnética com direção NW devido essas estruturas estarem associadas ao arcabouço estrutural regional da PAAF, isto se considerando que a área onde foi realizado o levantamento magnetométrico possui aproximadamente 50 hectares (1 ha = 10000 m²).

Além das estruturas NW, a região Flor da Serra possui mineralizações auríferas filoneanas hospedadas preferencialmente em falhas e fraturas, condicionadas e/ou subordinadas às estruturas E-W e NE. O padrão EW é mais frequente que o NW e ressalta as bordas da intrusão granítica na porção centro-leste do mapa da Fig. 4.20. Estas são estruturas magnéticas de maior continuidade lateral e caracterizadas por valores superiores a 35 nT.

No Garimpo do Valdeci/Peteca, há evidências de uma zona de cisalhamento descontínua, com direção E-W, de cinemática preferencialmente sinistral, provavelmente de raízes profundas que hospeda veios de quartzo sulfetados (pirita essencialmente) e mineralizados em Au, coincidente com um alto magnético da porção sul do mapa da Fig. 4.20.

O terceiro padrão do mapa de lineamentos estruturais (Fig. 4.20) é o de direção NE proeminente no local do levantamento. Nas proximidades do alvo, esse padrão de estruturas aflora em cavas garimpeiras (ex.: Naiuram e Micharia), correlacionáveis a um regime rúptil, conjugadas às estruturas E-W através de uma cinemática sinistral, e que sobressaíram no mapa após suavização com a aplicação da continuação para cima.

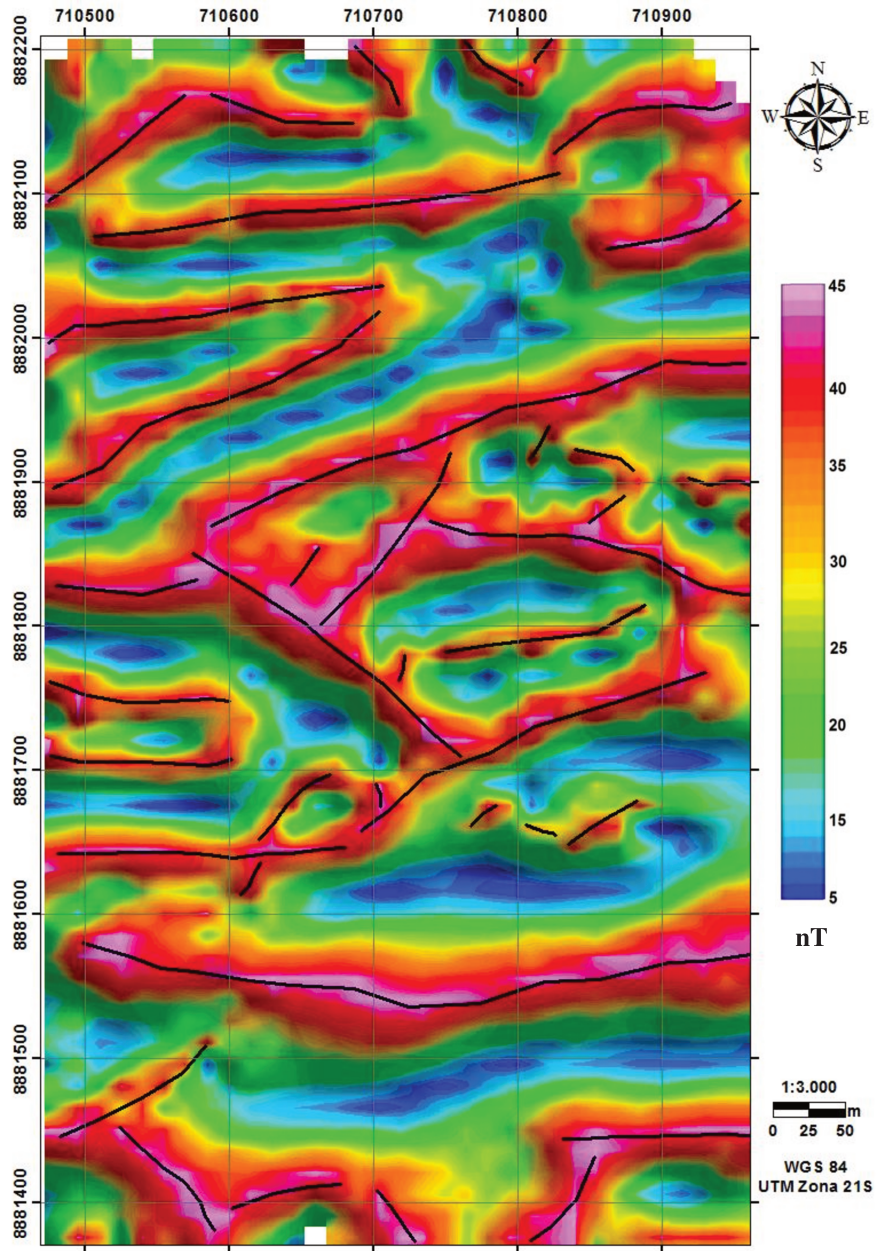


Figura 4.20. Mapa de anomalias magnéticas corrigidas através dos filtros Cosseno Direcional e Continuação para Cima (10 m) e o GHT, definindo os principais lineamentos estruturais. Mapa calculado com base na Fig. 4.17.

CAPÍTULO 5 - GEOLOGIA LOCAL

5.1. Generalidades

Durante os trabalhos de reconhecimento geológico na região da Flor da Serra ficou patente a impossibilidade de definir os contatos entre as unidades litológicas observadas, isto em função principalmente do espesso manto de alteração intempérica. Assim, os limites dessas unidades, bem como as relações de contato, foram obtidos através de dados indiretos, baseados principalmente em padrões de assinaturas geofísicas e na descrição de testemunhos de sondagem, o que possibilitou propor o seguinte empilhamento estratigráfico: (1) Granitóides do Embasamento, (2) Unidade Granodiorítica-Tonalítica, (3) Unidade Cataclástica - Milonítica e, (4) Diques máficos a intermediários.

Segue a descrição das unidades individualizadas neste trabalho.

Granitóides do Embasamento são rochas de composição tonalítica a quartzo diorítica, com uma foliação dada pelos minerais máficos essencialmente biotita, e por vezes com bandamento composicional que as torna semelhantes aos gnaisses do embasamento (Fig. 5.1.A), entretanto essa unidade gnáissica não é perceptível nos testemunhos.

A Unidade Granodiorítica-Tonalítica é essencialmente composta por tonalito e granodiorito, com quartzo-diorito e fácies pegmatíticas subordinadas. Nos furos de sondagem descritos ocorrem inúmeros diques máficos a intermediários (Diques Máficos a Intermediários) incorporando fatias dessas rochas, e o contato frequentemente mostra expressiva sulfetação (Fig. 5.9.C). Além dos testemunhos, observações de campo em cavas garimpeiras também confirmam que esses corpos são intrusivos nas rochas da Unidade Granodiorítica-Tonalítica.

Essas rochas apresentam-se por vezes truncadas por zonas de cisalhamento que transformam os granodioritos e tonalitos em cataclasitos, localmente milonitizados (Unidade Cataclástica-Milonítica). Mais raramente ocorrem pequenos intervalos com brechas, geralmente descritas na zona de contato entre a Unidade Granodiorítica-Tonalítica e os Granitóides do Embasamento, sobretudo onde estes se apresentam com composições mais básicas (quartzo diorito).

5.2. Litotipos

A seguir uma breve descrição dos principais litotipos observados em campo.

5.2.1. Granitóides do Embasamento

Esse litotipo é escasso de afloramentos devido ao aplainamento do relevo e o desenvolvimento de espesso manto intempérico, sendo mais bem descrito por meio dos testemunhos de sondagem. Os granitóides do embasamento usualmente são de granulação média, anisotrópicos, de tonalidade branca leitosa a rósea e de textura inequigranular, localmente porfirítica (Fig. 5.1.B). A anisotropia é um reflexo do alongamento e orientação bem marcada dos cristais de quartzo e plagioclásio.

São rochas de composição tonalítica a granodiorítica, visto serem constituídas por quartzo (~50%), plagioclásio (~45%) e feldspato potássico (provavelmente ortoclásio ~5%), biotita (~3%) e granada (~1%) como minerais máficos principais, e magnetita como acessório (Fig. 5.1.C).

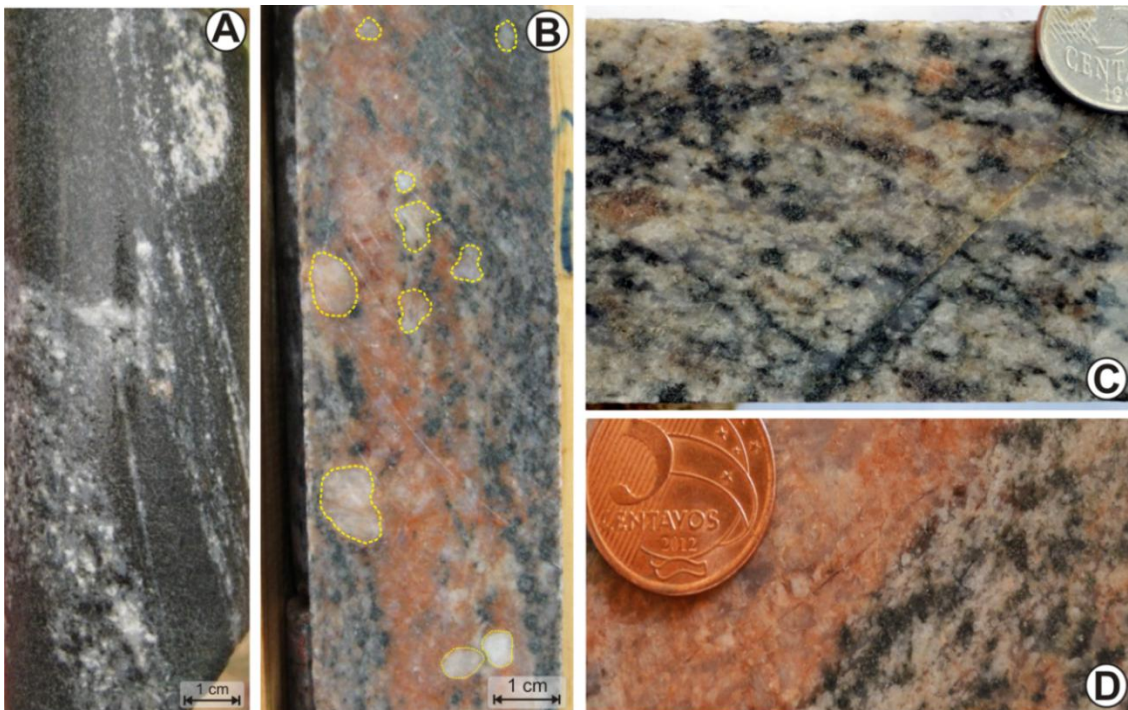


Figura 5.1. (A) Granitóide do embasamento com bandamento composicional semelhante aos gnaisses dessa unidade, porém esses não foram descritos nos testemunhos. (B) Granodiorito *front* de alteração (colocação vermelha), de textura inequigranular, com fenocristais de quartzo leitoso. (C) Tonalito bandado fracamente afetado por soluções hidrotermais, com minerais alongados segundo uma mesma direção. (D) Granitóide com faixas avermelhadas decorrentes da alteração potássica e anisotropia conferida pelo alinhamento dos cristais de quartzo e feldspato.

As bandas quartzo-feldspáticas mostram relações difusas e complexas com as porções mesocráticas, sugerindo processos metassomáticos com enriquecimento em KF, ou mesmo injeções de fundidos mais ácidos. Esses granitóides apresentam matriz holocristalina e inequigranular, textura granoblástica a lepidoblástica, sendo que essa orientação é dada por minerais micáceos como a biotita. Vale a pena ressaltar que a biotita encontra-se intensamente cloritizada e com hematita nas bordas.

Nos testemunhos de sondagem, nota-se que esse litotipo possui fácies ricas em magnetita (Figs. 5.2.A-B), por vezes bandas e lentes de anfibolitos. Em cavas antigas de garimpo do tipo filoneano, é possível verificar um intenso manto intempérico de composição granítica com enclaves de composição básica, fato esse que se coaduna com as descrições de Paes de Barros (2007) que reporta nos Granitóides do Embasamento a existência de enclaves, ou mesmo intrusões de corpos máficos de composição diorítica a gabróica (Figs. 5.2.C-D) nessa região garimpeira.

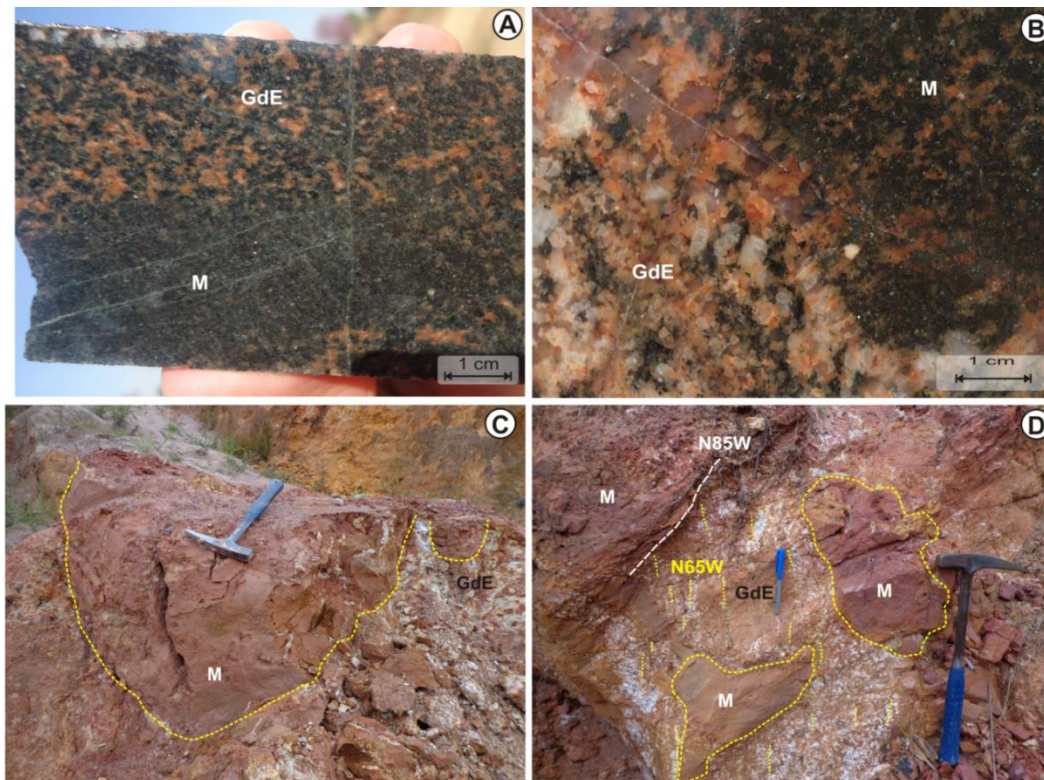


Figura 5.2. (A) e (B) Rocha granítica com alteração hidrotermal com presença de magnetita, pertencentes a Unidade Granitóides do Embasamento - fotos dos testemunhos de sondagem. (C) e (D) Bordas de cavas garimpeiras onde aflora rochas de composição granítica (porção representada pelas iniciais *GdE*) detentora de enclaves básicos (porção representada pela inicial *M*) - fotos de afloramento com alto grau de intemperismo.

Os granitóides do embasamento são frequentemente afetados por uma intensa alteração potássica (K-feldspato \pm quartzo \pm hematita), responsável pelas frequentes tonalidades mais avermelhadas encontradas (Fig. 5.3.A). Neste sentido, atenção especial foi dada para não haver confusões quanto a real composição da rocha, isso no caso da existência no maciço de termos mais evoluídos, com composição sienogranítica a monzogranítica. Observam-se ainda porções microbrechadas preenchidas por carbonatos e quartzo, onde ainda é perceptível feições reliquiares de foliação dada pelos minerais micáceos (biotita e clorita essencialmente) (Fig. 5.3.B). Raramente encontram-se cristais de plagioclásio, usualmente envolvidos e/ou parcialmente substituídos por K-feldspato de origem hidrotermal, apenas as porções mais preservadas e reliquiares dos Granitóides do Embasamento denotam sua composição predominante tonalítica (Fig. 5.1 C).

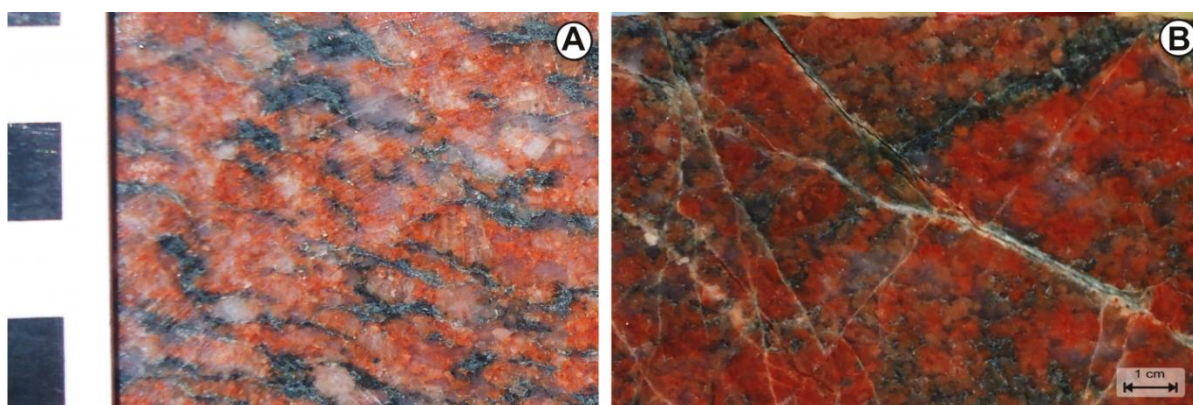


Figura 5.3. (A) Tonalito bandado inequigranular com forte alteração potássica (K-feldspato \pm quartzo \pm hematita), responsável por sua intensa tonalidade avermelhada. (B) Porção intensamente fraturada e microbrechada do tonalito de coloração vermelho intenso devido a alteração potássica. As fraturas são preenchidas por quartzo hidrotermal e calcita.

5.2.2. Unidade Granodiorítica-Tonalítica

Unidade essencialmente composta por rochas de composição tonalítica, granodiorítica, com quartzo-diorito e fácies pegmatíticas subordinadas (Fig. 5.4). Possuem granulação média a localmente grossa, fraco magnetismo, isotrópicas, de tonalidades conferidas por pontuações verde-escuras imersas em matriz verde acinzentada a rósea-avermelhada, respectivamente decorrentes das alterações clorítica e potássica pervasivas (Figs. 5.4.A-B).

