

AGRADECIMENTOS

Desejo expressar meus mais sinceros agradecimentos a várias instituições e pessoas que contribuíram direta ou indiretamente para a realização deste trabalho.

Ao instituto de Geociências da Universidade de Brasília pelo apoio técnico e logístico.

Ao professor Raul Minas Kuyumjian, pela orientação, ajuda, disponibilidade, sugestões e discussões nas diversas etapas deste trabalho, e por outros fatores que o tornam sem dúvida um orientador e amigo exemplar.

Ao professor Paulo Meneses, pela ajuda, paciência e acompanhamento nas etapas mais difíceis deste trabalho, no qual demonstrou ser mais do que um professor, um amigo.

A CAPES pela bolsa de estudos.

À empresa Southern Perú Copper Corporation, pelo apoio na geoquímica das amostras.

Aos professores Edi Guimarães, Silvia Araújo, Nilson Botelho, César Filho, Paulo Tarso, Carlos Gaspar, Márcia Abrahão, Steffen Haggeman, pelas discussões e fornecimento de material para melhorar a dissertação.

Aos funcionários do Instituto de Geociências, Valdeci, Francisca, Bubu, Maristela, Tião, Abel, Rogério, por estarem sempre dispostos a me ajudar. A meus colegas e amigos da pós-Graduação, Miriela, Luciana, Ana Maria, Andréa Sandrine, Márcia, Gloria, Carlos, João, Saulo, Marcos; assim como para o um bom amigo e bom geólogo Lucas Barros de quem aprendi muito.

Aos meus chefes e amigos Edgard Corrales e Ramón Hip, que sempre deram uma forcinha quando o caminho ficava difícil, assim como para meus grandes amigos Holmy, Mauricio e Lucho da Universidad Nacional de San Agustín.

Ao pessoal dos laboratórios de Processamento, Laminação, Microscopia, Microsonda, Raios X, em especial para Sergio, Francisca, Adalgisa o e Onésio.

A todos meus amigos em geral por sua amizade, paciência e companheirismo, especialmente aos amigos que compartilharam as tristezas e alegrias no transcurso de minha vida.

Ao senhor Carlos Rendón e esposa, por seu apoio, compreensão e amizade.

A minhas irmãs Lucia y Mary Carmen, por todo o carinho, incentivo e por acreditarem em mim, obrigada por entenderem-me nos meus piores momentos e estarem sempre ao meu lado.

Por último e mais importante a meus pais Miriam Alvarez e Willy Ártica, as pessoas mais importantes na minha vida, meus grandes incentivadores, pela dedicação e apoio ao longo da minha

vida, por me fornecer o melhor para poder alcançar meus sonhos, a eles meu maior agradecimento por me-dar uma vida cheia de brilho e felicidade.

SUMÁRIO

Agradecimentos.....	i
Sumário.....	iii
Lista de Figuras.....	v
Lista de Tabelas.....	v
Resumo.....	vi
Abstract.....	vii
CAPÍTULO 1 – CONSIDERAÇÕES GERAIS	1
1. INTRODUÇÃO	2
2. GEOLOGIA	3
2.1. Geologia Regional	5
2.2. Geologia Local.....	5
2.2.1. Estratigrafia.....	5
2.2.2. Estrutural.....	5
2.2.3. Metamorfismo	6
2.2.4. Geocronologia e Evolução Tectônica	9
2.2.5. Depósitos e Ocorrências de Ouro	9
2.3. Depósitos de ouro do tipo <i>Orogenic Lode Gold</i>	11
2.3.1. Geologia dos Terrenos Hospedeiros	11
2.3.2. Mineralogia dos Depósitos.....	12
2.3.3. Alteração Hidrotermal.....	13
2.3.4. Fluidos Mineralizantes.....	15
2.3.5. Estruturas	15
2.3.6. Tempo da Mineralização	16
3. TÉCNICAS ANALÍTICAS E DE PROSPECÇÃO INDIRETA, BASE DE DADOS, PROGRAMAS E METODOLOGIA DE TRABALHO	16
3.1. Técnicas Analíticas	16
3.1.1. Difratometria de Raios – X	16
3.1.2. Microsonda Eletrônica	17
3.2. Técnicas de Prospecção Indireta	18
3.2.1. Espectroradiometria de Refletância	18
3.2.2. Espectroradiômetro PIMA SP.....	19
3.2.3. Imagens do Sensor ASTER-TERRA	21
3.2.3.1. Embasamento Teórico	22
3.2.3.2. Feições de Absorção de Minerais de Alteração	23
3.2.3.2.1. Íon Hidroxila	23
3.2.3.2.2. Carbonato, Borato e Fosfato	23
3.2.3.2.3. Óxidos de Ferro	24
3.2.4. Processamento espectral de imagem	24
3.2.4.1. Método SAM	24
3.2.4.2. Ajuste de Feições Espectrais.....	25
3.2.4.3. Índice de Vegetação por Diferença Normalizada.....	25
3.2.4.4. Interferências Atmosféricas e Correções.....	26
3.2.4.5. Determinação de Membros Finais – Classificação da Imagem	27
3.2.4.5.1. Simplex.....	27
3.2.4.5.2. Índice de Pureza do Pixel.....	28
3.2.4.5.3. Membros Finais Virtuais.....	28
3.2.4.5.4. Remoção do Continuo pelo <i>SPline</i> cúbico	29

3.2.4.6.	Interpretação dos Dados	30
3.2.4.6.1.	Rochas Graníticas	30
3.2.4.6.2.	Rochas Metamórficas	30
3.2.4.7.	Análise e Discussão dos Resultados	30
3.2.4.8.	Base de Dados.....	31
4.	PROGRAMAS COMPUTACIONAIS UTILIZADOS.....	31
5.	ETAPAS E METODOLOGIA DE TRABALHO	31
5.1.	Pesquisa Bibliográfica	31
5.2.	Trabalhos no Campo	31
5.3.	Pré-processamento e Processamento	31
REFERÊNCIAS	34
CAPÍTULO 2 – ARTIGO PARA PUBLICAÇÃO	37
MINERALIZAÇÕES DE OURO DO TERRENO ALMAS-DIANÓPOLIS, TO:		
GUIAS DE EXPLORAÇÃO MINERAL	38
RESUMO	38
ABSTRACT	39
INTRODUÇÃO	40
1.	OCORRÊNCIAS E DEPÓSITOS DE OURO NO TERRENO ALMAS DIANOPOLIS.....	44
1.1.	Mineralizações em granitóides	46
1.2.	Mineralizações em anfíbolitos	46
1.3.	Mineralizações em formação ferrífera bandada	47
2.	COMPOSIÇÃO QUÍMICA DA PIRITA E DO OURO	48
3.	INTERPRETAÇÃO DE IMAGENS DO SENSOR ASTER APLICADA À PROSPECÇÃO DE OURO NO TERRENO ALMAS DIANÓPOLIS.....	49
3.1.	Metodologia de trabalho	50
3.2.	Processamento digital de imagens	52
3.2.1.	Composição colorida	52
3.2.2.	Transformação IHS-EDICROM-R	52
3.2.3.	Filtragem direcionais	55
3.3.	Fotointerpretação	56
3.4.	Resultados	58
3.4.1.	Aplicações para o mapeamento geológico	58
3.4.1.1.	Zonas homólogas da rede de drenagem	58
3.4.1.2.	Quebras de relevo	60
3.4.1.3.	Lineamentos fotogeológicos	61
3.4.1.4.	Aplicações em prospecção mineral	61
4.	DISCUSSÕES E CONCLUSÕES	62
Agradecimentos	64
REFERÊNCIAS	65