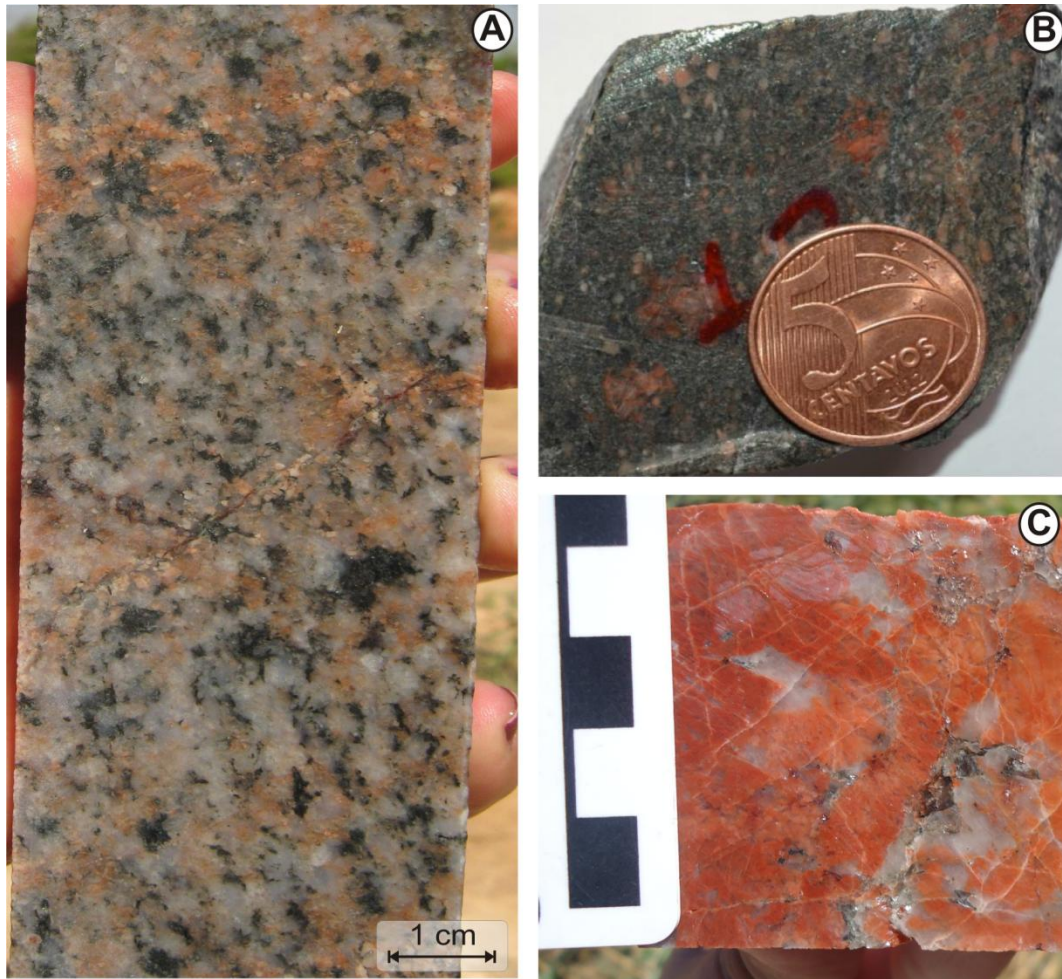


Figura 5.4. (A) Rocha de composição tonalítica com sutis manchas avermelhadas decorrentes da alteração potássica com feldspato potássico. (B) Quartzo-diorito de textura porfirítica, com fenocristais de plagioclásio potassificados. (C) Fácies pegmatítica com quartzo alongado segundo a direção de fluxo ígneo, com muscovita grossa associada. Os interstícios são preenchidos por uma matriz muito fina de feldspato potássico (alteração potássica).

O litotipo mais comum é composto por quartzo (~45%), plagioclásio (~50%), feldspato potássico (~4%) e biotita (~1%). Localmente as rochas dessa unidade são truncadas por diques de aplito, de coloração rosa pálido e granulação muito fina. Adicionalmente, todo esse pacote pode ainda ser truncado por corpos pegmatíticos não zonados, não magnéticos e de forte coloração vermelha, produto da alteração potássica pervasiva. Localmente, cristais de quartzo apresentam um elevado grau de fraturamento e recristalização, com feições ‘pseudo-granoblásticas’ e textura sacaroidal, indicativos de incipiente deformação ao longo de zonas de cataclase. O plagioclásio forma cristais sub-euédricos de granulação média a raramente grossa, e geralmente encontra-se sericitizado.

A fácies pegmatítica apresenta-se não zonada, não magnética, em associação com fácies de composição sienozonogranítica que exibem granulação muito grossa e textura inequigranular (Fig. 5.4.C). São rochas constituídas por quartzo (~35%), feldspato potássico (~55%) e plagioclásio (~10%), além de calcita, sericita e muscovita como fases secundárias. Os megacristais de feldspato potássico exibem textura gráfica, e por vezes textura mirmequítica nas margens dos cristais de plagioclásio (Fig. 5.5).

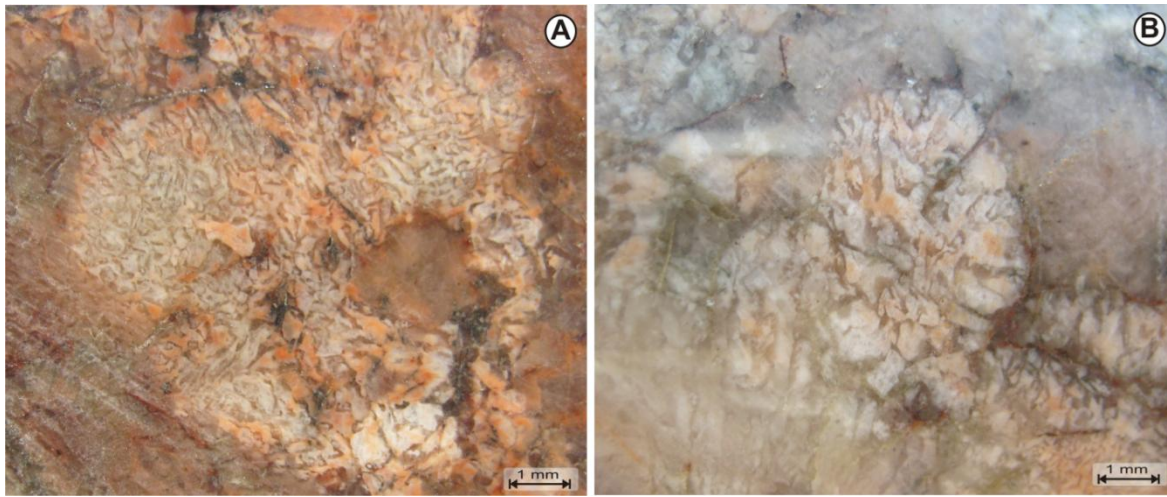


Figura 5.5. (A) Textura gráfica em um megacristal de feldspato potássico, com intercrescimento de cristais esqueléticos de quartzo (porção mais cinza escuro). Essa textura é frequente na porção mais pegmatítica dos granodiorito/tonalito. (B) Textura mirmequítica denotando o intercrescimento de plagioclásio com quartzo vermicular, em contato com cristais de feldspato potássico alterado. Devido a sua associação espacial com pequenas zonas de cisalhamento, sua formação pode ter sido induzida por deformação.

À exemplo dos granitóides do embasamento, a alteração potássica pervasiva é comum e, portanto, responsável pelas frequentes tonalidades mais avermelhadas encontradas. Essa tonalidade não é homogênea, posto ser perceptível porções mais preservadas do protólito tonalítico, a exemplo de cristais de plagioclásio envoltos por uma borda de K-feldspato (Fig. 5.6).

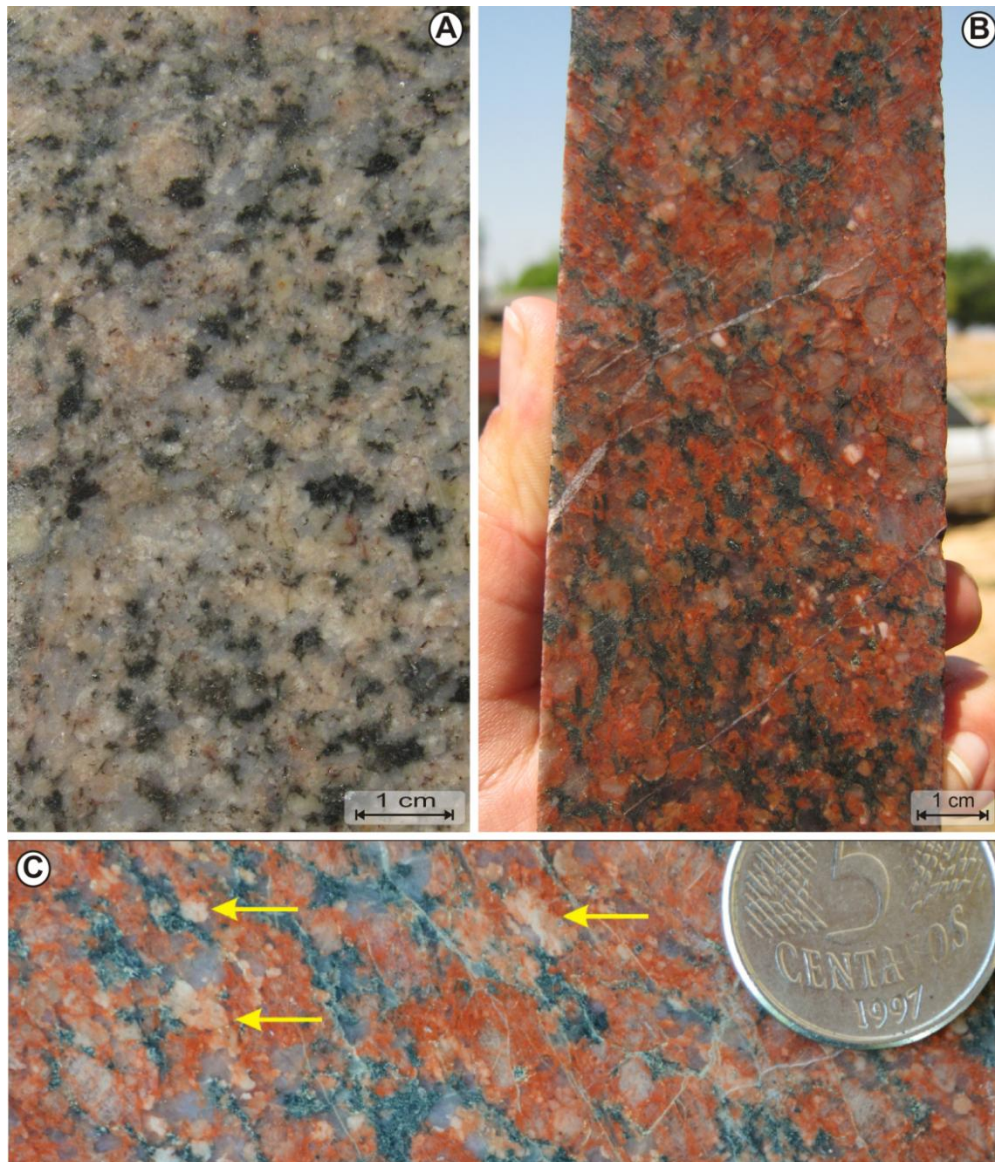


Figura 5.6. (A) Biotita tonalito inequigranular de granulação média, preservado de eventos metamórficos e metassomáticos. (B) A intensa alteração potássica responsável pela forte tonalidade vermelha do granodiorito/tonalito. (C) Cristais de plagioclásio envoltos por K feldspato (setas amarelas) correspondem a indícios de porções originais da rocha que foram preservadas da atuação de fluidos metassomáticos.

5.2.3. Rochas Cataclásticas a Miloníticas

Correspondem a rochas de tonalidade esverdeada com pontuações amareladas a esbranquiçadas, anisotrópicas e de granulação fina a muito fina. Essas rochas mostram uma forte foliação evidenciada pela orientação de cristais de clorita e estiramento dos cristais de quartzo e feldspato. As rochas granodioríticas a tonalíticas correspondem aos protólitos mais prováveis deste grupo de rochas deformadas, posto que o quartzo e o plagioclásio são visivelmente afetados pelo metamorfismo dinâmico.

Os cataclasitos constituem uma rocha com matriz fina, com porfiroclastos de cor amarelada, que exibem terminações sub-angulosas e dimensões que chegam até 1,2 cm de comprimento. Essas rochas cataclásticas exibem tonalidades rosa-esverdeada e mostram faixas sigmoidais mais avermelhadas. A textura porfiroclástica é representada essencialmente por quartzo e plagioclásio de granulação média, com grau de fraturamento relativamente elevado. É perceptível uma orientação dos porfiroclastos segundo os planos de falhas e fraturas, imersos em uma matriz fina também orientada na direção preferencial E-W. São rochas basicamente compostas por quartzo (~35%), plagioclásio (~30%), feldspato potássico (~5%), clorita (~10%) e sericita/muscovita (~20%) (Fig. 5.7).

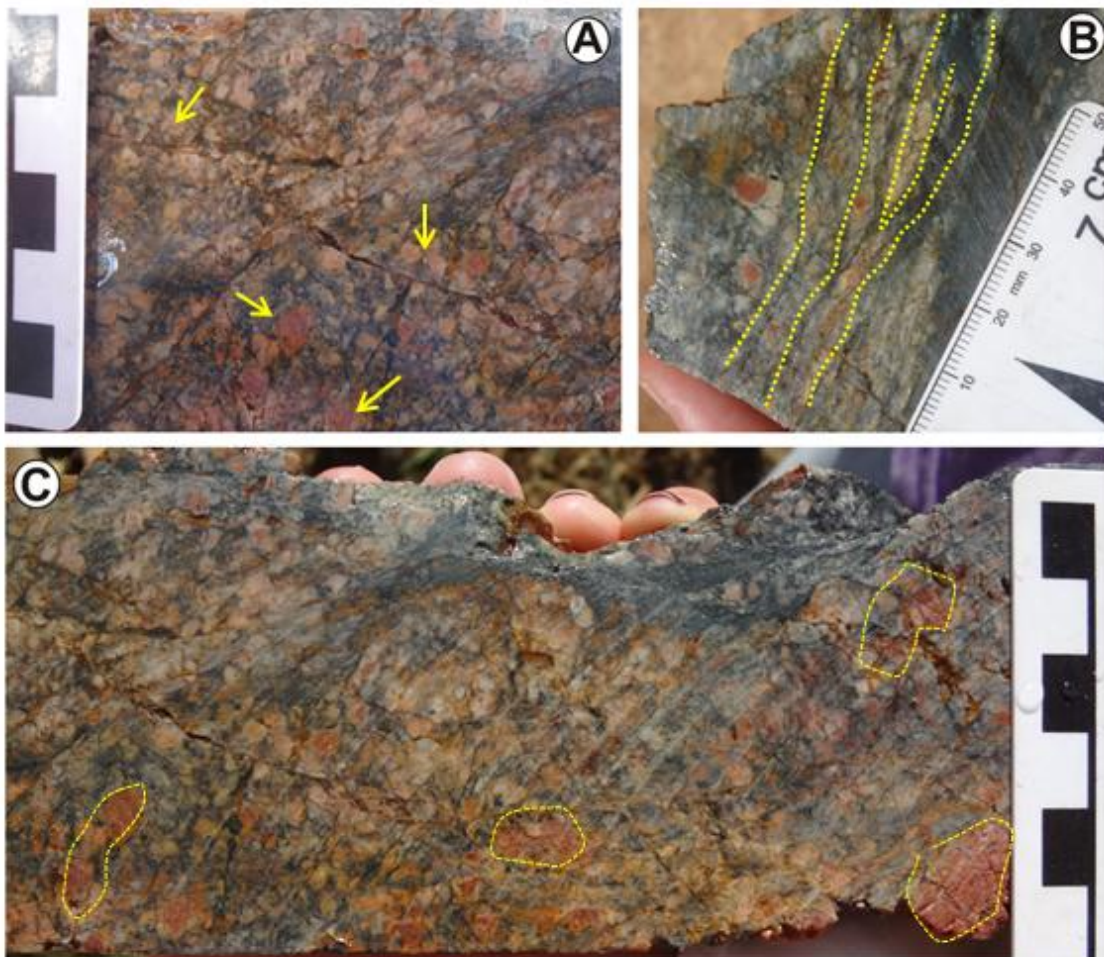


Figura 5.7. Aspecto geral do cataclasito: (A) textura brechóide com porfiroclastos de plagioclásio, (B) protofoliação dada por clorita e (C) porfiroclastos avermelhados de plagioclásio e quartzo de até 1,2 cm de comprimento.

O milonito possui tonalidade esverdeada e granulação muito fina, com forte foliação milonítica conferida pela orientação da clorita, cominuição e estiramento mineral dos cristais de feldspato e especialmente de quartzo, com geração de texturas porfiroblásticas e porfiroclásticas que frequentemente exibem sombras de pressão. São rochas compostas por quartzo (~33%), plagioclásio (~32%), clorita (~25%), sericita/muscovita (~7%) e raro feldspato potássico (~2%), enquanto epidoto, carbonato e hematita ocorrem como acessórios (Fig. 5.8).

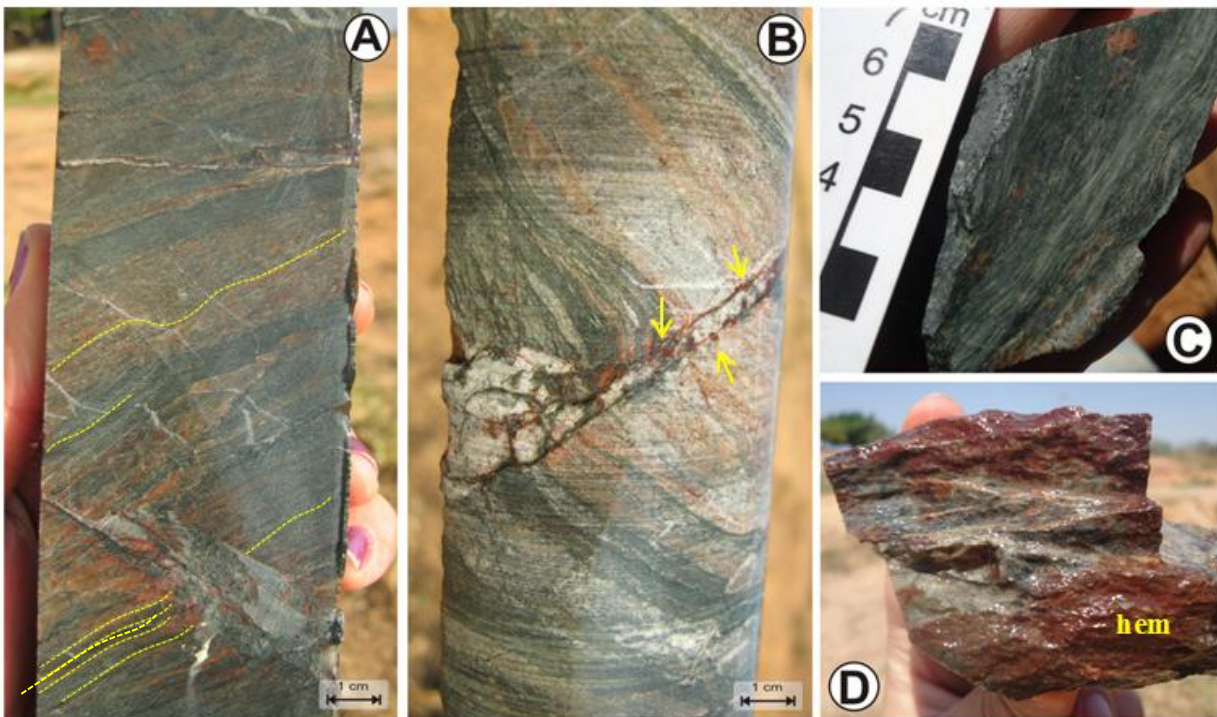


Figura 5.8. Aspectos gerais do milonito: (A) foliação milonítica com hematita associada, (B) forte alteração fílica com vênula quartzo-carbonática e pirita oxidada (setas amarelas), (C) coloração característica esverdeada com presença de sericita + clorita e (D) localmente há forte oxidação, com geração de hematita e sua coloração se torna avermelhada.