ANEXOS

Resultados de análises por difratometria de raios – X
 Resultados de análises de sulfeto por microsonda eletrônica
 Resultados de análises de ouro por microsonda eletrônica
 Fotomicrografia de ouro em seção delgada

FIGURAS

CAPÍTULO I

1. Mapa geológico simplificado do Brasil central	4
2. Esboços (A) geológico e (B) estrutural da porção norte do Terreno Almas-Dianópolis.....	7
3. Esboço estrutural da porção sul do Terreno Almas-Dianópolis.....	8
4. Mapa geológico e principais minas e ocorrências do Terreno Almas-Dianópolis.....	10
5. Profundidade de depósitos do tipo <i>Orogenic Gold</i>	11
6. Posicionamento tectônico de depósitos do tipo <i>orogenic gold</i>	12
7. Alteração hidrotermal em <i>Orogenic Gold Deposit</i>	13
8. Exemplo de zonas de alteração hidrotermal em <i>orogenic gold deposit</i>	15
9. Diagrama apresentando a relação entre GIS e o suporte dos programas	33

CAPÍTULO 2

1. Mapa geológico simplificado do Brasil central	43
2. Mapa geológico e principais minas e ocorrências do Terreno Almas-Dianópolis	45
3. Fluxograma esquemático dos processamentos envolvidos na pesquisa	51
4. Carta imagem da área de estudo	53
5. Imagem EDICRON-R da área de estudo	54
6. Imagem da filtragem direcional de 5°.....	55
7. Imagem da filtragem direcional de 15°.....	56
8. Imagem da filtragem direcional de 345°.....	57
9. Rede de drenagem compartimentada nas respectivas zonas homólogas	59
10. Quebras positivas e negativas de relevo	61
11. Mapa de lineamentos classificados em falhas ou fraturas de acordo com a extensão	62

TABELAS

CAPÍTULO I

1. Minerais de alteração hidrotermal diagnósticos de grau metamórfico.....	15
2. Característica do espectroradiômetro PIMA SP.....	20
3. Exemplos de potenciais aplicações de sensoriamento remoto na prospecção mineral.....	20
4. Minerais capazes de serem identificados cm base em resposta espectral na faixa do SWIR..	21
5. Características principais do sensor ASTER.....	22

CAPÍTULO 2

1. Principais características das ocorrências e depósitos de ouro do Terreno Almas-Dianópolis.....	49
2. Principais características do sub-sistemas e bandas do ASTER –TERRA	50
3. Guias de exploração mineral para ouro no Terreno Almas-Dianópolis.....	64

RESUMO

As ocorrências e depósitos de ouro do Terreno Almas Dianópolis, evidenciados primeiramente por meio de prospecção de reconhecimento em sedimentos de drenagem, são hospedados por faixas de *greenstone* controladas por zonas de cisalhamento N35°-50°W, N40°-60°E e NS. O controle das ocorrências/depósitos de ouro no TAD é exercido por dois fatores: estrutural, ou seja, fraturas subsidiárias e/ou fechamento de dobras no âmbito das intersecções das faixas de *greenstone*, ou zonas de cisalhamento, e química, exercido por anfíbolito e formação ferrífera bandada que, ao interagirem com fluido hidrotermal provocam variações no pH e estado de oxidação do mesmo e conseqüentemente diminuição da solubilidade e precipitação do ouro. O ouro ocorre em veios de quartzo bordejados por zonas de albitização, argilização e sericitização quando encaixados em rochas graníticas; carbonatização, cloritização, sericitização e, subordinadamente biotitização e turmalinização em anfíbolito; e carbonatização, sulfetação, cloritização, biotitização e turmalinização em formação ferrífera bandada. A presença de clorita, sericita, carbonato e sulfetos em praticamente todas as assembléias de minerais produtos da alteração hidrotermal associada aos veios de quartzo mineralizados sugere percolação de solução aquosa e carbônica e que enxofre foi importante para o transporte, na forma de tiocomplexo, e deposição do ouro. As variações da composição química da pirita e do ouro nas ocorrências Tapuios, Gerseu/Igrejinha e Santo Elias decorrem provavelmente da interação do fluido mineralizante com diferentes tipos de rocha encaixante do veio, ou seja, anfíbolito, formação ferrífera bandada e biotita granito, respectivamente. Contexto geotectônico de arco de ilha com intenso magmatismo do tipo TTG durante sua evolução, ouro em veios de quartzo localizados em intersecção de falhas ou controlados por fraturas subsidiárias em zonas de cisalhamento, minerais de alteração hidrotermal típicos da fácies xisto verde, predominância de sulfetos de ferro (pirita e pirrotita) e ordem de grandeza dos valores da razão Au/Ag em grãos de ouro, são compatíveis com depósitos do tipo *orogenic lode gold*. Estes dados, adicionados daqueles de geocronologia e de isotópicos de Pb-Pb, C e O para o depósito Córrego Paiol apontam para um modelo genético em que as mineralizações do TAD teriam se originado por um evento metalogenético associado à Orogênese Transamazônica na Faixa Brasília, com remobilização no Brasiliano ou, o que parece ser mais provável aos autores do presente trabalho, originadas no Neoproterozóico, durante a Orogênese Brasileira na borda oeste do Craton São Francisco.

ABSTRACT

The distribution of the main gold occurrences and deposits of the Almas-Dianópolis Terrain (TAD), firstly evinced by recognition prospecting in drainage sediments, is controlled by N35°-50°W/N40°-60°E shear zones and, less frequently, by NS-shear zones. Gold essentially occurs in quartz veins bordered by albitic, argilic and sericitic alterations associated with granitic host rock, and carbonate, chloritic, sericitic and subduced biotitic and tourmalinitic alterations in banded iron formation. The geotectonic environment is that of an island arc bearing an intense TTG-type magmatism during its evolution, generating gold in local quartz veins of fault intersections or controlled by ancillary fractures in shear zones. The predominance of greenschist facies hydrothermal alteration minerals and of iron sulphide (pyrite and pyrrhotite), the magnitude of the Au/Ag ration in gold grains, are compatible with *orogenic lode gold* type deposits. TAD mineralizations have been probably formed during a metallogenetic event associated with Transamazonian Orogeny in the Brasilia Belt, with Brasiliano remobilization. More probably, though, mineralizations have been originated in Neoproterozoic in the western border of the São Francisco craton, during the evolution of the Brasiliano Orogeny.

CAPÍTULO 1

CONSIDERAÇÕES GERAIS

1. INTRODUÇÃO

O terreno Almas-Dianópolis (TAD) localiza-se na porção sudoeste do estado do Tocantins, compreendendo a região das cidades de Almas, Dianópolis e Conceição do Tocantins (Figura 1). O acesso a partir de Brasília é feito pela GO-118 até Campos Belos (GO), em seguida pela TO-050 até Natividade (TO) e depois pela TO-280 até Almas e Dianópolis. O TAD é constituído essencialmente de faixas de *greenstone* e complexos granito-gnáissicos na forma de batólitos multiplutônicos com composição química característica de arco de ilha. Trabalhos de mapeamento geológico no TAD foram desenvolvidos por Costa *et al.* (1976), Correa Filho & Sá 1980, Padilha (1984), Costa (1984), Gorayeb *et al.* (1988), Borges (1993) e Cruz (1993). As principais características dos depósitos e ocorrências de ouro presentes na área foram descritas por Cruz & Kuyumjian (1998,1999), Ferrari & Choudhuri (2000, 2004) e Cruz (2001). A presente Dissertação tem como objetivo analisar diferentes técnicas de prospecção indirecta e definir guias de exploração mineral no TAD. Ela compreende além dos agradecimentos, resumo, *abstract* e índice, a Dissertação compreende três capítulos. O primeiro capítulo apresenta uma síntese da geologia e das ocorrências e depósitos de ouro do TAD e uma síntese do estágio de conhecimento sobre *orogenic gold deposits*. São discutidos os aspectos teóricos principais sobre as técnicas analíticas e sensoriamento remoto utilizados, bem considerações sobre base de dados, programas e metodologia de trabalho. O segundo capítulo apresenta um artigo completo para publicação, produto da presente pesquisa. O terceiro capítulo inclui anexos, tais como resultados de análises e gráficos.

O estudo teve como objetivo

- Propiciar a mestrandia aprimorar seus conhecimentos sobre técnicas laboratoriais e de prospecção indirecta;
- Evidenciar o controle geológico das ocorrências de ouro dos garimpos Santo Elias, Tapuios e Gerseu/Igrejinha;
- Definir as assembléias minerais das alterações hidrotermais associadas às ocorrências de ouro estudadas;
- Determinar as características geológicas em amostras de rochas e em imagem que possam propiciar correspondência entre feições lineares e ocorrências e depósitos no TAD;
- Analisar imagens de sensoriamento remoto para detectar feições estruturais que possam ser de interesse prospectivo para depósitos de ouro e
- Estabelecer guias de exploração mineral para ouro no TAD.

2. GEOLOGIA

2.1 Geologia Regional

A Província Estrutural Tocantins situa-se a oeste do Craton São Francisco e a leste do Craton Amazônico, limitada a sudoeste e nordeste pelas bacias paleozóicas do Paraná e Parnaíba, respectivamente. Fuck *et al.* (1994) dividiram a Província Estrutural Tocantins em quatro unidades geotectônicas: Faixas de Dobramentos Paraguai-Araguaia, Maciço de Goiás, Zona Externa e Zona Interna da Faixa Brasília (Fig. 1). Esta província foi afetada pela Orogênese Brasileira durante o Neoproterozóico até o início do Paleozóico (Pimentel *et al.* 1999), dando origem a zonas de cisalhamento hospedeiras de depósitos e ocorrências de ouro no Maciço de Goiás e na Faixa Brasília (Leonardos *et al.* 1991, Araújo Filho & Kuyumjian 1996). O Maciço de Goiás compreende terrenos granito-*greenstone* e granito-gnáissicos arqueanos a paleoproterozóicos, sendo limitado a oeste pelo Arco Magmático de Goiás, de idade neoproterozóica, e a leste pelas seqüências vulcano-sedimentares de Palmeirópolis, Coitizeiro e Juscelândia e os complexos máfico-ultramáficos associados (Cana Brava, Niquelândia e Barro Alto, respectivamente). O Arco Magmático de Goiás se estende desde a região de Sanclerlândia e Bom Jardim de Goiás, a sul, até Mara Rosa e Porangatú, a norte, constituído por seqüências vulcano-sedimentares neoproterozóicas e terrenos ortognáissicos com assinatura química e isotópica de arcos magmáticos oceânicos. A Zona Interna da Faixa Brasília inclui micaxistos do Grupo Araxá, na maioria derivados de sedimentos turbidíticos, com rochas sedimentares químicas e rochas vulcânicas subordinadas, além de intercalações tectônicas de *melanges* ofiolíticas e de fragmentos do embasamento. A Zona Externa é composta por terrenos granito-gnáissicos, seqüências vulcano-sedimentares e granitos estaníferos, parcialmente recoberta por rochas do Grupo Bambuí a leste e Bacia do Parnaíba a norte.