5.2.4. Diques Máficos a Intermediários

Dois tipos de diques são observados na região de Flor da Serra: (i) diques de composição intermediária e (ii) gabro. As relações temporais entre esses dois tipos de diques não puderam ser observados em virtude da ausência das relações de contato entre eles, contudo, ambos exibem contatos bruscos e discordantes com os demais litotipos descritos, indicativos de serem intrusivos e, portanto, mais jovens. Esse contato frequentemente mostra expressiva sulfetação, sendo a pirita o sulfeto predominante.

Os diques de composição intermediária assemelham-se a rochas vulcânicas e sendo isotrópicas, de coloração verde escura devido a forte alteração clorítica, granulação muito fina a fina. Apesar de serem rochas intensamente hidrotermalizadas, há vestígios que comprovam o protólito provavelmente vulcânico de composição intermediária, como por exemplo: (i) granulação muito fina a fina, (ii) contatos intrusivos no granito de composição granodiorítica a tonalítica, (iii) quartzo de granulação fina e intersticial, e (iv) forte carbonatação que indica elevada concentração de cálcio (Fig. 5.9).

As rochas gabróicas são isotrópicas, de tonalidade verde-escura, granulação fina, com a textura sutilmente porfirítica (anfibólio). É composta por anfibólio (~75%), plagioclásio (~20%), quartzo (< 1%), além de clorita e calcita como produtos de alteração hidrotermal. O plagioclásio é moderadamente afetado pelas alterações potássica, sericítica e/ou carbonatação.

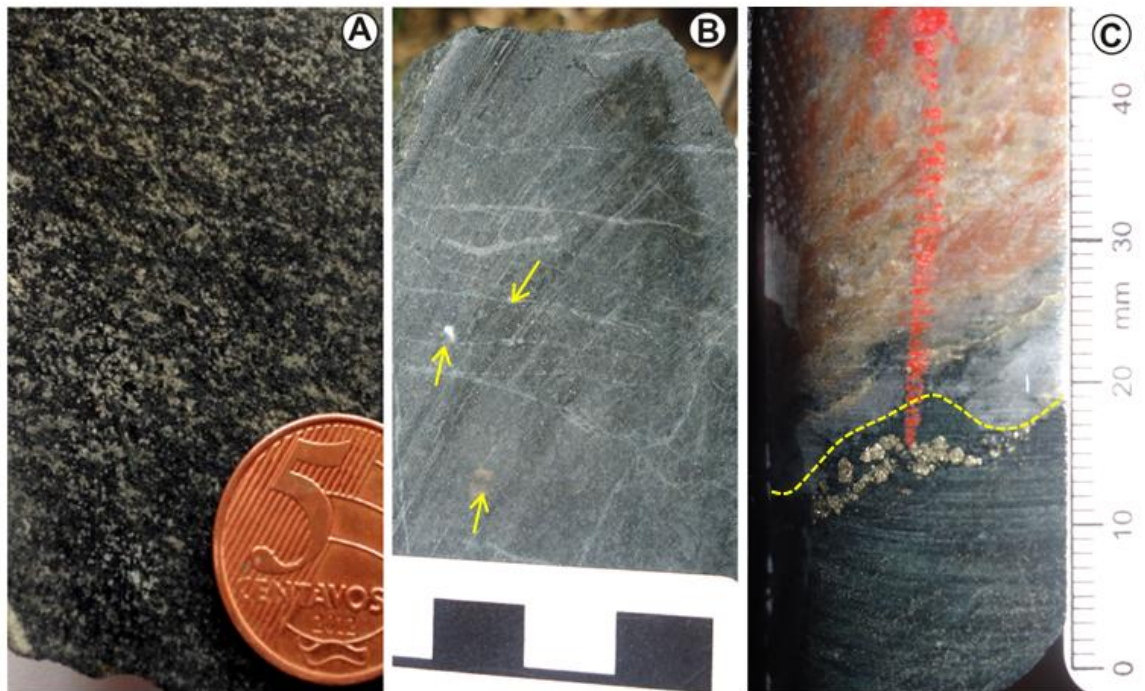


Figura 5.9. (A) Aspectos dos diques de rochas vulcânicas intermediárias, de granulação muito fina a fina e tonalidade esverdeada. (B) Características dos diques de gabro isotrópico, de tonalidade verde-escura (anfibólio) com pontuações intersticiais leitosas (plagioclásio ± quartzo). (C) O contato intrusivo dos diques máficos a intermediários nos granodioritos/tonalitos geralmente é sulfetado (essencialmente pirita de granulação fina a média).

5.3. Alteração Hidrotermal

Os distintos litotipos foram variavelmente afetados por diversos tipos e estilos hidrotermais. Com base em relações macroscópicas, a evolução temporal está representada de modo esquemático na Figura 5.10.



Figura 5.10. Quadro representativo da evolução temporal do paleossistema hidrotermal descrito no alvo de estudo, baseado nos raros afloramentos de cavas garimpeiras e, principalmente na descrição de testemunhos de sondagem.

5.3.1. Alteração Potássica

Alteração responsável pelas tonalidades avermelhadas dos litotipos descritos, sendo mais pronunciada nos corpos da Unidade Granodiorítica-Tonalítica. Essas tonalidades podem ocorrer tanto de modo homogêneo quanto como pequenas pontuações ou segmentos não contínuos (Fig. 5.11). Por isso recomenda-se cautela no que diz respeito à classificação dos plútons graníticos, pois em muitas vezes o feldspato potássico presente é eminentemente hidrotermal, portanto a real composição dessas rochas é normalmente de termos granodiorítico a tonalítico.

Essa alteração ocorre em estilo pervasivo, geralmente de modo intersticial e provavelmente a partir da substituição do plagioclásio ígneo, no caso há necessidade da verificação por meio de uma descrição petrográfica.

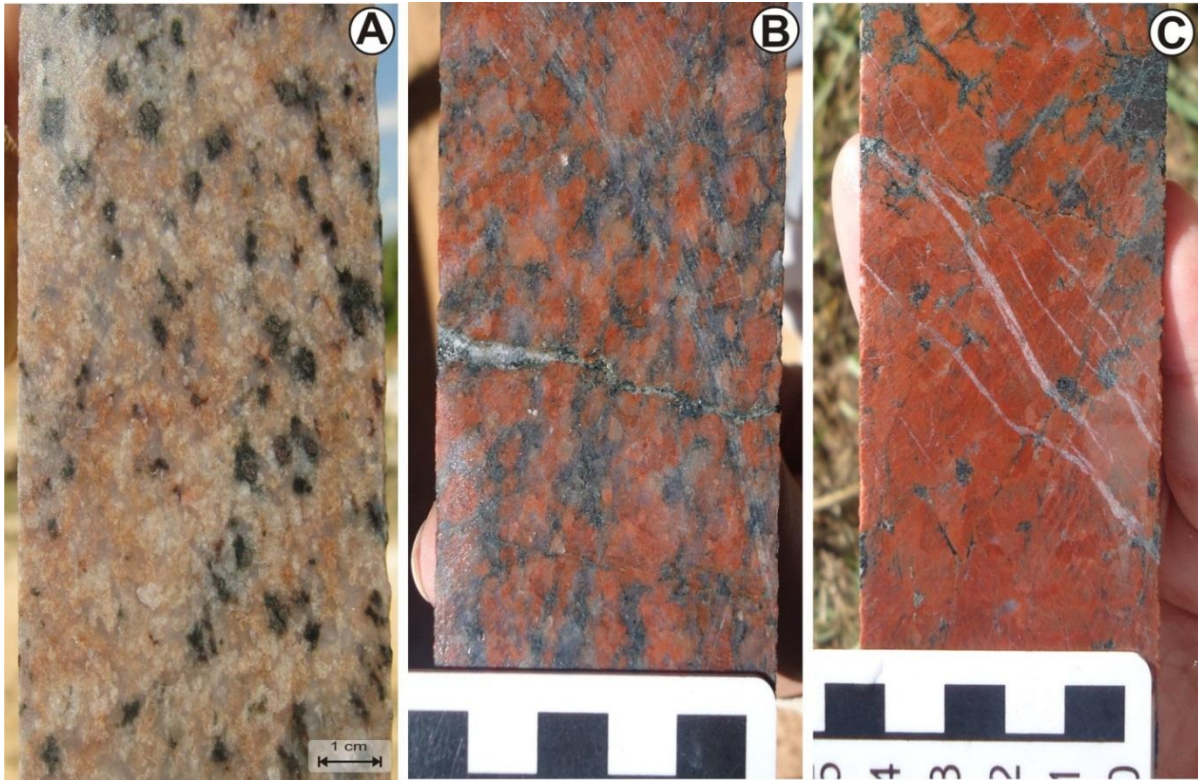


Figura 5.11. Variação na intensidade da alteração potássica é conferida pela intensificação das tonalidades avermelhadas, decorrentes da formação de feldspato potássico pervasivo, responsável pela classificação errônea da hospedeira em rochas de composição sienozonogranítica. (A) Granodiorito com potassificação fraca, (B) potassificação forte e pervasiva com substituição quase que total do granodiorito e (C) rocha totalmente potassificada com hematita associada, e vênulas de calcita e ankerita?.

O feldspato potássico, por vezes perítico, ocorre como cristais finos e anédricos até megacristais sub-euédricos. A hematita ocorre como inclusões muito finas nesses cristais, conferindo-lhes uma cor vermelha característica, enquanto o quartzo, menos abundante, é fino e possui contatos irregulares com o feldspato potássico. Localmente há neoformação de biotita com geração secundária de quartzo, sericita, clorita e raramente pirita. É comum a biotita encontrada nesses setores estar parcialmente cloritizada, denotando uma possível segunda geração de potassificação, com estilo mais intersticial. É possível verificar que essa alteração potássica é truncada por uma silicificação do tipo fissural.

5.3.2. Silicificação

Essa alteração é frequente e bem desenvolvida nos litotipos descritos. Geralmente nota-se quartzo intersticial de granulação média a grossa, e mais raramente podem ocorrer vênulas de quartzo fino e/ou recristalizado. A silicificação é truncada pelas alterações subsequentes e eventualmente exibem cristais angulosos e alongados na direção do fluxo hidrotermal (Fig. 5.12.A).

No cataclasito e milonito, os cristais de quartzo são geralmente finos, recristalizados e estirados na direção do cisalhamento. Essas feições são indicativas da contemporaneidade do quartzo hidrotermal e feições de deformação, essa, portanto, de natureza pré a *sin*-cisalhamento com a silicificação.

5.3.3. Carbonatação

Essa alteração é representada basicamente pela geração de calcita, com clorita e quartzo subordinados, que em amostra de mão ocorre como pontuações intersticiais esbranquiçadas (Fig. 5.12.B). Por vezes essa alteração substitui o plagioclásio ígneo ou então o piroxênio do gabro, tornando-se seletiva. O milonito contém grande quantidade de carbonato, que torna mais visível sua foliação milonítica.

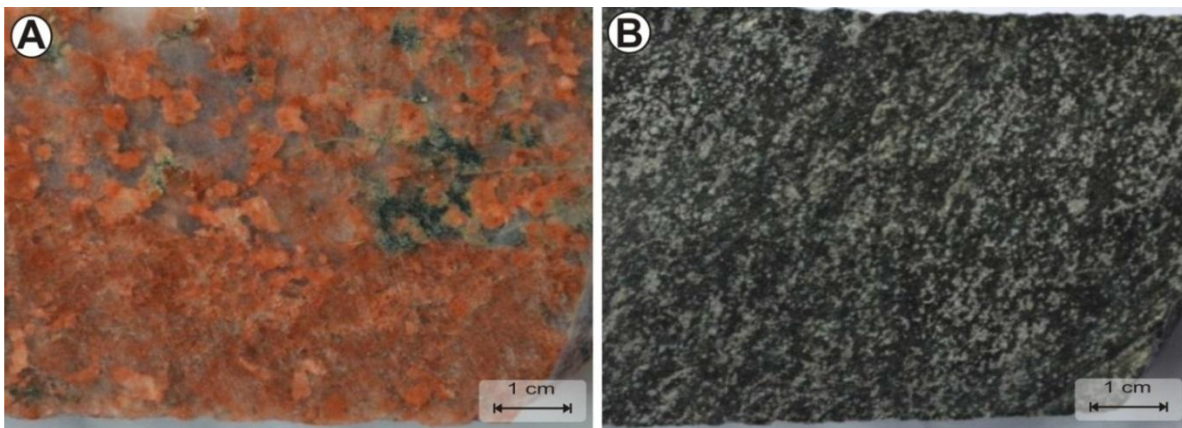


Figura 5.12. (A) Rocha granodiorítica/tonalítica potassificada, com elevada injeção de quartzo intersticial, que forma bolsões e zonas onde os cristais de feldspato ocorrem imersos. (B) Rocha vulcânica intermediária com pontos esbranquiçados denotando a carbonatação intersticial.

5.3.4. Alteração com muscovita

Compõem essa alteração muscovita, sericita, quartzo e clorita. Confere às rochas da Unidade Granodiorítica-Tonalítica um brilho sedoso característico. Nota-se muscovita fibro-radial em pequenas inclusões no feldspato potássico hidrotermal, com a geração de uma textura assemelhando-se a do tipo “*island*”. Cristais de muscovita grossa e anédrica ocorre de forma mais restrita (Fig. 5.13).

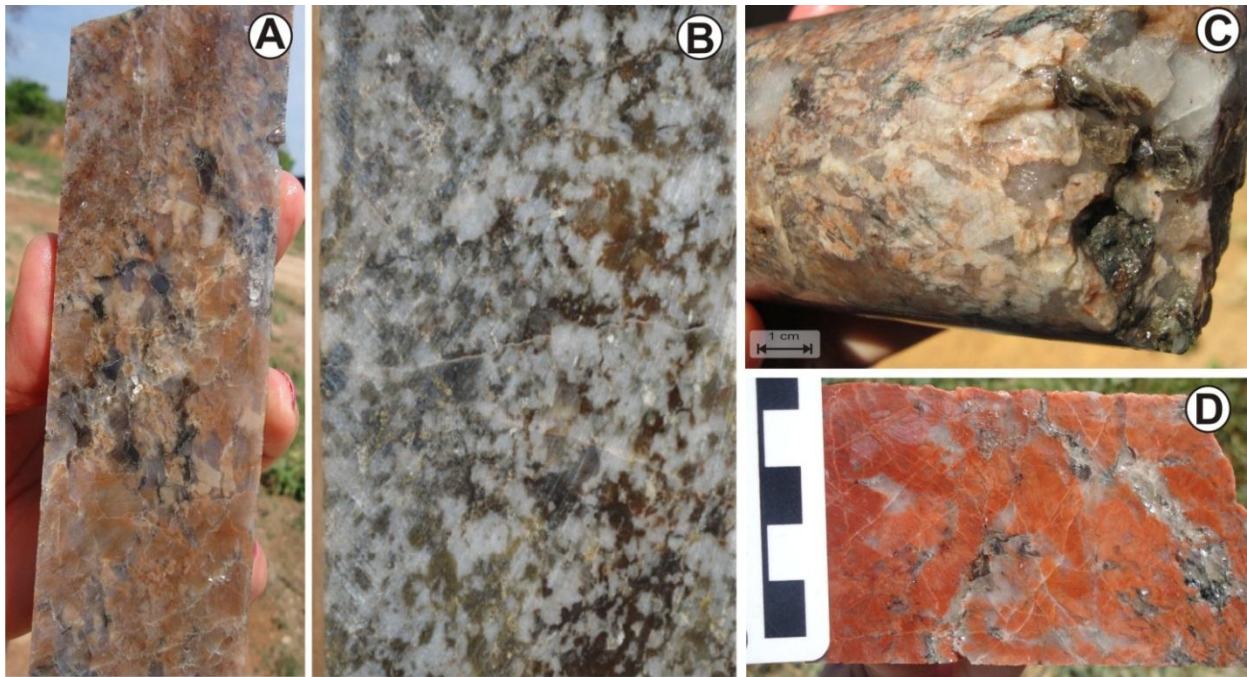


Figura 5.13. (A) Alteração com muscovita + sericita + quartzo + clorita em rocha de composição granodiorítica-tonalítica. (B) Alteração com muscovita fibro-radial. (C) Foto de detalhe da muscovita ‘*island*’ de granulação grossa no biotita tonalito. (D) Muscovita média a grossa no granito potassificado, com quartzo intersticial.

5.3.5. Alteração Propilítica

Alteração pobremente desenvolvida e, portanto, nem sempre presente nos litotipos descritos. É representada pela paragênese epidoto, clorita e calcita que ocorre em estilo pervasivo, eventualmente seletiva, por afetar exclusivamente o plagioclásio (Figs.5.14.A).

As zonas sulfetadas estão relativamente associadas aos setores com clorita, mas não ultrapassam 1 a 2% do volume da rocha. São predominantemente representadas por pirita, além de concentrações restritas de hematita, calcopirita e bornita. Vale a pena salientar que essa observação não é restrita apenas a porções com alteração propilítica.

Com base nas relações texturais, e na forma e tamanho dos grãos, foi possível distinguir duas gerações de pirita. A pirita I aparece como grãos anédricos, de até cinco mm de diâmetro, com bordas irregulares e de caráter disseminado, e ao mesmo tempo raramente disposta ao longo de microfraturas (Fig.5.14.B). A pirita II é caracterizada por cristais euédricos, por vezes representada por cubos perfeitos de até um cm de aresta, que podem estar relacionados a um estágio tardio do cisalhamento e percolação de fluidos (Fig. 5.14.C).

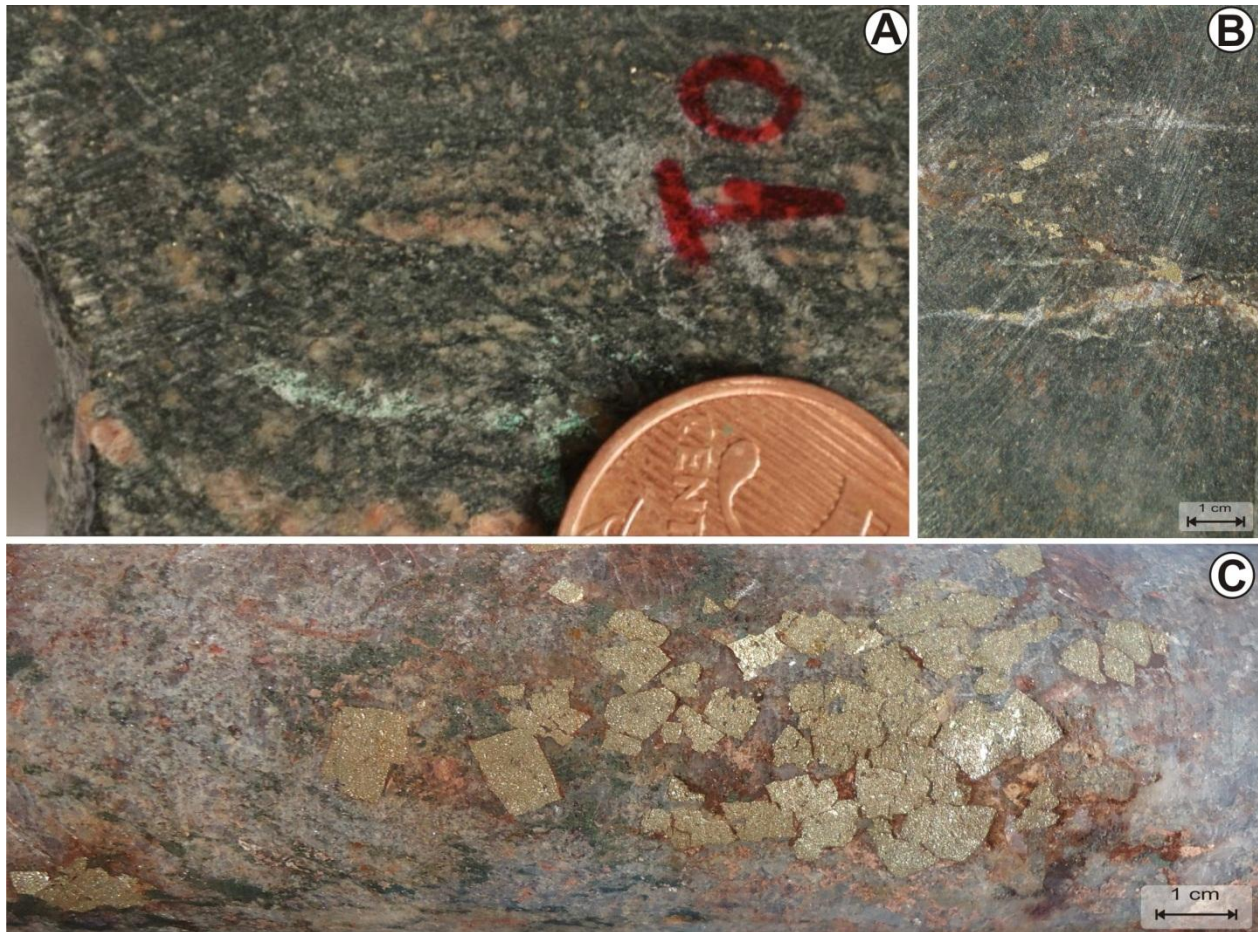


Figura 5.14. (A) Tonalidade verde-escura dos litotipos é usualmente atribuída à alteração propilítica, a exemplo da observada no granodiorito/tonalito hidrotermalizado. A alteração propilítica com clorita é correlacionável a uma sulfetação com predomínio de pirita, sendo que essa ocorre de forma anédrica disseminada (B), e mais raramente euédrica com granulação grossa (C).

5.3.6. Alteração QSP (quartzo + sericita + pirita)

É a alteração mais importante sob o ponto de vista prospectivo, pois além de estar proximal aos corpos filoneano, frequentemente se apresenta com veios tardios com até 1,0 cm de

espessura, contínuos, eminentemente quartzosos, e com raros cristais de feldspato potássico e calcita (Fig. 5.15.A). Acrescenta-se ainda que este tipo de alteração por vezes substitua de forma pervasiva as rochas da Unidade Granodiorítica-Tonalítica vindo a se constituir um tipo de minério disseminado, posto que com a alteração propilítica haja mineralização. A alteração QSP trunca todos os tipos de alteração anteriores, entretanto é mais proeminente nas rochas da Unidade Granodiorítica-Tonalítica.

O quartzo é essencialmente disforme, porém formas arredondadas e alongadas estão presentes. A calcita, quando presente, geralmente ocupa as paredes dos veios. O envelope de alteração QSP, eventualmente com veios de quartzo associado, mostra coloração cinza pálido e pode variar de 5 a 20 cm de largura (Fig. 5.15.B).

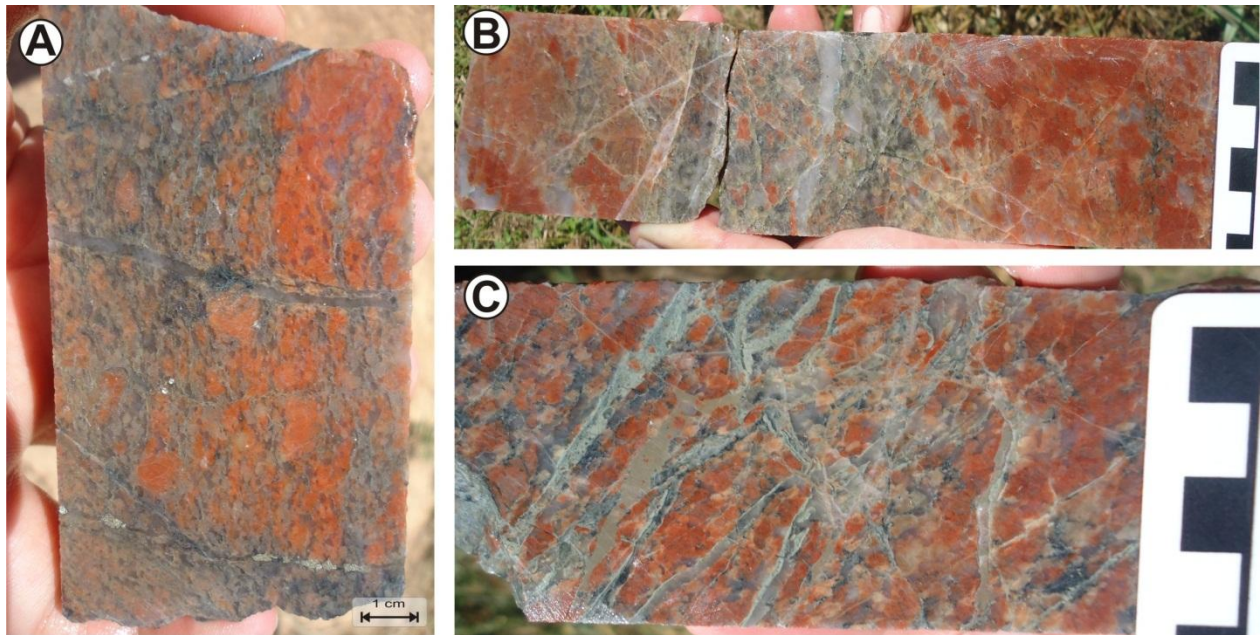


Figura 5.15. (A) Veios paralelizados de quartzo com KF + calcita subordinados, nas rochas da Unidade Granodiorítica-Tonalítica potassificadas. (B) Halo de alteração QSP com aproximadamente 6,0 cm de espessura que bordeja vênulas de quartzo milimétricas. (C) Inúmeras vênulas de sericita + quartzo delimitando zonas de *stockworks* na rocha de composição granodiorítica potassificada.

Neste contexto (QSP) destaca-se ainda uma forma de alteração eminentemente representada por sericita bordejando vênulas milimétricas de quartzo, formando um sistema do tipo *stockwork* (Fig.5.15.C). Raramente nota-se a presença de cavidades com neoformação de cristais de quartzo e carbonato, além de texturas do tipo pente. De modo restrito, brechas cimentadas por quartzo podem ainda estar associadas a este estágio hidrotermal mais tardio.

Em garimpo desativado foi possível verificar um afloramento com forte intemperismo, correspondente a uma zona de silicificação de direção N85W, intensamente fraturada e detentora de inúmeras vênulas de quartzo milimétricas, assemelhando-se a um *stockwork*. Essa zona possui aproximadamente 40 cm de espessura e é hospedada em rocha de composição granítica fortemente hidrotermalizada, que sugere alteração do tipo QSP (Fig. 5.16). O intenso microfraturamento da zona silicificada é semelhante a alguns intervalos dos testemunhos de sondagem, sendo essas fraturas preenchidas essencialmente por carbonato + quartzo.

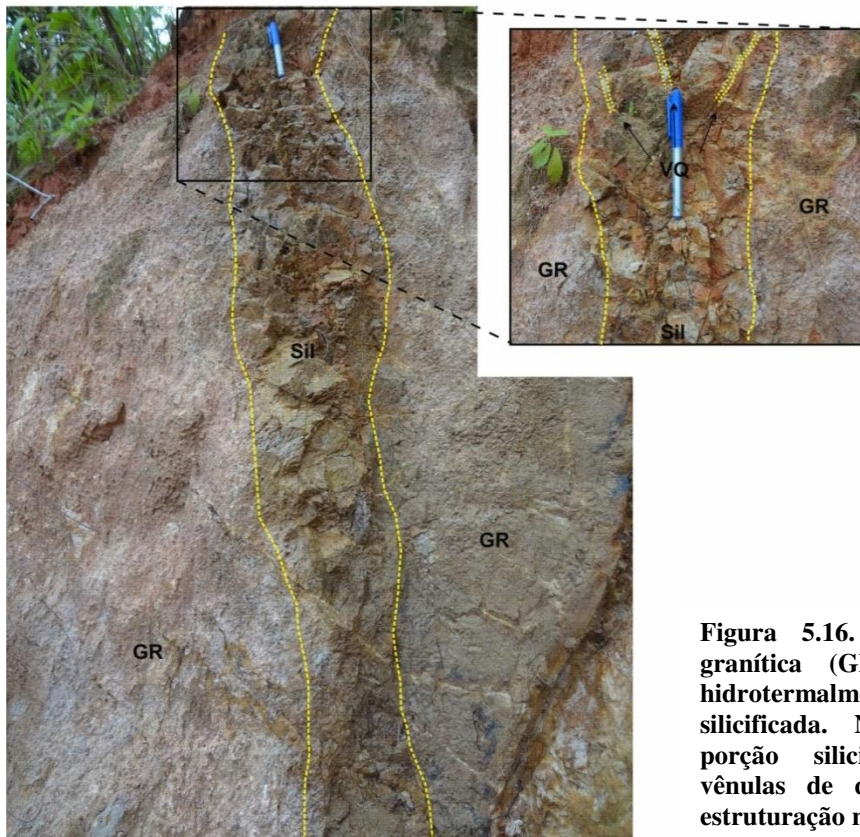


Figura 5.16. Rocha de composição granítica (GR) fortemente alterada hidrotermalmente – zona filica (QSP) e silicificada. Na direita, detalhe da porção silicificada com inúmeras vênulas de quartzo, subordinadas a estruturação maior.

Embora seja possível verificar um estágio de geração de piratas correlacionado à alteração propilítica/clorítica, a alteração QSP é mais importante, pois está intimamente relacionada ao estágio principal da mineralização aurífera no alvo Flor da Serra, que é tardia e, eminentemente associada a uma fase de intensa venulação de quartzo (Fig. 5.17.A).

A alteração QSP é perceptível principalmente nas porções com maior adensamento de vênulas de quartzo, com agregados confinados de pirita fina, dispostas ao longo das vênulas, e de modo subordinado, no halo de alteração QSP (Fig. 5.17.B). O minério ocorre espacialmente

confinado aos veios quartzosos, que no geral estão paralelizados. Os principais setores anômalos potencialmente mineralizados da região Flor da Serra estão relacionados a este estágio de venulação de quartzo (Fig. 5.17.C).

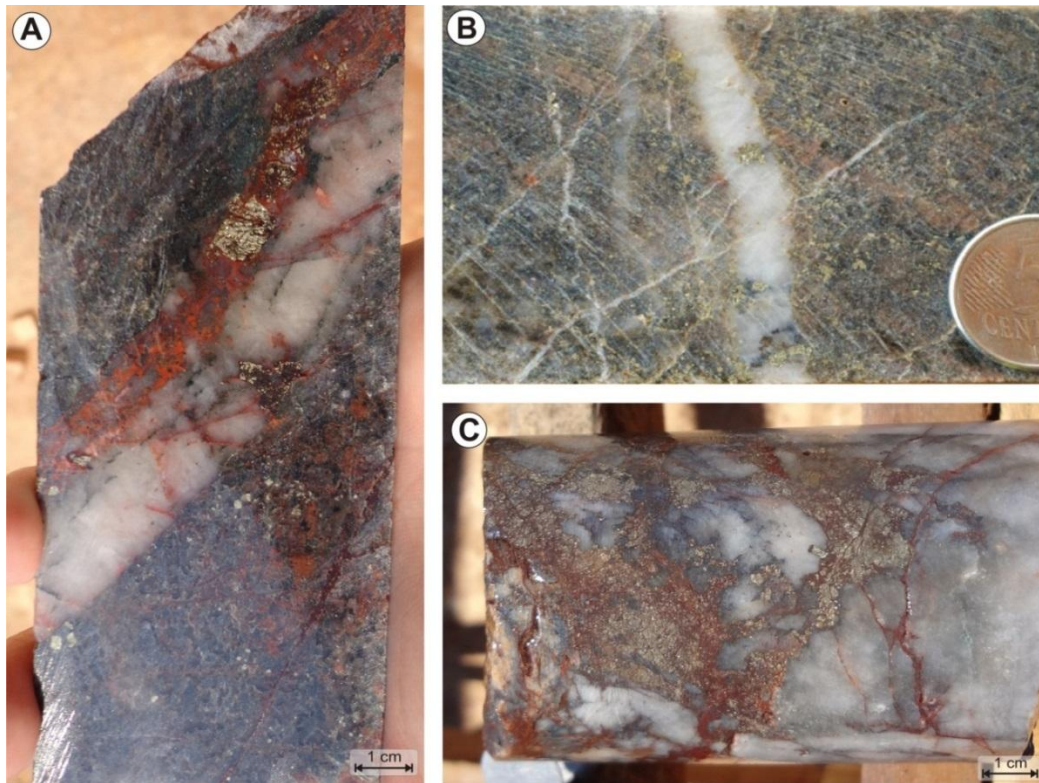


Figura 5.17. (A) Veio de quartzo com halo de alteração QSP (sericita + muscovita + sulfetos), onde se observa agregados de pirita + hematita confinados à estrutura venular, e pirita fina disseminada ao redor do mesmo. (B) O halo de alteração com sericita/muscovita da alteração QSP. Sulfetos, essencialmente pirita, ocorre no halo de alteração e nos veios. (C) Veio de quartzo maciço com pirita + hematita na Unidade Granodiorítica a Tonalítica.

Adicionalmente, as zonas sulfetadas anômalas podem tanto estarem disseminadas no halo de alteração sericítica da alteração QSP, ou então, nos contatos com os diques de composição intermediária e de gabro, contudo, em ambos os casos, a sulfetação é menos proeminente daquela observada no sistema venular. De modo geral, os veios inseridos nas zonas de contato com os diques são pouco espessos, de poucos milímetros até 10 cm de espessura).

Geralmente estes se dispõem de forma paralela entre si, e sempre perpendiculares a direção dos furos de sondagem descritos, ou seja, estão orientados principalmente segundo a direção N65-85W. Os veios mais ricos em ouro da região Flor da Serra são invariavelmente dominados por pirita, porém, com calcopirita e hematita associadas.

5.3.7. Vênulas de calcita

Corresponde a vênulas tardias e contínuas de tonalidades esbranquiçadas a rosadas de calcita \pm quartzo \pm clorita, que truncam todos os tipos de alterações (Fig. 5.18). Adicionalmente, as vênulas de calcita são posteriores à atuação das zonas de cisalhamento, pois não exibem indícios de terem sido submetidas a elas, visto que (i) são discordantes a foliação e a calcita (ii) aparenta não estar recristalizada.

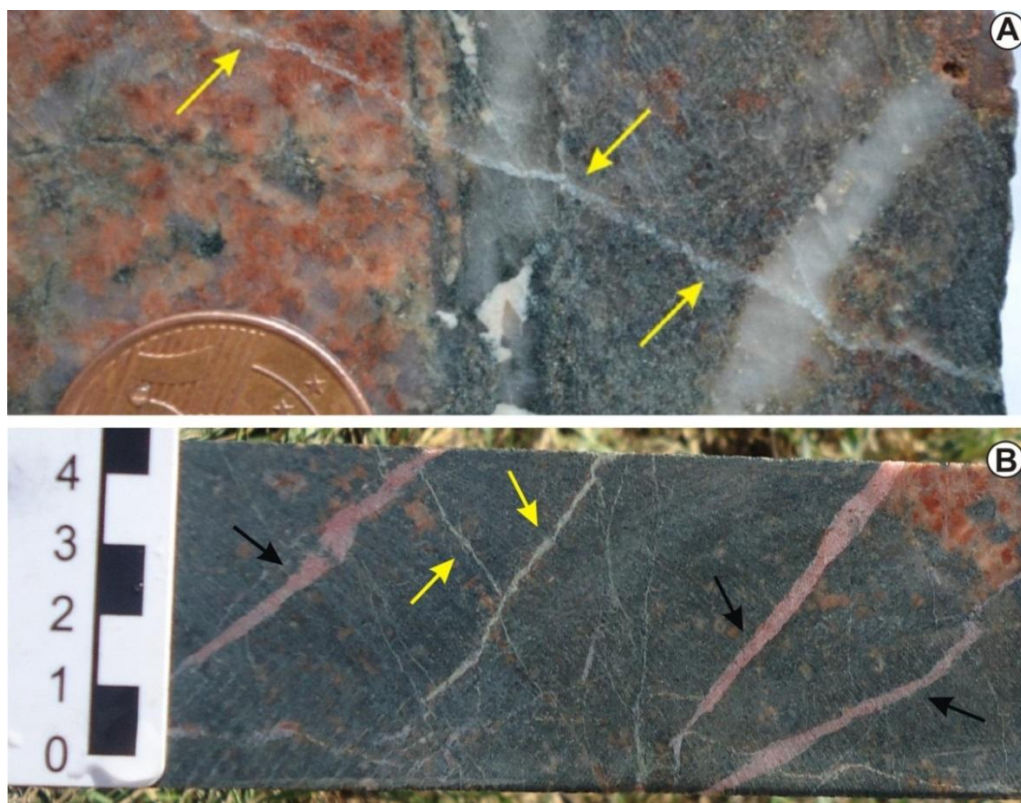


Figura 5.18. (A) Vênula tardia de calcita (setas amarelas) em rocha tonalítica fortemente cloritizada. (B) Vênulas relativamente paralelas preenchidas por carbonato de coloração rosa (ankerita?) (setas pretas).

5.4. Controle Estrutural

O levantamento sistemático dos veios de quartzo mineralizados efetuado por Paes de Barros (1994), mostra uma grande concentração de veios ao longo das estruturas de cisalhamentos da região Flor da Serra, inserida no que se convencionou denominar Lineamento Peru-Trairão. Miguel Jr (2011) propôs a individualização desse lineamento em quatro sistemas estruturais, onde a área de estudo insere-se no Sistema Flor da Serra, que possui dois padrões de fraturas preferenciais preenchidas por veios de quartzo auríferos. Neste referido sistema, a

principal estrutura que controla os depósitos possui direção W-NW, sendo evidenciada por inúmeros filões sub-concordantes à foliação cataclástica e/ou milonítica. Também é verificada estruturas de caráter mais rúptil, com direção N20-30E e ângulo de mergulho alto, balizados por estreitas faixas de rochas cataclásticas (Miguel Jr 2011).

Em cava garimpeira desativada nas proximidades do Garimpo da Peteca, foi possível verificar uma zona de cisalhamento com presença de foliações de distintas direções (NE e NW), além de estiramento mineral e vênulas de quartzo concordantes às foliações (Fig. 5.19). As zonas de cisalhamento do Sistema Flor da Serra controlam as mineralizações auríferas, e suas foliações possuem alto ângulo, o que coincide com os dados estruturais obtidos por Miguel Jr (2011) na região garimpeira descrita.