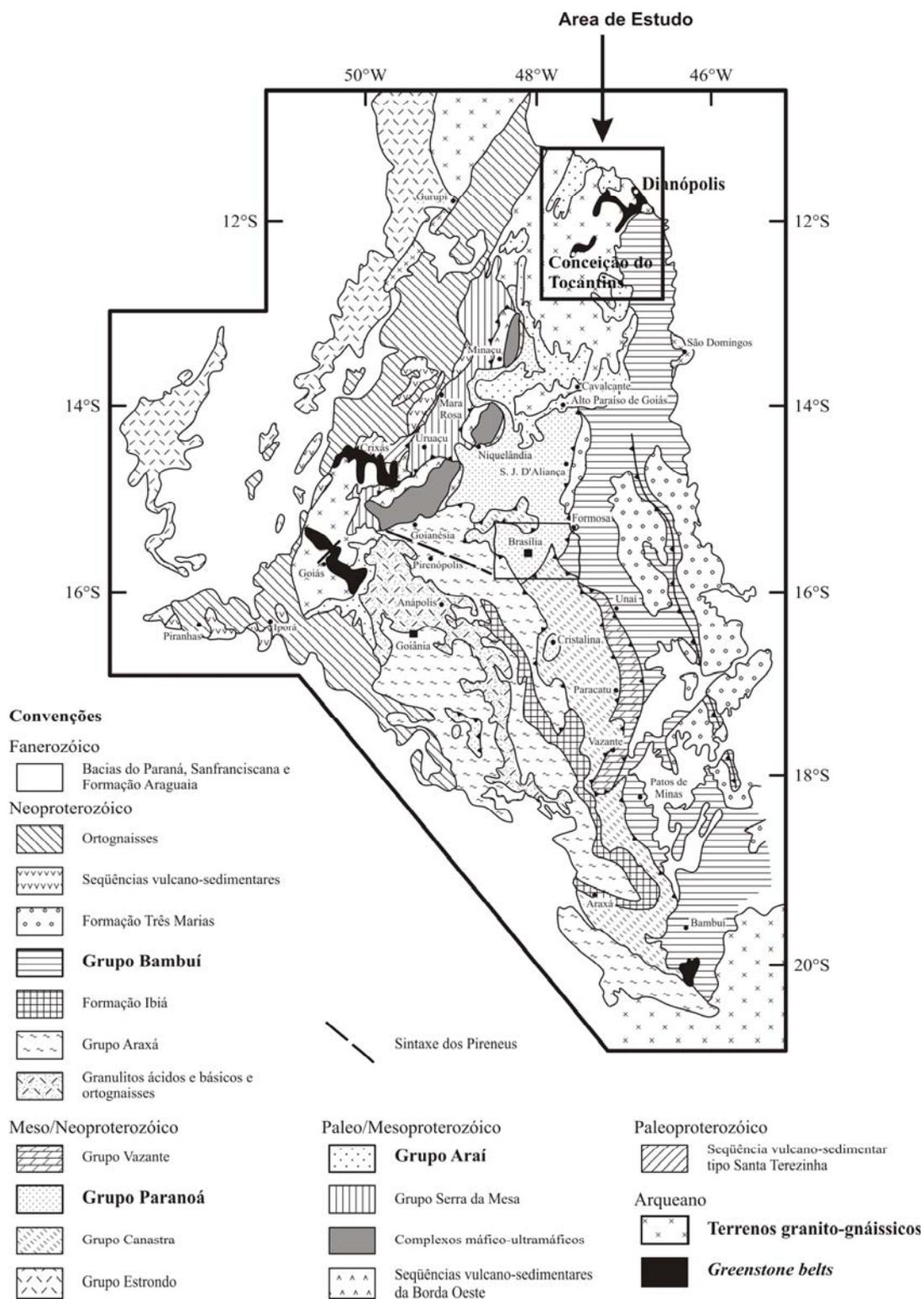


Figura 1 – Mapa geológico simplificado do Brasil central (Compilado de Fuck et al. 1994).

2.2 Geologia Local

2.2.1 ESTRATIGRAFIA

O Terreno Almas Dianópolis compreende essencialmente faixas de *greenstone* e complexos granito-gnáissicos (Fig. 4). A seqüência vulcano-sedimentar, denominada de Grupo Riachão do Ouro (Costa 1984), é composta na base pela Formação Córrego Paiol e no topo pela Formação Morro do Carneiro (Cruz & Kuyumjian 1998). A Formação Córrego Paiol é constituída de rochas vulcânicas máficas e raras ocorrências de rochas vulcânicas ultramáficas. As rochas vulcânicas máficas são divididas em um grupo dominante de metabasaltos de alto-Fe e outro de metabasaltos de alto-Mg (Cruz & Kuyumjian 1993a). A Formação Morro do Carneiro compreende uma seqüência monótona de filito sericítico com intercalações de formação ferrífera bandada, quartzito, *metachert*, conglomerado e metavulcânica félsica (Cruz & Kuyumjian 1998, Borges *et al.* 1998). Rochas gnáissico-migmatíticas, possível embasamento do Grupo Riachão do Ouro, são também descritas (Borges *et al.* 1991, Borges 1993, Borges *et al.* 1998). O TAD é parcialmente coberto por unidades metassedimentares proterozóicas pertencentes aos grupos Natividade e Bambuí (Correa Filho & Sá 1980).

Os complexos granito-gnáissicos são constituídos por plutons granitóides isotrópicos a fracamente foliados, agrupados em duas suítes (Cruz 1993): Suíte 1, compreendendo tonalito, trondhjemitó, granodiorito, quartzo-monzodiorito e quartzo-diorito ricos em anfibólio, e Suíte 2 compreendendo tonalito, trondhjemitó, granodiorito e monzogranito nos quais biotita é o principal mineral máfico. Xenólitos dos anfibólitos granitóides da Suíte 1 são encontrados nos granitóides da Suíte 2. O Complexo Ribeirão das Areais (CRA) foi diferenciado da Suíte 2 por ser mais antigo que os outros plutons incluídos na Suíte 1. Segundo Cruz & Kuyumjian (1998) tais complexos representam batólitos multiplutônicos, constituídos de vários corpos granitóides. Dados isotópicos Rb-Sr e K-Ar disponíveis indicam idade arqueana a paleoproterozóica para as rochas granito-gnáissicas com rejuvenescimento isotópico parcial durante o Ciclo Brasileiro (Hasui *et al.* 1980, Tassinari *et al.* 1981).

2.2.2 ESTRUTURAL

A feição estrutural mais notável no TAD é a distribuição das faixas de *greenstone* e dos complexos granito-gnáissicos (Fig. 2). Costa *et al.* (1976) foram os primeiros a reconhecer a distribuição em forma de Y das faixas, principalmente lineares, na direção NS com ramificações para NE e NW. Apresentam também contatos curvos contornando os complexos granito-gnáissicos (Cruz & Kuyumjian 1998). Os complexos tem geometria parcialmente obliterada por zonas de