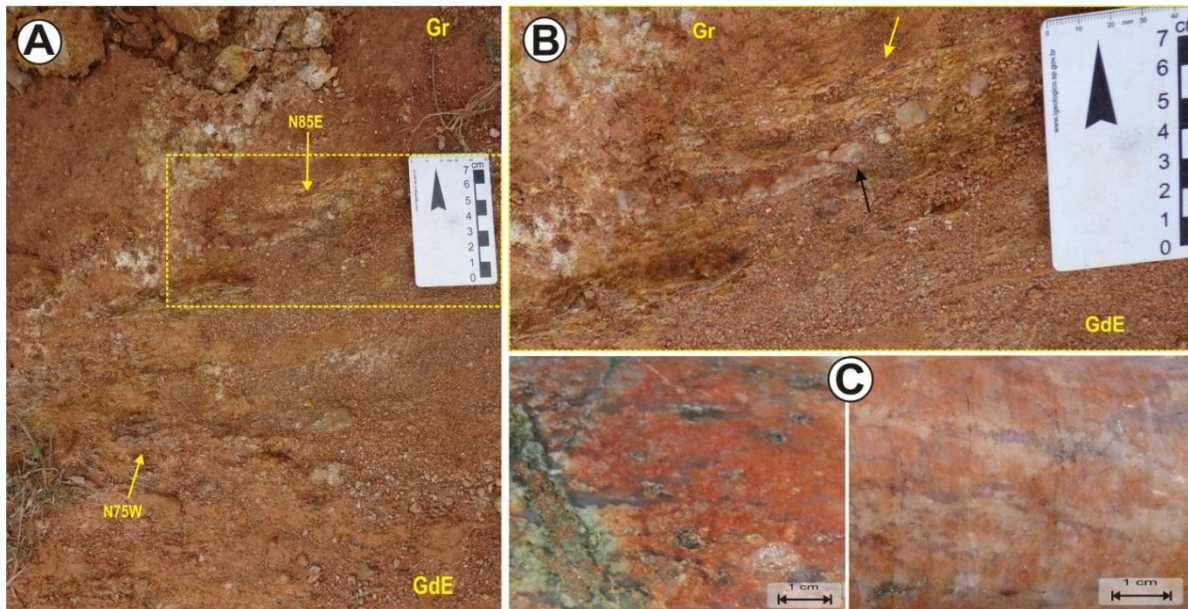


Figura 5.19. (A) Zona de cisalhamento sutil no contato da Unidade Granodiorítica-Tonalítica (Gr) com porção máfica dos Granitóides do Embasamento (GdE). (B) Detalhe de A (retângulo amarelo pontilhado), onde é possível verificar vênulas de quartzo subparalelas à foliação N85E. (C) Cristais de quartzo estirados na Unidade Granodiorítica a Tonalítica, encontrados em testemunhos de sondagem.

As ocorrências e depósitos auríferos da região Flor da Serra encontram-se limitados e aparentemente controlados por discontinuidades estruturais, de amplitude regional e direção aproximada NW estendendo-se da região garimpeira do Trairão, a norte da PAAF, até a região garimpeira do Peru. Em imagens de satélite é possível verificar um alinhamento de cavas garimpeiras (Naiuram-Gilberto, Peteca, Pedro Costin, João Fidelis e Micharia), descritas neste trabalho, refletem a direção de estruturas eminentemente transcorrentes, tanto subordinadas à

evolução de zonas de cisalhamentos de caráter regional (Peru-Trairão), como locais (Sistema Flor da Serra).

Essas zonas de cisalhamento possuem movimentação predominantemente transcorrente sinistral, cinemática sinistróginas, formas sinuosas e anastomosadas com espessura variável, e usualmente contornam e englobam porções menos deformadas (Fig. 5.20). Esse arranjo estrutural constitui um dos principais controles determinantes para o alojamento de grande parte dos depósitos auríferos filoneanos, sobretudo os de maior porte, admitidos como os mais antigos da região Flor da Serra (Paes de Barros 2007).

Nota-se que os veios de quartzo mais possantes estão hospedados em zonas de cisalhamento de direção preferencial N70-80W, com forte alteração hidrotermal do tipo QSP (Fig. 5.20.A-B). É comum nessa região mineralizações que se assemelham a *stockworks* (Fig. 5.20.C-D), com múltiplos sistemas de fraturas, anastomosadas, as quais por vezes se associam à brechas, representativas de fases de deformação mais rúptil.

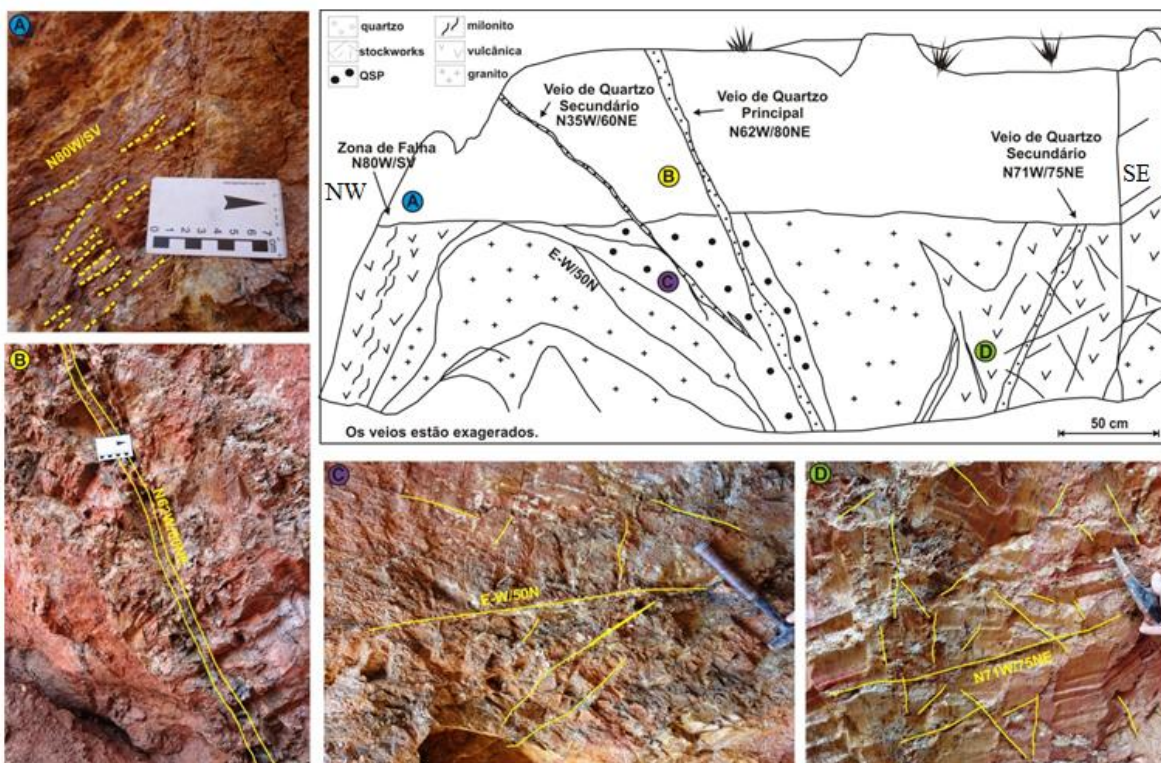


Figura 5.20. Perfil longitudinal de cava desativada nas proximidades do Garimpo da Peteca. (A) Zona milonítica N80W/subvertical. (B) Veio de quartzo principal com atitude N62W/80N, em rocha muito alterada (QSP?). (C) Zona com alteração QSP sobre rocha granítica, com vênulas preenchidas por quartzo + carbonato. (D) Zona de *stockworks* em rocha vulcânica com veio de quartzo secundário (N71W/75NE).

No garimpo do João Fidelis, localizado a norte da área estudada, a rocha hospedeira da mineralização de natureza granítica similar ao Granito Peixoto definido por Paes de Barros (2007) como sendo metaluminoso a levemente peraluminoso. A mineralização aurífera é do tipo filoneana, de direção N77W/56NE, provavelmente gerada a partir da evolução cinemática do Sistema Flor da Serra (W-NW), subordinado a estrutura regional NW denominada Peru-Trairão (Fig. 5.21.B). A paragênese do minério é constituída de quartzo + pirita + calcopirita, entretanto devido a processos de alteração e oxidação de cobre tem-se crisocola, e com menor frequência azurita (Fig. 5.21.C).

O filão do Pedro Costin possui direção preferencial N85W e está inserido a fraturas sinuosas com cinemática sinistral (Fig. 5.21.D). Em cavas abandonadas nas proximidades é possível observar um sistema de fraturas subverticais preenchidas por quartzo, de largura milimétrica, encaixadas nas rochas da Unidade Granodiorítica-Tonalítica intensamente alterado, com granulação média e com níveis silicificados (Fig. 5.21.E). Essas fraturas subverticais auxiliam na interpretação de caráter rúptil associado à mineralização, definindo um padrão de alívio de pressão.

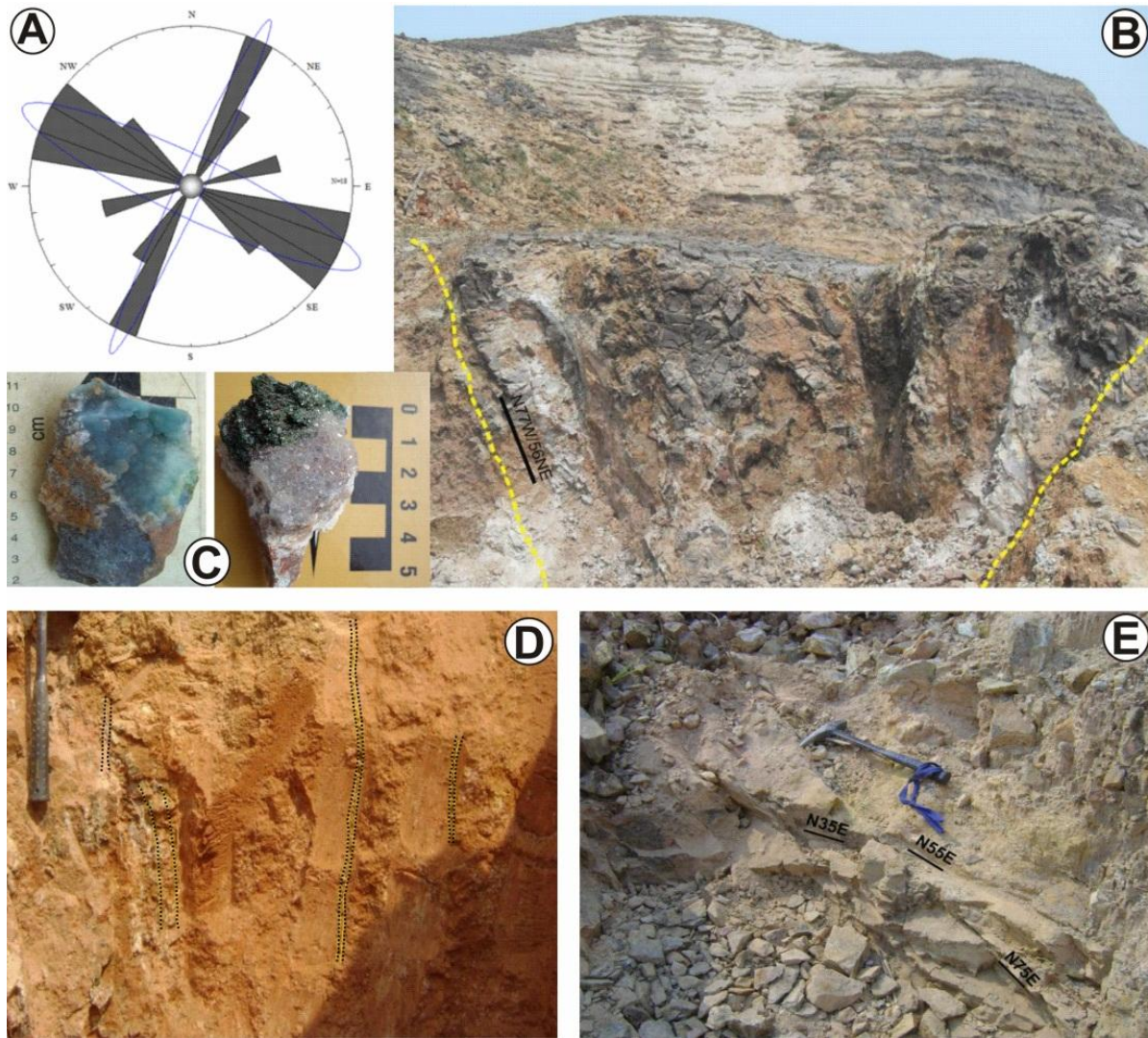


Figura 5.21. (A) Diagrama de frequência das principais estruturas filoneanas do Sistema Flor da Serra. (B) Filão do João Fidelis com atitude N77W/56NE. (C) Detalhe do minério oxidado da cava principal do João Fidelis, com presença de carbonato de cobre. (D) Cava desativada no Garimpo do Pedro Costin onde há fraturas milimétricas de direção NE subverticais preenchidas por quartzo, subordinadas à estrutura principal NW a E-W. (E) Família de fraturas sinistrais em rocha granítica silicificada.

A estrutura onde está alojado o filão da Peteca possui superfície anastomosada, com atitudes que variam de N76W/75NE a N87W/84NE, portanto considerada nesse trabalho pertencente ao padrão E-W que tipifica os filões mais antigos do Sistema Flor da Serra. São fraturas sinistrais balizadas por bandas de cisalhamento discretas com sutil foliação milonítica/cataclástica. A encaixante dessa estrutura é de composição granítica hidrotermalizada, muito intemperizada e fraturada, em contato com rocha do embasamento que possuem pequenos xenólitos de composição básica.

Nessas bandas cisalhadas observam-se lineações sub-horizontais com transporte para WNW marcadas pelo estiramento principalmente do quartzo. Como ponto em comum essas mineralizações auríferas mostram relação espacial com corpos graníticos, associadas às estruturas encaixadas ao longo da foliação Sn. O contato desses corpos com o embasamento é concordante às foliações medidas em campo, com configuração sigmoidal inferida de movimento relativamente sinistral, mas localmente há movimentação dextral (Fig. 5.22).

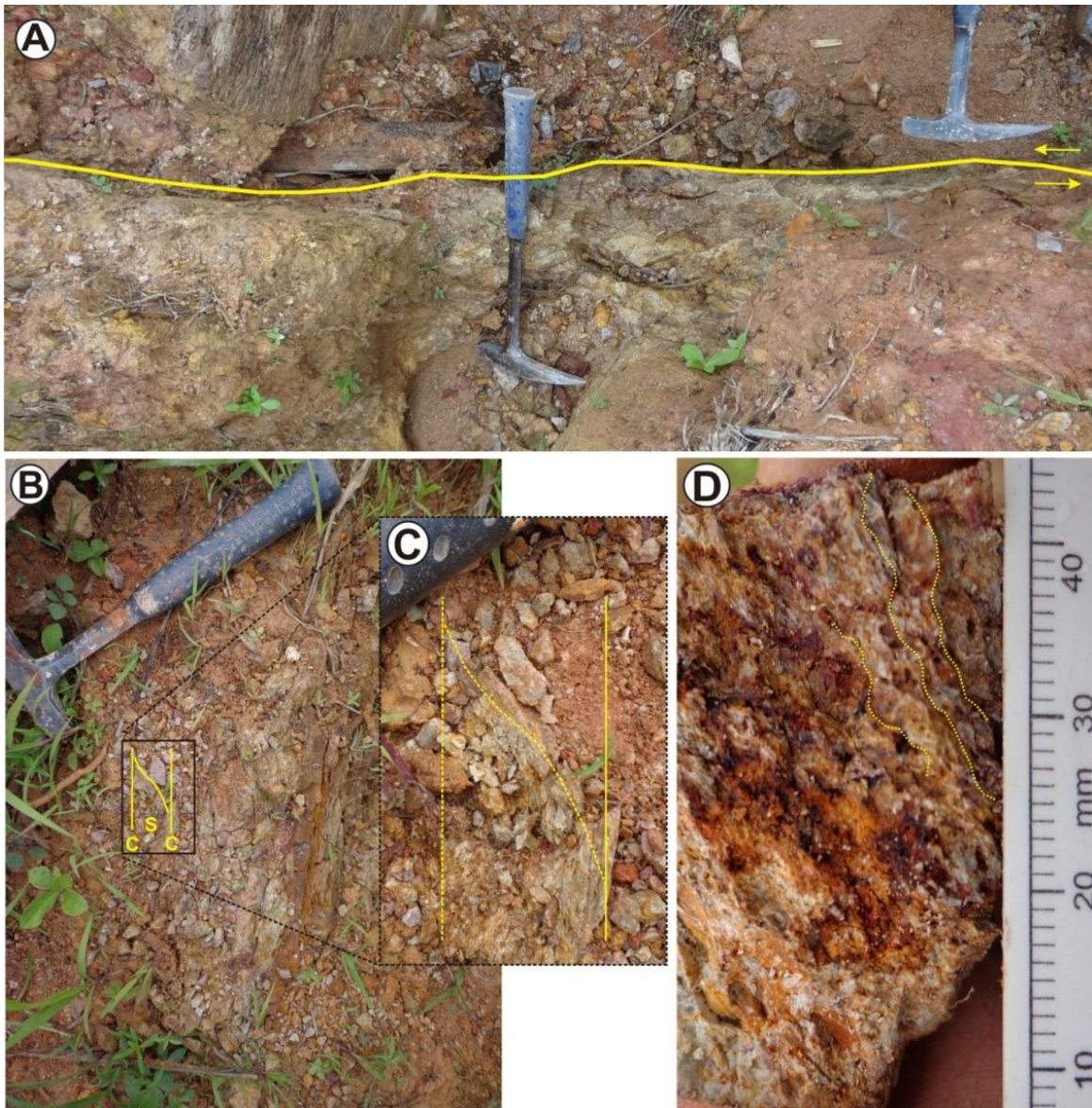


Figura 5.22. (A) Vista em planta de zona de cisalhamento transcorrente E-W de caráter rúptil-dúctil. (B) Rocha foliada com direção E-W com presença de estruturação SC, com movimento dextral. (C) Detalhe na estrutura SC. (D) Rocha granítica fraturada com crenulação marcante.

Na região Flor da Serra deve-se ressaltar que os milonitos são restritos a ZC, e além dos granitóides do embasamento, *pods* de rochas graníticas quase não deformadas pelo cisalhamento são comuns. Esses *pods* de rochas “preservadas” mostram-se muito fraturados, com microvenulações preenchidas por quartzo, clorita, carbonato e epidoto por vezes evoluem para zonas de aspecto brechado.

Ainda no contexto Sistema Flor da Serra, há um padrão NE de estruturas que também associam-sea mineralizações filoneanas. Essa estruturação é bem marcante no mapa de anomalias magnéticas (Fig.4.20). São estruturas de menor porte e que contém mineralizações auríferas em veios preenchendo preferencialmente falhas e fraturas.

É frequente o posicionamento de veios de quartzo ao longo de fraturas, geradas no contato entre litologias de diferentes competências. Notadamente no contato granitos e rochas subvulcânicas de composição básica, as últimas intensamente fraturadas, cisalhadas e hidrotermalizadas, na forma de corpos tabulares dispostos sub-paralelamente ao alinhamento do corpo filoneano (Fig. 5.23.A).

Mais raramente ocorrem pequenos intervalos com brechas, geralmente descritas na zona de contato entre o *stock* granítico (Unidade Granodiorítia-Tonalítica) e os Granitóides do Embasamento com porções mais básicas (andesíticas?). No entanto, apesar dessas brechas apresentarem fraturas preenchidas por carbonato de cálcio e quartzo, detentoras de fragmentos grosseiros, angulosos e fraturados de composição sienogranítica, envolvidos por material mais fino cimentante de composição sericítica, essas não se encontram mineralizadas, sugerindo serem geradas a partir de sistemas de falhas que reativou estruturas pretéritas, e favoreceu a circulação de fluidos mais tardios, provavelmente posteriores ao alojamento desses diques. De maneira similar, essas brechas são descritas por Paes de Barros (2007) nos furos de sondagem da porção centro-sul do Granito Novo Mundo (Fig. 5.23.B a D).

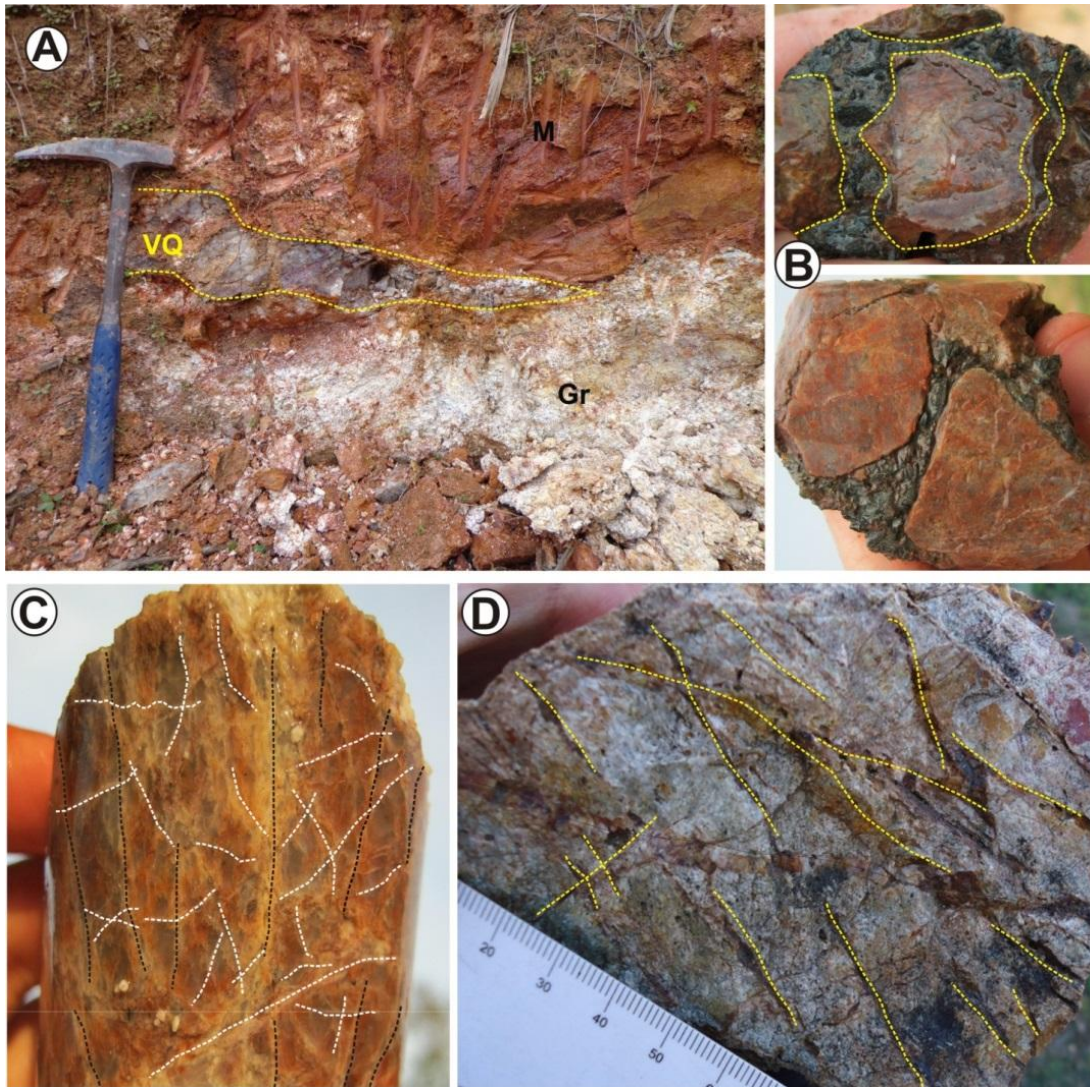


Figura 5.23. (A) Afloramento em cava desativada com veio de quartzo (sigla VQ) no contato entre rocha granítica (sigla Gr) com rocha subvulcânica máfica (sigla M). (B) Pequenos pedaços de testemunho de sondagem com brecha de matriz sericítica. (C) Brecha intensamente fraturada (pontilhado branco), com foliação incipiente (pontilhado preto). (D) Brecha tectônica pertencente à zona de *stockworks*.

No Garimpo do Micharia se encontram veios de quartzo ricos em pirita de atitude N10-20E/50-70NW, hospedados em rochas graníticas com bandamento composicional que varia de granito a granodiorito. Essas rochas são fortemente hidrotermalizadas com presença de stockworks, numa fase mais tardia (NE/subvertical).

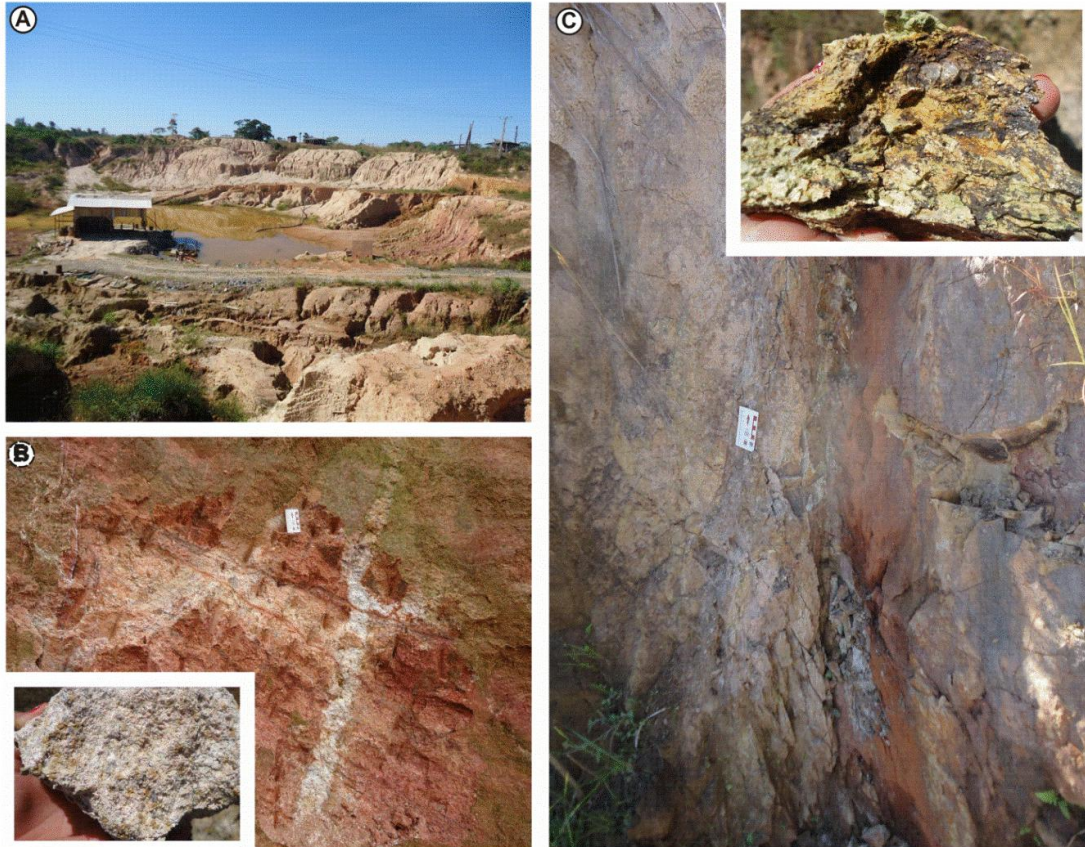


Figura 5.24. Vista ampla do Garimpo do Micharia (A), com zonas de *stockworks* no granito hidrotermalizado aparentemente orientado (B). Em C, zona de cisalhamento dextral desenvolvida sobre rocha básica com venulações de quartzo associadas.

Os filões são sinuosos, com desenvolvimento de extensa zona de alteração hidrotermal além de bandas miloníticas, com espessura média de trinta centímetros e geralmente concordantes com a direção da foliação. Diques intemperizados de rocha máfica são comuns na área, com direção preferencial N10E.

Amostras do filão do Micharia são constituídas de quartzo leitoso com presença de sulfetos por vezes oxidados (goethita e limonita?), sendo a pirita o mais abundante. Esses veios auríferos são gerados em multiestágios, com sulfetos delimitando suas bandas, e por vezes, encontram-se drusas. A hospedeira é uma rocha de coloração cinza esverdeada de granulação fina e fortemente orientada, xistosa, com presença expressiva de silicificação, carbonatação e sericitização provavelmente relacionadas a uma zona mais proximal da mineralização aurífera (Fig. 5.25).

Vale a pena ressaltar que o filão do Micharia possui espessas zonas de alteração com enriquecimento supergênico, atingindo por vezes profundidades superiores a 40 m. Nesta interface o minério quartzoso, com ouro liberado e por vezes visível, apresenta-se frequentemente associado com óxidos amorfos de ferro, com texturas reliquiares tipo *boxworks* e coliformes, ao longo de fraturas.

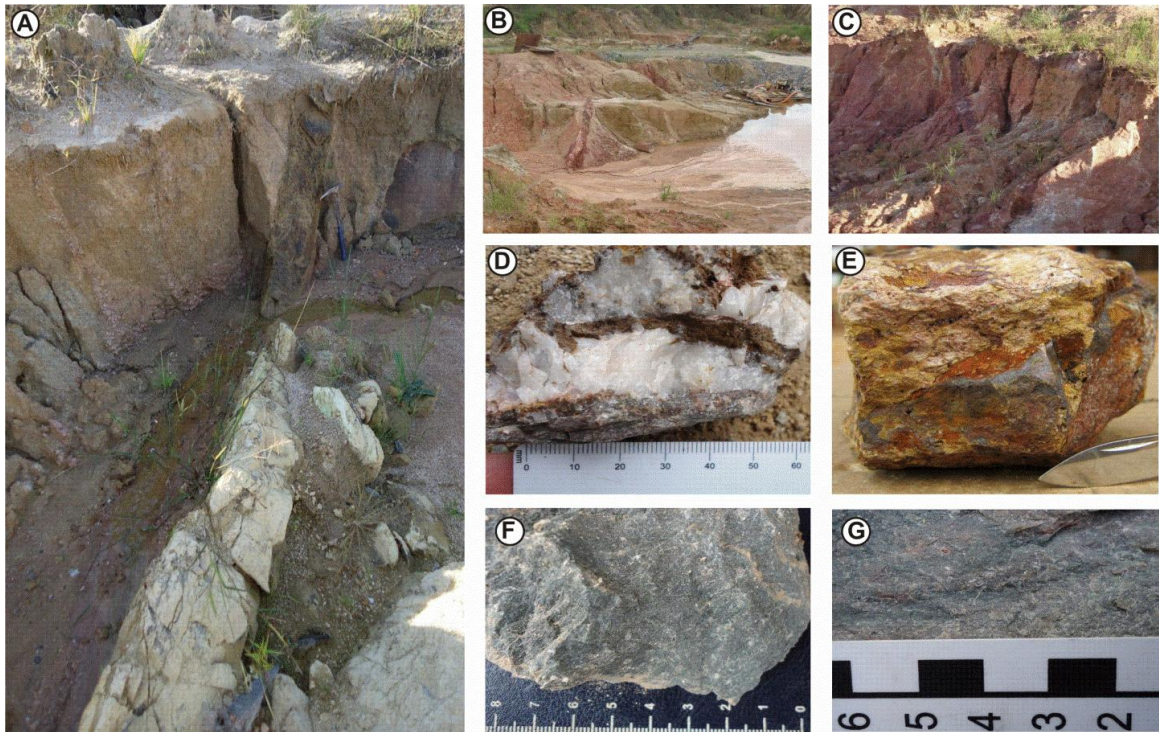


Figura 5.25. Diques intemperizados de rocha máfica cortam a cava principal do Micharia (A, B e C). Em D e E, detalhe do veio de quartzo oxidado com *boxworks*, onde a hospedeira é uma rocha de composição granítica com forte alteração clorítica (cor esverdeada), silicificada e carbonatada (F e G).

O filão do Naiuram também pertence ao padrão de estruturas NE, mais jovens, que têm como hospedeiras rochas graníticas catacladas e alteradas hidrotermalmente. Constitui um corpo mineralizado com atitude N20E/30 a 65NW, na ordem de 300 m de extensão e espessura média em torno de 30 cm. Esse corpo mineralizado está encaixado em rochas graníticas, inseridas no que se convencionou chamar de Granitóides do Embasamento, sendo balizado por diques de rocha máfica ou vulcânica. Segundo Paes de Barros (1994), trata-se de uma fratura extensional, considerando-se o modelo de Riedel definido para o sistema Flor da Serra, o que é corroborado pela inexistência de estruturas dúcteis nas rochas encaixantes, pelo padrão listrico da falha, com mergulho da ordem de 65° na superfície, chegando a 30°, na profundidade de 25 m, e ainda pela

presença de enxames de diques de rochas básicas subparalelos a direção do corpo filoneano (Fig. 5.26).

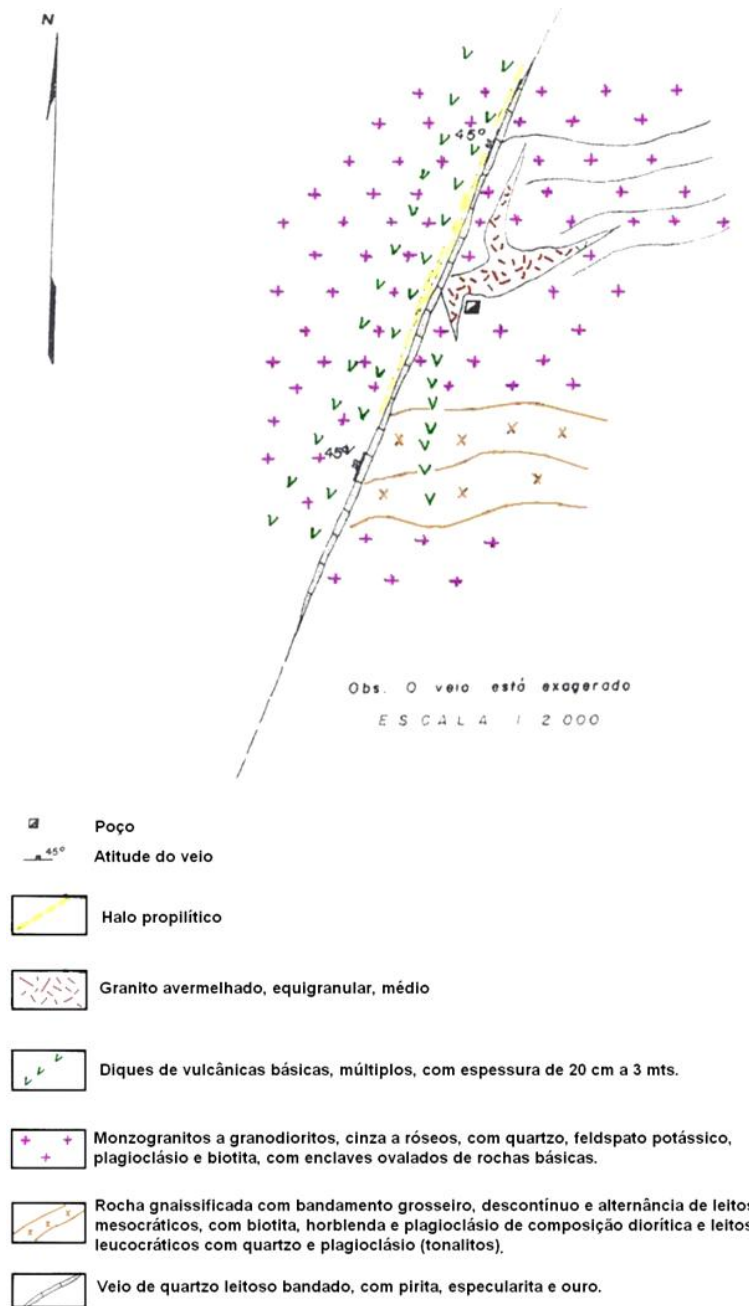


Figura 5.26. Planta esquemática do filão do Nauram. Modificado de Paes de Barros (1994).

CAPÍTULO 6 - INTEGRAÇÃO DOS RESULTADOS E DISCUSSÕES

Dentre os dados geofísicos mostrados no Capítulo 4, foi possível verificar padrões distintos de interesse à prospecção aurífera da região Flor da Serra. Esse capítulo busca integrar os principais padrões de cargabilidade, de resistividade e magnéticos, para melhor definição de áreas potenciais às mineralizações auríferas, além da interpretação em termos de litologias presentes na área e de padrões de alteração hidrotermal.

A Figura 6.1 mostra a integração do mapa de Polarização Induzida da Cota 180 m (Fig. 4.13.A), com estruturas magnéticas delimitadas através dos filtros de: (a) redução ao equador, (b) continuação para cima, (c) cosseno direcional, (d) GHT, além do principal *trend* de cargabilidade. A partir do mapa de nível 180, a estruturação geofísica tem um padrão mais evidente, pois as anomalias são atenuadas. Geologicamente, a atenuação das anomalias define um padrão mais homogêneo com relação às camadas mais superficiais (mapas de níveis mais rasos), ou seja, trata-se de um meio onde as litologias são isotrópicas e maciças, ora fraturadas ou até mesmo com forte alteração hidrotermal, mas também com presença de veios mineralizados. O modelamento *Zonge 2D* leva isto em consideração, simplesmente baseado em procedimentos matemáticos/estatísticos.

A cobertura polarizável, verificada em praticamente todas as seções de IP/RES, evidencia o manto intempérico da região de Flor da Serra, que se trata de uma área localizada entre os dois rios mais importantes da região (Peixoto de Azevedo e Braço Norte), e que se apresenta como uma superfície aplanada recoberta por expesso solo areno-argiloso, que por vezes recobre perfis aluvionares típicos, favorecendo o desenvolvimento de coberturas pedogenéticas que atingem espessuras que atingem profundidades até a cota de 200 m, considerando a altitude média local como sendo da ordem de 275m. Este fato justifica a escolha da cota 180 m como datum para a integração dos dados de IP/RES.

As estruturas magnéticas, delimitadas sobre a ASA, balizam os limites Norte e Sul do principal corpo granítico, intrusivo no embasamento (A e A2 da Fig.6.1), e frequentemente estão associadas ao traço das principais cavas garimpeiras mapeadas na área deste estudo. Essas escavações são de caráter filoneano e por estarem vinculadas ao *trend* principal de cargabilidade, o torna um importante guia prospector. Vale a pena ressaltar que há existência de mais trends de cargabilidade, mas na Fig. 6.1 foi delimitado somente o principal.