cisalhamento direcionais que truncam os contatos geológicos e afetam as coberturas de rochas metassedimentares dos grupos Natividade (Gorayeb *et al.* 1988), Paranoá e Arai (Fonseca & Dardenne 1993, Fonseca 1996). Segundo Cruz & Kuyumjian (1998), as estruturas mais antigas, geradas no evento Dn apresentam, nos *greenstones*, uma xistosidade subvertical com feições locais de cisalhamento, que tende a ser paralela ao contato entre os *greenstones* e os complexos granito-gnáissicos, dobras verticais apertadas e lineação mineral subhorizontal. Apófises de granitóides dos complexos granito-gnáissicos são intrusivas ao longo dos planos de xistosidade Sn. As estruturas mais jovens incluem zonas de cisalhamento direcionais Dn+1 com movimentação destal de direção principal N20°-30°E e direções subsidiárias N0°-10°E e N10°-20°W. Essas zonas de cisalhamento Dn+1 têm sido consideradas como relacionadas à evolução do TAD (Borges *et al.* 1991, Cruz 1993, Borges 1993). Zonas de cisalhamento Dn+1 não foram observadas nas rochas dos grupos Bambuí e Natividade da região (Cruz 1993). Duas outras direções de zonas de cisalhamento são observadas: N35°-50°W com movimentação sinistral e N40°-65°E com movimentação destal, formando um par conjugado resultante de compressão E-W. Borges *et al.* (1991) propuseram que a primeira destas zonas de cisalhamento pertence ao mesmo sistema de direção N20°-30°E, enquanto Cruz (1993) propôs que as mesmas pertencem a um sistema mais recente. A descrição de falhas de geometria e cinemática semelhantes afetando as unidades metassedimentares da cobertura da zona externa da Faixa Brasília (Gorayeb *et al.* 1988, Fonseca & Dardenne 1993, Fonseca 1996) justifica considerar a segunda hipótese como a mais provável. Levantamentos estruturais são escassos na região de Conceição do Tocantins, em parte devido à carência de afloramentos. Os *greenstones* estão dispostos nas direções N10-35°E, N45°W e NS (Fig. 3). A sul de Conceição do Norte, o sistema de falhamentos Arraias-Campos Belos justapõe rochas granito-gnáissicas sobre o Grupo Arai por meio de falhas inversas sinistrais de direção NW e rejeito lateral-obliquo (Fonseca 1996). Essas estruturas corroboram a presença de prováveis estruturas brasileiras na porção sul do terreno. Kuyumjian & Araújo Filho (2006) sugerem que a origem das junções triplícies em Y deve-se, inicialmente, às formas dos domos, alojados como corpos elípticos alongados e de superfícies de áreas aproximadamente iguais, formando zonas de cisalhamento que ocorrem com ângulos de 50°-60°.

2.2.3 METAMORFISMO

Cruz & Kuyumjian (1998) apresentam dados sobre o metamorfismo no TAD em função da variação da composição de anfibólio, reconhecendo dois eventos metamórficos: M1, relacionado ao evento Dn, restrito aos *greenstones*, e M2, relacionado às zonas de cisalhamento Dn+1 e que afeta todas as unidades do TAD. As paragêneses metamórficas regionais M1 variam da fácies anfíbolito à fácies xisto verde, sendo que a principal paragênese regional nos metabasaltos é anfibólio +

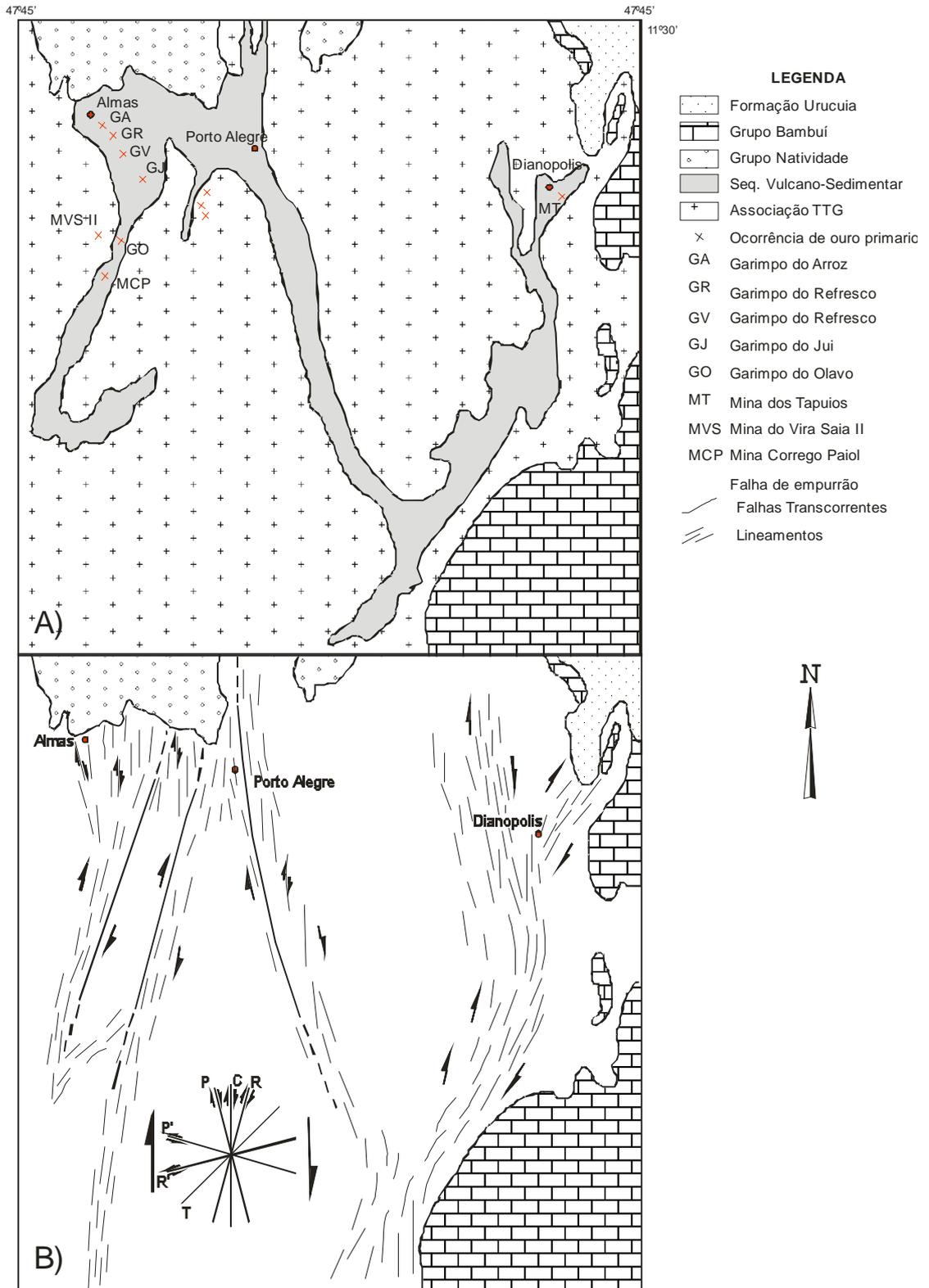


Figura 2 –Esboços (A) geológico e (B) estrutural da porção norte do TAD. (Padilla 1984)

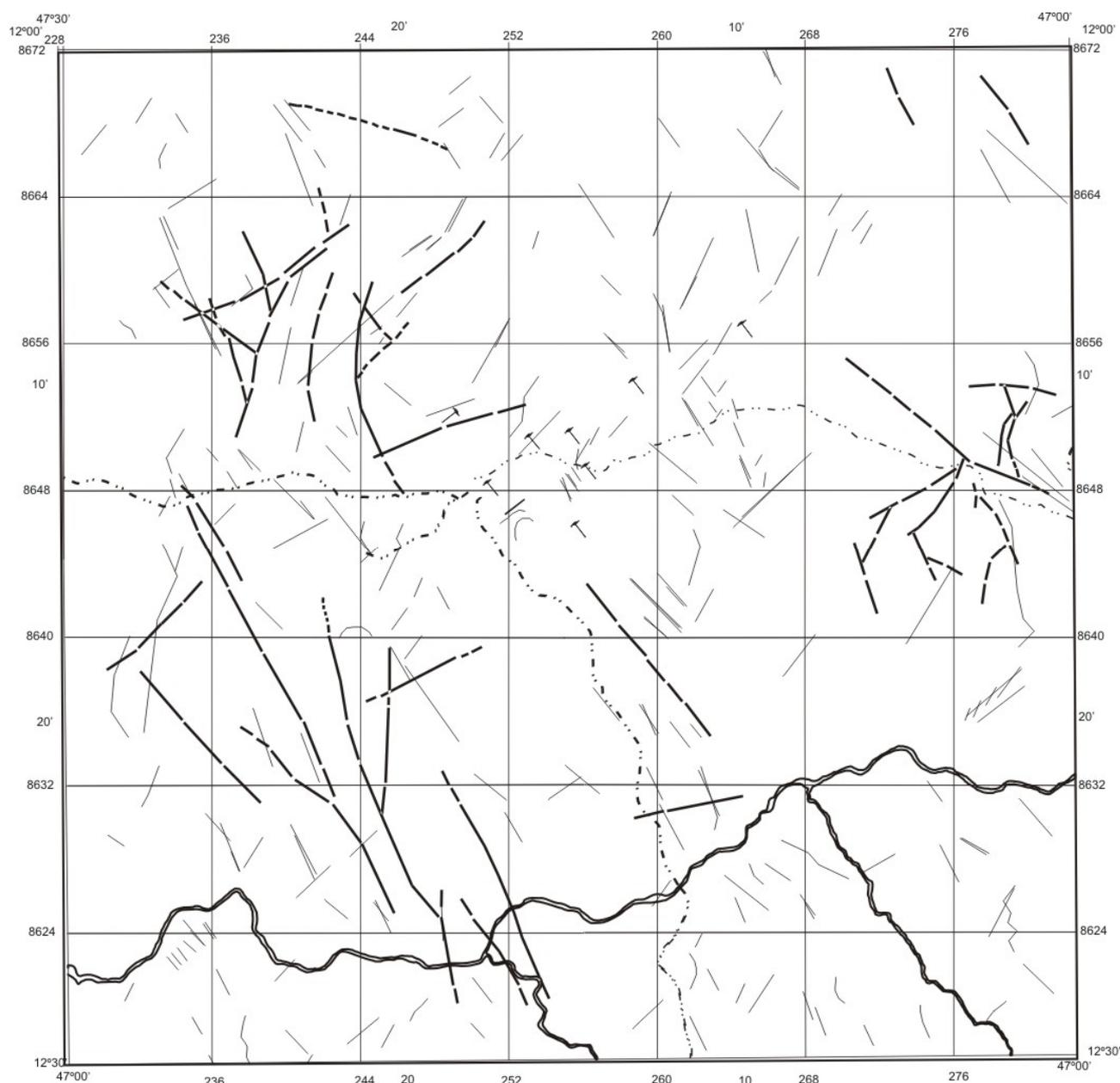


Figura 3 – Esboço estrutural da porção sul do TAD

plagioclásio \pm clorita \pm epidoto. A paragênese M2 é composta de anfibólio + albita + epidoto \pm mica branca \pm clorita, presente nos *greenstones*, complexos granito-gnássicos e intrusões básico-ultrabásicas. A composição do anfibólio das paragêneses M1 varia de actinolita férrica a hornblenda tshermakítica, enquanto que o plagioclásio varia de albita (An-9) a andesina (An 41-48). Segundo Cruz & Kuyumjian (1998), a mudança de composição do anfibólio foi controlada pelos vetores de troca tshermackita e edenita, dominantes nos terrenos metamórficos de alta razão T/P, ou seja, séries metamórficas de baixa pressão. Cálculos de pressão e temperatura efetuados utilizando o

banco de dados termodinâmicos THERMOCAL forneceram temperaturas de 576 ± 46 e $632 \pm 60^\circ\text{C}$ e pressões de $3,9 \pm 2$ e $4,4 \pm 2,3$ kbars, respectivamente (Cruz & Kuyumjian 1998). Os cálculos efetuados em paragêneses M2 forneceram um intervalo mais restrito de pressão e temperatura, entre 485 ± 18 e $539 \pm 65^\circ\text{C}$ e $4,0 \pm 0,2$ e $4,4 \pm 0,5$ kbars, respectivamente, indicando condições metamórficas da fácies epidoto-anfibolito. A presença de apófises de granitóides ao longo dos planos S_n sugere que as variações laterais de fácies durante o M1 e o regime metamórfico de alta razão T/P possam ser consequência da intrusão dos corpos granitóides durante o evento D_n (Cruz & Kuyumjian 1998).

2.2.4 GEOCRONOLOGIA E EVOLUÇÃO TECTÔNICA

Segundo Cruz (1993), a intrusão dos granitóides na Formação Córrego Paiol ocorreu entre 2,45 e 2,20 Ga, sendo esta considerada como idade mínima das rochas metavulcânicas do *greenstone*. O mesmo autor relata idades TDM de cerca de 2,26 Ga para formação ferrífera bandada da Formação Morro do Carneiro. Cruz e Kuyumjian (1998) propõem a seguinte seqüência de eventos para a evolução geotectônica do TAD:

- 1) deposição do *greenstone*, iniciada pelos derrames basálticos;
- 2) verticalização do acamamento e dos contatos geológicos e formação das dobras F_n e da xistosidade S_n no evento D_n ;
- 3) intrusão sincrônica a tardia a D_n dos granitóides de ambiente de arco tipo TTG;
- 4) desenvolvimento das zonas de cisalhamento direcional da fase D_{n+1} afetando granitóides e *greenstone*.

2.2.5 DEPÓSITOS E OCORRÊNCIAS DE OURO

Sempre associadas às zonas de cisalhamento D_{n+1} , as mineralizações estão hospedadas essencialmente em granitos gnáissicos dos complexos e formação ferrífera bandada e anfibolito do *greenstone* (Cruz & Kuyumjian 1999) (Fig. 4). Em todas as ocorrências, o ouro é hospedado por segregações e/ou veios de quartzo bordejados por zonas de alteração hidrotermal, principalmente sericitização e argilização em granito gnáissico, cloritização, sericitização e carbonatização em anfibolito e carbonatização, sulfetação e turmalinização em formação ferrífera bandada. Os principais depósitos são Vira-Saia, em granito gnaisse (Cruz & Kuyumjian 1999) e Córrego Paiol, em anfibolito (Cruz 2001, Ferrari & Choudhuri 2004).