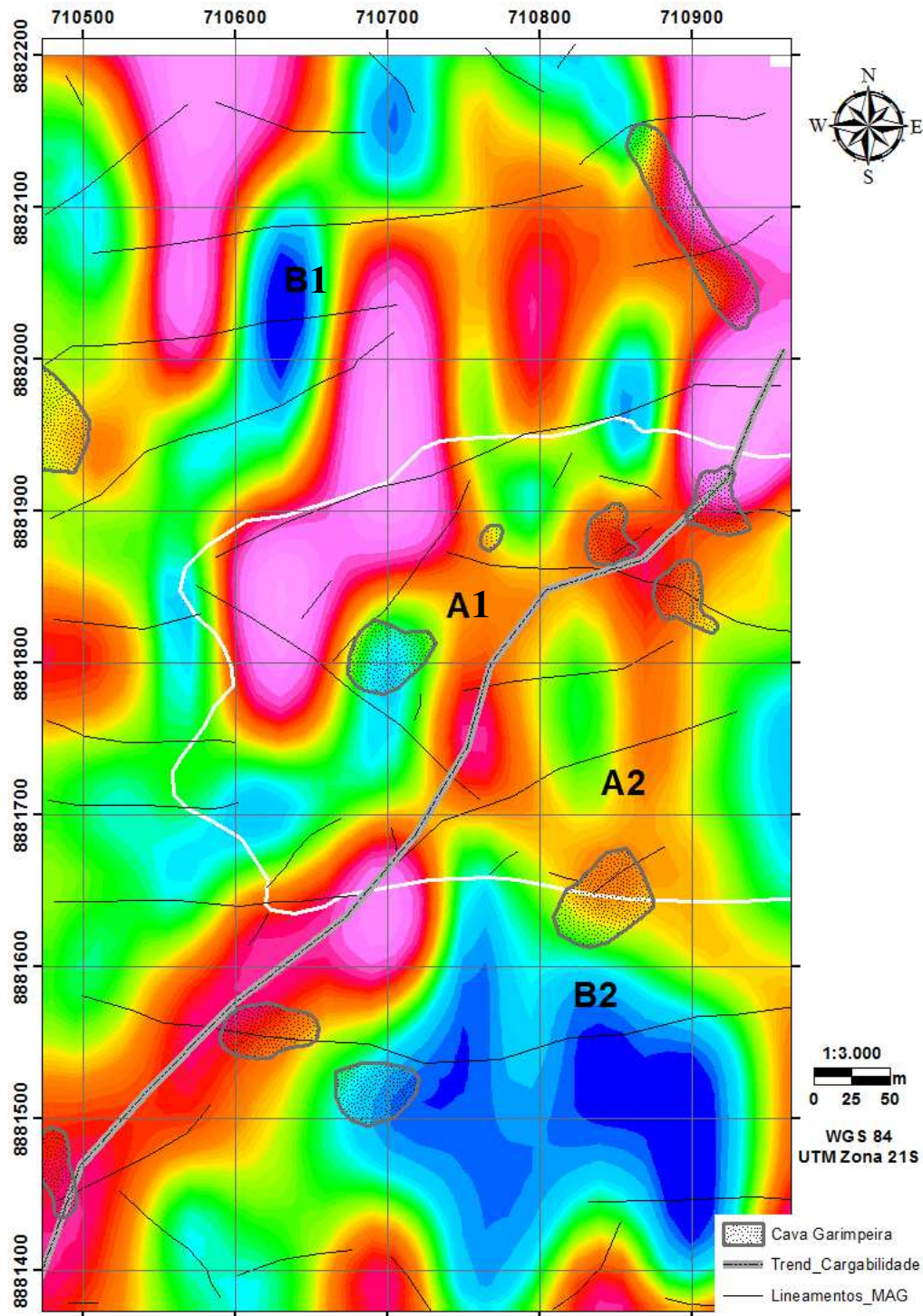


Figura 6.1. Mapa de cargabilidade do nível 68 m (cota 180 m), com delimitação dos litotipos (linha branca), definidos através dos domínios magnéticos do ASA, onde A1 e A2 = Unidade Granodiorítica a Tonalítica; B1 e B2 = Granitóides do Embasamento.

Além do *trend* de cargabilidade, foi verificada uma consistência de anomalias relativamente elevadas de resistividade (RES). A Fig. 6.2 foi gerada pelo mesmo procedimento da Fig. 6.1. A anomalia de coloração rosa com bordas avermelhadas evidencia uma zona

alongada de direção NE, na porção central do mapa, que ocupa praticamente toda área do levantamento geofísico e define o principal *trend* de RES. Esse *trend* principal delimita de forma aproximada o limite da borda oeste do corpo granítico (pontos A e A2) intrusivo no embasamento e delimitado pela ASA.

Na Fig. 6.4 é possível verificar que o corpo granítico possui um padrão magnético relativamente baixo (ponto A), mas há uma porção magnética de menor área de abrangência (ponto A2), que provavelmente representa um mega enclave do embasamento ou uma outra intrusão de composição distinta. Destaca-se neste caso a relevância desses mega enclaves como fator favorável a formação de depósitos auríferos na PAAF, sobretudo naqueles de composição básica, onde usualmente se observa intensa alteração hidrotermal com magnetita associada, responsável pela anomalia magnética A2.

A área de estudo foi afetada por estruturas de cisalhamento de caráter transcorrente, anastomosadas, com direção W-NW, evidenciadas principalmente pelo alinhamento das cavas garimpeiras e pelos padrões dos lineamentos geofísicos (Fig. 6.3). Essas estruturas que tipificam o sistema Flor da Serra, em parte se coadunam com o padrão E-W visível na área de estudo, entendidas como zonas de descontinuidade crustal, que separam terrenos e, portanto, relevantes na evolução geodinâmica da região (Paes de Barros 1994).

A maior parte das cavas garimpeiras está associada às bordas das anomalias mais altas de resistividade, coincidente com os núcleos resistivos e contornadas em parte pelos lineamentos magnéticos. Por se tratar de um mapa do nível 180 m, os valores anômalos de resistividade provavelmente estão relacionados às porções mais silicificadas e também à alteração do tipo QSP.

Quando se compara os *trends* de cargabilidade e resistividade da área Flor da Serra é possível verificar um caráter subparalelo dos mesmos, que define um ‘corredor’ de direção preferencialmente NE com valores anômalos dessas propriedades físicas. Apesar dos *trends* descritos acima não estarem concomitantemente relacionados à estruturação magnética, nos dão um padrão com valores relativamente elevados de cargabilidade e resistividade com direção NE, ou seja, zonas de baixa condutividade elétrica e polarizáveis vêm se mostrando como de importância relevante na exploração aurífera da região. Esse padrão evidencia zonas de falhas associadas a forte alteração hidrotermal.

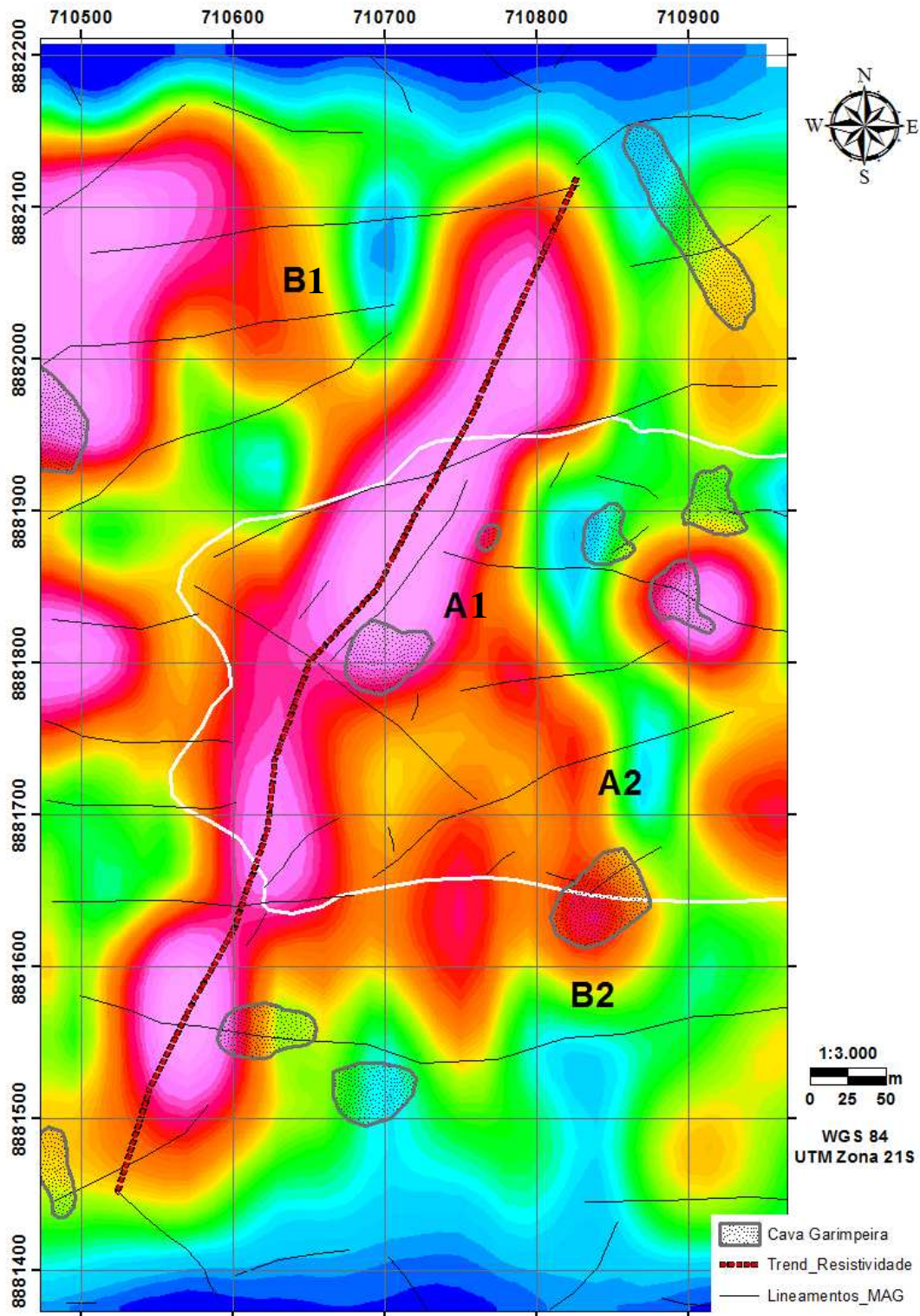


Figura 6.2. Mapa de resistividade do nível 68 m (cota 180m), com delimitação dos litotipos (linha branca) definidos através dos domínios magnéticos do ASA, onde A1 e A2 = Unidade Granodiorítica a Tonalítica; B1 e B2 = Granitóides do Embasamento.

A região Flor da Serra possui depósitos minerais clássicos do tipo filoneano, ou seja, veios de quartzo sulfetados estreitos (em geral < 1 m de espessura) associados a zonas de cisalhamento e falhas subverticais. Essas estruturas, por vezes com zonas milonitizadas e/ou brechadas/catacladas, com presença de sulfetos (essencialmente pirita), com clorita, sericita e carbonatos frequentemente se associam a anomalias de cargabilidade elevadas.

Outro padrão verificado no levantamento geolétrico é a correlação das zonas de silicificação com as de alta resistividade. Praticamente todas as regiões e furos descritos com esse tipo de alteração hidrotermal estão correlacionados aos valores relativamente elevados de resistividade, ou seja, esse padrão de alteração coincide com os bolsões resistivos.

A integração dos lineamentos magnéticos obtidos por meio dos filtros (a) cosseno direcional e (b) continuação para cima, serviu de base para o mapa da Fig. 6.3. Além desses lineamentos, importantes para o entendimento do arcabouço estrutural da região que possui escassez de afloramentos, a integração possibilitou indicar pontos de interesse exploratório que são representados pelos pontos amarelos dispersos na porção mais central da área de estudo. Esses pontos são prováveis futuros prospectos, pois são zonas de interesse metalogenético definidas com base: (a) nas seções, com bolsões de alta cargabilidade e resistividade, (b) coincidentes com os lineamentos magnéticos obtidos por meios dos filtros, (c) truncamento de estruturas magnéticas e (d) área de borda intrusiva (Fig. 6.3).

As fraturas de cisalhamento são frequentemente balizadas por zonas de cataclase ou milonitização, exibem uma grande diversidade de *slickensides*, e usualmente apresentam sigmóides tectônicos, ocorrem geralmente em pares conjugados com ângulos aproximados de 60°, e na maioria dos casos favorecem a formação de veios acamadados ou bandados, refletindo fases múltiplas de abertura e preenchimento.

Hodgson (1989) realça que os processos inerentes à deformação heterogênea cisalhante nos maciços rochosos são fundamentais para o entendimento dos depósitos do tipo veios, uma vez que muitas das estruturas geradas em contextos sin-deformacionais são significativas para a disposição geométrica dos sistemas de veios.

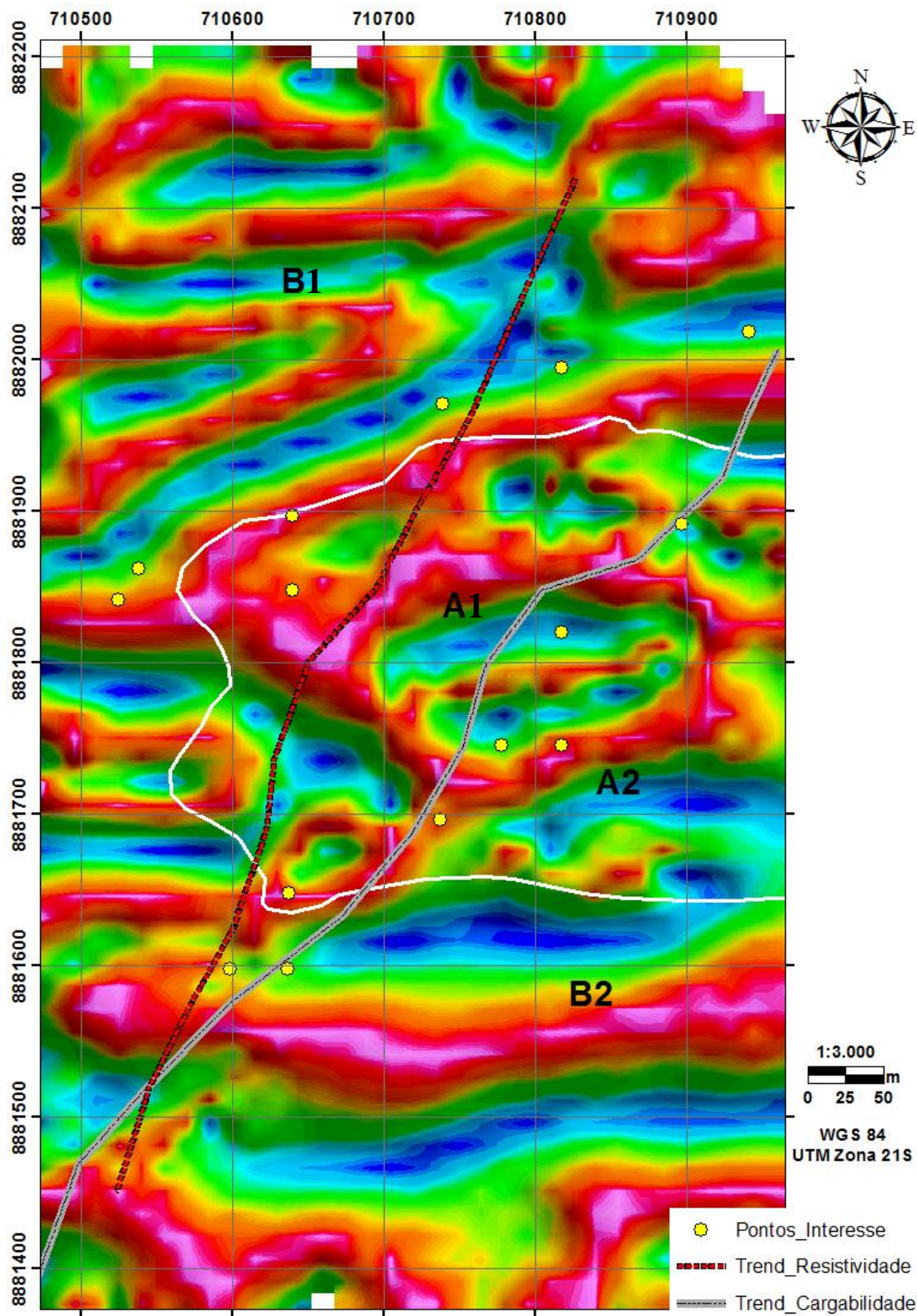


Figura 6.3. Mapa integrado dos lineamentos magnéticos (GHT + cosseno direcional + continuação para cima – 10m) e os pontos de interesse marcados nos perfis, definidos como principais alvos para prospecção direta

A Fig. 6.4. apresenta a integração dos resultados obtidos neste trabalho, com a delimitação das duas principais unidades geológicas por meio do ASA, os lineamentos magnéticos obtidos por filtros específicos e os *trends* de cargabilidade e resistividade descritos nas figuras 6.1 e 6.2. A delimitação das principais cavas garimpeiras de caráter filoneano coincide com estruturas magnéticas, e em parte com o “corredor” de IP/RES. Outro metalotecto importante está relacionado aos limites do corpo granítico (A e A2), cujos contatos foram definidos com base nos padrões geofísicos, e o corpo caracterizado como intrusivo nos Granitóides do Embasamento (B e B2).

Os pontos de interesse exploratórios descritos na Fig. 6.3 também estão localizados no mapa final integrado (Fig. 6.4). Esses pontos são os melhores locais para a sondagem exploratória de futuros prospectos na área de estudo, necessitando de um bom reconhecimento superficial prévio, seguido de uma etapa de sondagem diamantada.

A principal zona de cisalhamento mapeada de caráter rúptil-dúctil está localizada na porção Sul do corpo granítico (Fig. 6.4) com direção preferencial E-W, e de certa forma condiciona estruturas filoneanas garimpadas em tempos pretéritos. O provável mecanismo de deformação está vinculado ao comportamento mecânico denominado *strain softening*, onde o material rochoso adquire um comportamento plástico-viscoso, que explica a configuração das zonas de cisalhamento, e comportamento reológico das mesmas como zonas preferenciais de deformação e conseqüentemente de colocação de corpos magmáticos, e circulação de fluídos.

É importante ressaltar que também existem mineralizações do tipo disseminada e *stockworks* alojados em corpos graníticos, e veios/vênulas de quartzo associadas a zonas de contatos litológicos, no caso, sobretudo, entre a intrusão granítica e nas porções mais básicas dos granitóides do embasamento.

Neste estudo de caso, por se tratar de regime dúctil-rúptil a rúptil em terreno eminentemente granítico, é notável que as mineralizações estejam contidas preferencialmente em fraturas preenchidas por veios de quartzo auríferos, onde cada corpo ou ainda um conjunto de corpos podem vir a constituir um depósito mineral. Há necessidade de maiores estudos para compreensão da relação dessas estruturas com o corpo granítico alterado hidrotermalmente, o que pode vir a constituir um depósito de maior porte com mineralização do tipo disseminada, o que alavancaria o potencial de reservas desses depósitos para muito além das reservas esperadas para os corpos ditos filoneanos.