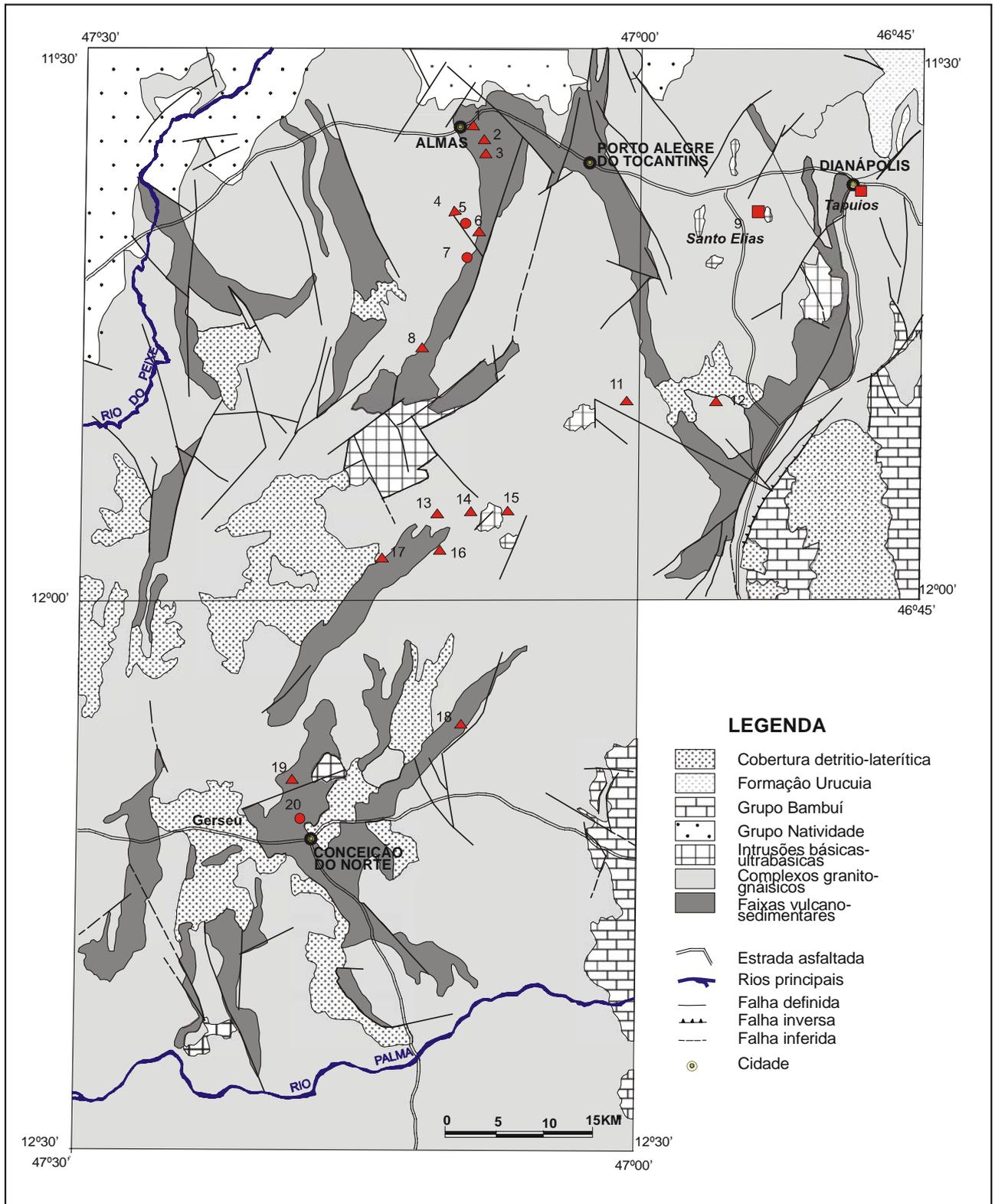


Figura 4: Mapa geológico e principais minas e ocorrências do Terreno Almas Dianópolis. 1) Garimpo do Arroz, 2) Garimpo do Refresco, 3) Garimpo do Vieira, 4) Garimpo Vira-Saia I, 5) Depósito Vira-Saia II, 6) Garimpo do Olavo, 7) Mina Córrego Paiol, 8) Garimpo do Urubu, 9) Mina Sto Elias, 10) Mina dos Tapuios, 11) Garimpo Lagartixa, 12) Mina Terra Vermelha, 13) Fazenda Cural Queimado, 14) Fazenda Santaninha, 15) Fazenda Santaninha, 16) Fazenda Misericórdia, 17) Fazenda Poço de Ouro, 18) Garimpo São Felipe, 19) Garimpo Furtuosa, 20) Garimpo do Gerseú e 21) Garimpo Cajazeira. (Cruz & Kuyumjian 1999)

2.3. Depósitos de ouro do tipo *Orogenic Gold Deposits*

Numa revisão recente, *Groves et al. (1998)* sugerem que os depósitos *lode gold*, conhecidos pelas denominações *mesothermal*, *turbidite-hosted*, *slate-belt hosted*, *greenstone hosted*, *mother lode-type* ou *only-gold deposits*, constituem um grupo de depósitos de ouro com origem comum. Foi sugerido o termo de *orogenic gold deposit* para esse tipo de depósito, formado durante processo deformacional compressivo a transpressivo nas margens de placas convergentes em orogenias acrecionais ou colisionais. Neste tipo de depósito a deposição de ouro ocorre desde 15-20 km de profundidade até um ambiente mais superficial, onde o antimônio pode estar presente em quantidades e concentrações economicamente exploráveis. As figuras 5 e 6 sumarizam profundidade e posicionamento tectônico de ocorrências destes depósitos em comparação com outros tipos de depósitos de ouro e evidenciam que os do tipo orogênico podem ocorrer no mesmo evento orogênico que os do tipo pórfiro, epitermais e Volcanogenic Massive Sulfide.