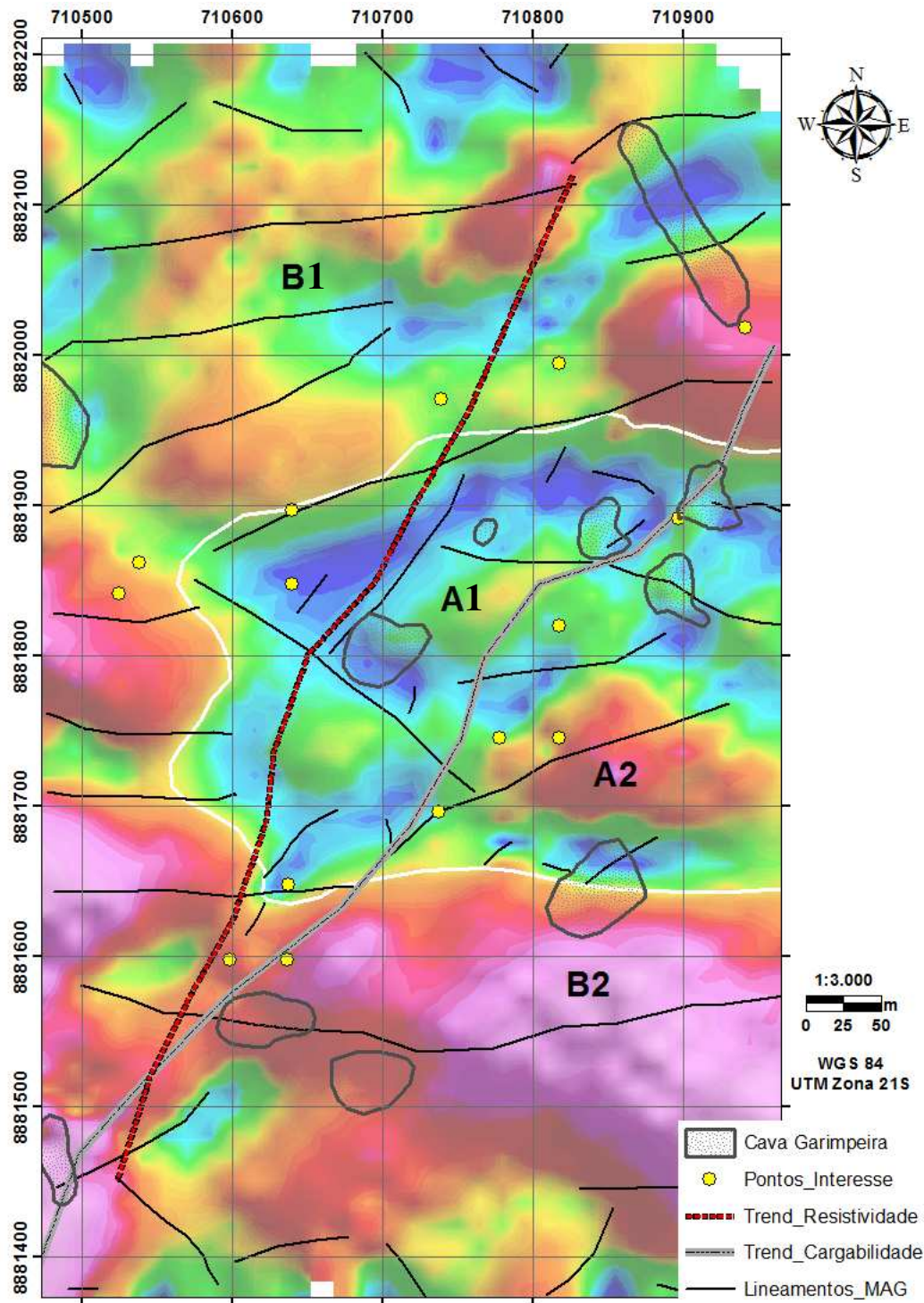


Figura 6.4. Mapa ASA final integrado com a delimitação da Unidade Granodiorítica-Tonalítica (A1 e A2) e dos Granitóides do Embasamento (B1 e B2), com as principais estruturas magnéticas e cavas garimpeiras. Têm-se ainda os principais *trends* subparalelos de cargabilidade e de resistividade. Os pontos em amarelo provêm dos bolsões de cargabilidade e resistividade presentes nas seções, sendo pontos de maior interesse do prospecto.

Os filões auríferos da região Flor da Serra possuem halos hidrotermais e estão associados a evolução da deformação progressiva ao longo de estruturas de cisalhamento regionais, com os períodos mineralizantes principais associados às fases finais de desenvolvimento estrutural, com os corpos de minério alojados em estruturas de menor porte, com granitização e intrusões (Paes de Barros 2004). Em Flor da Serra é marcante a configuração dos halos, que se mostram de variadas composições, morfologias e intensidade de alteração hidrotermal, sem, entretanto ser perceptível padrões de zoneamento, ou ainda, se existe padrões de alteração que tipifiquem ou se correlacionem com os dois principais padrões estruturais descritos (W-NW e E-W) e que alojam os depósitos filoneanos.

O modelo magmático hidrotermal implica em uma fonte específica para as soluções mineralizadas e surgiu em função do estreito relacionamento dos depósitos de ouro com intrusões do tipo pórfiros (Emons 1973, *in* Boyle 1987).

Os sistemas magmáticos hidrotermais potencialmente portadores de metais usualmente envolvem a colocação de plútons em contexto tardi-tectônicos, neste caso considerando-se a evolução de presumíveis arcos magmáticos (Tassinari e Macambira 1999). Esses magmas tem potencial para remobilizar e liberar quantidades consideráveis de metais, que usualmente se concentram nos estágios finais desses sistemas magmaticos, quando são carreados por fluidos hidrotermais. Esses corpos intrusivos se vinculados a evolução de mega estruturas de cisalhamento podem em muito favorecer a circulação de fluidos, nessas zonas preferenciais, quer de deformação, como de colocação de corpos magmáticos. Nota-se por outro lado que esse mecanismo favorece a transformação das rochas, gerando alem de fraturas e falhas, zonas de anitropias, sobretudo em função do avanço da alteração hidrotermal, sobretudo quando o sistema se torna mais rúptil e propicio a deposição desses metais.

A deficiência de mapas geológicos de detalhe, o espesso manto de intemperismo e a existência de halos hidrotermais tornam a utilização de levantamentos geofísicos de detalhe fundamental para os trabalhos de mapeamento em escala de depósito, no contexto estudado. Além disso, a estruturação magnética coincidente com o arcabouço estrutural mapeado ressalta a importância da Magnetometria na região Flor da Serra.

CAPÍTULO 7 - CONCLUSÕES

- A área de abrangência das rochas da Suíte Intrusiva Flor da Serra não coincide com o mapeamento realizado no local estudado. Há ocorrências de corpos de composição intermediária a básica, entretanto estes são relativamente estreitos e esparsos, não justificando o uso do termo suíte para caracterizá-los como um todo.
- As estruturas NW estão associadas ao arcabouço regional do Leste da PAAF, portanto na escala do levantamento deste trabalho não foram bem definidas. As estruturas de direção EW são mais frequentes na área e estão associadas a uma cinemática preferencialmente sinistral, com raízes profundas que hospedam veios de quartzo sulfetados (essencialmente pirita) e mineralizados em Au, além de delinarem os corpos graníticos.
- Foram definidas quatro unidades geológicas através da descrição de testemunhos de sondagem e do mapeamento de cavas garimpeiras em escala de depósito. São elas: (i) Granitóides do Embasamento de composição tonalítica a granodiorítica, localmente com associação de magnetita e granada; (ii) Unidade Granodiorítica-Tonalítica de mesma composição que a anterior, correlacionada ao *stock* granítico mapeado no ASA; (iii) Diques Máficos a Intermediários sem relação de contato entre eles, mas que cortam as unidades anteriores; e (iv) há presença sutil de Rochas Cataclásticas a Miloníticas de protólito granodiorítico.
- Os litotipos pertencentes às unidades descritas foram vaviavelmente afetados por sete tipos de alteração hidrotermal, na ordem temporal: (i) alteração potássica intensa e pervasiva mais proeminente na Unidade Granodiorítica-Tonalítica, (ii) silicificação pervasiva associada à um tipo específico de mineralização, (iii) carbonatação pervasiva visível nas rochas de composição intermediária a básica, (iv) alteração com muscovita, (v) propilitização mais raramente descrita, (vi) alteração Quartzo-Sericita-Pirita (QSP) localmente com substituição total da rocha e de grande importância prospectiva na área, e (vii) vênulas de calcita, com menor frequência de ankerita.
- O mapeamento da interface saprólito-rocha foi realizado com sucesso a partir dos resultados do método de Polarização Induzida. O perfil de intemperismo da região de Flor da Serra é rico em argilominerais, fato este que auxiliou na localização dessa interface, a qual se encontra na profundidade média de 50 m.

- As distribuições espaciais de cargabilidade e resistividade permitiram delimitar bolsões anômalos, com valores relativamente elevados dessas propriedades físicas, e que foram interpretados como as principais alterações hidrotermais relacionadas às mineralizações auríferas. Tanto a silicificação quanto a alteração QSP estão intrinsecamente relacionadas aos corpos filoneanos e também a um minério relativamente disseminado.
- A integração dos principais lineamentos estruturais, com os bolsões de alta cargabilidade e resistividade, juntamente com o mapeamento detalhado de cavas garimpeiras e zona de borda da intrusão granítica mapeada pela ASA possibilitou a definição alvos de interesse prospectivo metalogenético. Recomenda-se que essas áreas sejam verificadas com métodos diretos de prospecção, pois além de todo potencial descrito também estão associadas espacialmente com cavas desativadas.

CAPÍTULO 8 - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Almeida, F.F.M. de; Nogueira Filho, J. D. V. 1959. Reconhecimento Geológico no Rio Aripuanã. *B.Div. Geol. Mineral.* Rio de Janeiro, DNPM, Boletim 199, 43p.
- Almeida F.F.M. 1974. Sistema tectônico marginal do Cráton do Guaporé. Congresso Brasileiro de Geologia, 28, Porto Alegre, Anais, 4:11-17.
- Amaral, G. 1974. Geologia pré-cambriana da região amazônica.. São Paulo, 212 p. Tese (Livre - Docência) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- Assis R. R. 2011. Depósitos auríferos associados ao magmatismo granítico do setor leste da Província de Alta Floresta (MT), Cráton Amazônico: tipologia das mineralizações, modelos genéticos e implicações prospectivas. Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas; Dissertação de Mestrado; p. 456.
- Barbuena D. 2009. Elementos-traço em sulfetos de depósitos auríferos hidrotermais da Província de Alta Floresta (Mato Grosso). Relatório Final PIBIC/CNPq, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, 20p.
- Briggs I.C. 1974. Machine contouring using minimum curvature. *Geophysics*, 39(1): 39–48.
- Bristow Q. 1983. Airborne gamma-ray spectrometry in uranium exploration: principles and current. *Nuclear Geophysics*, Ed. G.G. Clayton, Pergamon press, p. 31.
- Botelho, N. F; Moura, M. A.; Souza M. T. de; Antunes, J. A. Petrologia e potencial metalogenético de granitos da região de Peixoto de Azevedo - Alta Floresta, Mato Grosso. In: Simpósio de Geologia do Centro Oeste, 6, Cuiabá, 1997. Anais. Cuiabá: SBG, 1997, p.40-42.

Companhia Matogrossense de Mineração - METAMAT. 2003. Relatório Pró-Mineração. Cuiabá, MT.

Cordell L & Graunch VJS. 1985. Mapping basement magnetization zones from aeromagnetic data in the San Juan Basin, New Mexico. In: Hinze WJ (ed). The Utility of Regional Gravity and Magnetic Anomalies Maps. Society of Exploration Geophysicists, p.181-197.

Dardenne M.A., Schobbenhaus C. 2001. The metallogensis of the South American plataform. In: Cordani U.G., Milani E.J., Tomaz Filho A., Campos D.A. (eds.) Tectonic evolution of the South American. Rio de Janeiro: 31th International Geological Congress, 854p.

DeGroot-Hedlin, C. and Constable, S. 1990. Occam's inversion to generate smooth, two-dimensional models from magnetotelluric data. *Geophysics*, 55(12), 1613-1624.

Dunlop D.J. & Özdemir O. 1997. Rock Magnetism, Fundamentals and Frontiers. Cambridge University Press.

Eugster H.P. 1985. Granites and hydrothermal ore deposits: a geochemical framework. *Mineral. Mag.*, 49:7-23

Faria R. N. & Lima L. F. C. P. 2005. Introdução ao magnetismo dos materiais. Editora Livraria da Física - 197p. São Paulo, SP.

Fernandes C.J.; Miranda J.G. 2006. Províncias e Distritos Auríferos de Mato Grosso: Produção Garimpeira e Industrial. In: FERNANDES, C. J.; VIANA, R. R. Províncias e Distritos Auríferos de Mato Grosso. Cuiabá, MT. Ed. UFMT. (Coletânea Geológica de Mato Grosso). V. 2. P. 07-33.

Ferreira FJF, de Souza J, Bongioiolo ABS, Castro LG & Romeiro MAT. 2010. Realce do gradiente horizontal total de anomalias magnéticas usando a inclinação do sinal analítico. Parte I –

Aplicação a dados sintéticos. IV Simpósio Brasileiro de Geofísica, Sociedade Brasileira de Geofísica, SBGf, Divisão Regional Centro-Oeste, Brasília-DF (CD-ROM).

Hasui Y.; Haralyi N.L.; Schobbenhaus C. Elementos geofísicos e geológicos da região Amazônica: subsídios para o modelo geotectônico. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 2., 1984, Manaus. Anais... Manaus: SBG, 1984. p. 129-147.

Lacerda Filho J.V.de. 2004. Geologia e recursos minerais do estado de Mato Grosso. Escala 1:1.000.000. CPRM (Convênio CPRM/SICME). CDD 558. Goiânia, GO.

Leite J.A.D. & Saes, G.S. 2003. Geocronologia Pb/Pb de zircões detríticos e análise estratigráfica das coberturas sedimentares proterozóicas do Sudoeste do Cráton Amazônico. Geologia USP (Revista do Instituto de Geociências - USP). Série Científica. 3, (1): 113-127.

Luiz J.G., Costa & Silva L.M. 1995. Geofísica de prospecção. Editora Cejup. 1995. V.1. 311p. Belém, PA.

Miguel Jr. E. 2011. Controle estrutural das mineralizações auríferas e idade U-Pb das encaixantes ao longo do lineamento Peru-Trairão: Província Aurífera Alta Floresta, Mato Grosso. Dissertação de Mestrado - Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, SP.

Miller HG & Singh V. 1994. Potential field tilt – a new concept for location of potential field sources. Journal of Applied Geophysics, 32(2-3): 213-217.

Moreton L.C. & Martins, E.G. 2003. Geologia e Recursos Minerais da Folha Vila Guarita - Folha SC.21-Z-B. Estado de Mato Grosso. Escala 1:250.000. Brasília: CPRM.

Moreton L.C. & Martins E.G. 2005. Geologia e recursos minerais da Folha Vila Guarita - Folha SC.21-Z-B. CPRM - Estado de Mato Grosso. Escala 1:250.000. Brasília, DF.

- Moura M. A. 1998. O maciço granítico Matupá no depósito de ouro Serrinha (MT): petrologia, alteração hidrometal e metalogenia. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, UNB, Brasília, 238 p.
- Moura R. 2004. Integração de dados aerogeofísicos, multiespectrais e geoquímicos no segmento leste da Província Aurífera Alta Floresta (MT); implicações geológicas e metalogenéticas regionais. Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Trabalho de conclusão de curso, 60p.
- Moura M.A., Botelho N.F., Olívio G.R., Kyser T.K. 2006. Granite-related Paleoproterozoic, Serrinha gold deposit, Southern Amazonia, Brazil: hydrothermal alteration, fluid inclusion and stable isotope constraints on genesis and evolution. *Economic Geology*, 101:585-605.
- Nabighian MN. 1972. The analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section: Its properties and use for automated anomaly interpretation. *Geophysics*, 37(3): 507-517.
- Paes de Barros A.J. 1994. Contribuição a geologia e controle das mineralizações auríferas de Peixoto de Azevedo - MT. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. Dissertação (Mestrado em Geologia Econômica e Hidrogeologia), p. 145. São Paulo, SP.
- Paes de Barros A.J. 2007. Granitos da região de Peixoto de Azevedo - Novo Mundo e mineralizações auríferas relacionadas - Província Aurífera Alta Floresta (MT). Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas - Tese de doutorado. Campinas, SP.
- Pinho M. A. S. B., Chemale-Jr, F., Van Schmus, W. R., Pinho, F. E. C., 2003. U–Pb and Sm–Nd evidence for 1.76–1.77 Ga magmatism in the Moriru region, Mato Grosso, Brazil: implications for province boundaries in the SW Amazon Craton. *Precambrian Research*, 126: 1–25.

- Pirajno F. 1992. Hydrothermal mineral deposits. Principles and fundamental concepts for the exploration geologists. Berlin, Springer-Verlag, 709 p.
- Pires A.C.B. 1995. Identificação geofísica de áreas de alteração hidrotermal, Crixás-Guarinos, Goiás. *Revista Brasileira de Geociências*, 25(1): 61-68.
- Robinson, E. & Corun, C. 1998. Basic Exploration Geophysics. John Wiley & Sons, New York.
- Roest WR, Verhoef J & Pilkington M. 1992. Magnetic interpretation using the 3-D analytic signal, *Geophysics*, 57(1):116-125.
- Santos J.O.S., Hartmann L.A., Gaudette H.E., Groves D.I., Mcnaughton N.J., Fletcher I.R. 2000. A new understanding of the Provinces of the Amazon Craton based on integration of field mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology. *Gondwana Research*, v.3, n. 4, p. 453-488.
- Santos J.O.S. 2006. A compartimentação do Cráton Amazonas em províncias: avanços ocorridos no período 2000 – 2006. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 9, Belém, Anais, SBG Núcleo Norte, CD-ROM
- Santos D. I. 2009. Prospecção mineral usando métodos geofísicos integrados com dados geológicos, no município de Peixoto de Azevedo, no distrito de União do Norte (MT). Trabalho de Conclusão de Curso, Departamento de Geologia, Universidade federal de Mato Grosso, 145p
- Silva G.H. *et al.* 1974. Esboço geológico de parte da folha SC.21 Juruena. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 28. Porto Alegre. Anais. SBG, v. 4, p. 309-320.
- Silva M. da G. da., Abram M.B. 2008. Metalogenia da Província Aurífera Juruena - Teles Pires, Mato Grosso. Goiânia: CPRM (Convênio CPRM/SICME). ISBN 978-85-7499-060-6. CDD 553.1.

- Silva M.G., Abram M.B., Frasca A.A.S. 2008. Revisão da proposta evolutiva da Província Aurífera Juruena-Teles Pires à luz de novos dados litogeoquímicos e geocronológicos. *In:44º Congresso Brasileiro de Geologia, Curitiba, Brasil, CD-ROM.*
- Souza A.M.M., Faria C.A.S., Landim J.P.P., Leal J.W.L. 1979. Projeto São Manoel. DNPM-CPRM, Relatório de progresso, Belém, 46p.
- Souza N.B. 1988. Principais depósitos de ouro do estado de Mato Grosso. *In: Congresso Brasileiro de Geologia, 35. Belém. Anais - SBG. V.1, p. 116-129. Belém, PA.*
- Souza J.O., Frasca A.A.S., Oliveira C.C. 2004. Programa de levantamentos geológicos básicos do Brasil. Projeto Província Mineral de Alta Floresta. Geologia e recursos minerais das folhas Rio São João da Barra SC. 21 V D; Alta Floresta SC.21 X C; Ilha 24 de maio SC.21 Z A; Vila Guarita SC.21 Z- B, estados de Mato Grosso e Pará: CPRM Serviço Geológico do Brasil. Brasília, DF.
- Souza J.P., Frasca A.A.S., Oliveira C.C. 2005. Geologia e Recursos Minerais da Província Mineral de Alta Floresta. Relatório Integrado. Brasília, Serviço Geológico Brasileiro, CPRM, 164p.
- Tassinari C.C.G. 1996. Mapa geocronológico do Cráton Amazônico do Brasil: revisão dos dados isotópicos. Inst. de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Livre Docência, 139 pp.
- Tassinari C.C.G.; Macambira M.J.B. 1999. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, v. 22, n. 3, p. 174-182.
- Telford W.M.; Geldart L.P.; Sheriff R.E. 1990. Applied geophysics. Cambridge University Press. Printed in the United States of America.

- Vitório J.A. 2010. A suíte granítica Teles Pires da Província Aurífera de Alta Floresta: Características petrográficas, geoquímicas e implicações metalogenéticas. Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas; Relatório PIBIC/ CNPq; 20p.
- Xavier, R.P., Paes de Barros, A.J., Assis, R.R., Barbuena, D., Macambira, M., Souza Filho, C.R. 2009. Mineralizações auríferas associadas a sistemas graníticos da Província Aurífera de Alta Floresta: domínios metalogenéticos e implicações prospectivas. In: XI Simpósio de Geologia do Centro-Oeste.
- Xavier R.P., Assis R.R., Miguel Jr. E., Santos T.J.S., Antônio João Paes de Barros A.J.. 2011. Gold ± copper and gold – base metal deposits associated with granitic systems in the eastern sector of the Alta Floresta Province (MT). In: 12º Simpósio de Geologia da Amazônia, Boa Vista, RR.