2.3.1 GEOLOGIA DOS TERRENOS HOSPEDEIROS

Os *orogenic gold deposits* associam-se a terrenos metamórficos deformados de diferentes idades. Observações de diversos pesquisadores em diferentes depósitos no mundo, em terrenos desde *greenstone belts* arqueanos até terrenos metamórficos fanerozóicos mais recentemente

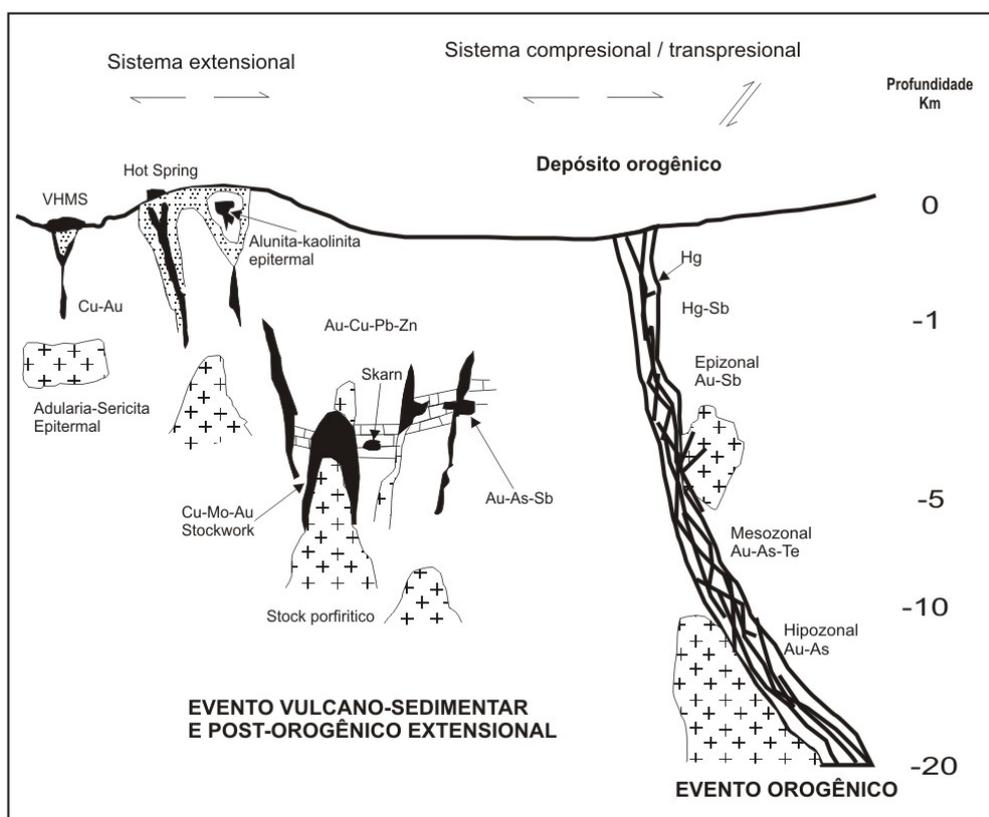


Figura 5 – Profundidade de depósitos do tipo *Orogenic Gold*. (*Groves et al. 1998*)

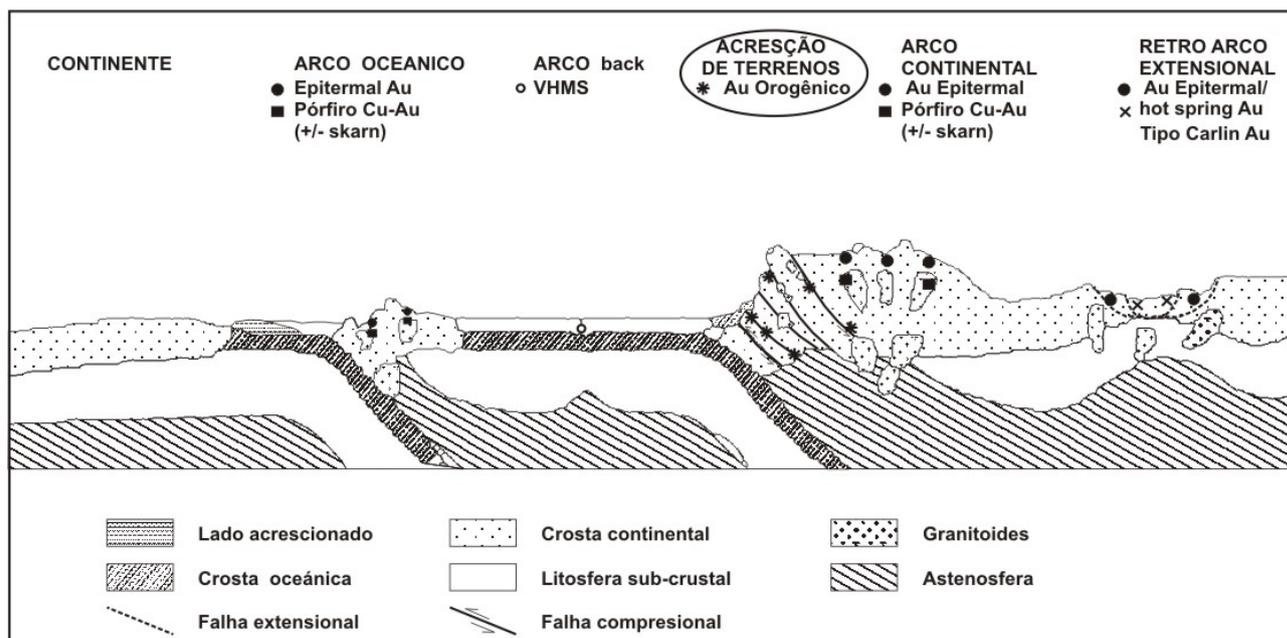


Figura 6 – Posicionamento tectônico de depósitos do tipo *Orogênico Gold* (Groves et al. 1998)

ativados, indicam forte associação do ouro com rochas da facies xisto verde (Kerrick & Cassidy 1994) ou a grau metamórfico mais baixo em contexto de domínios metamórficos de diferentes idades (Gebre-Mariam et al. 1995). Os depósitos orogênicos de ouro arqueanos são hospedados predominantemente em vulcânicas de terrenos vulcano-plutônicos de *back-arc*, enquanto que os hospedados por rochas metassedimentares são, geralmente de idades mais recentes.

2.3.2. MINERALOGIA DOS DEPÓSITOS

Os depósitos orogênicos de ouro são caracterizados pela predominância de sistemas de veios de quartzo, contendo sulfetos ($\leq 3-5\%$), principalmente sulfetos de Fe e minerais carbonáticos ($\leq 5-15\%$). Os veios podem conter albita, mica branca, clorita, schelita e turmalina nos domínios de facies xisto-verde; ou anfibólio, diopsídio, biotita/flogopita, turmalina e granada na facies anfibolito (Tab. 1). Os veios constituem um sistema contínuo com extensão de aproximadamente 1-2 km e pouca mudança na mineralogia ou intensidade da mineralização. As razões ouro/prata variam de 10, (mais freqüente), até 1 (menos comum) e a concentração de ouro, de 30 a 2-10 g/t. O ouro ocorre em veios de quartzo e/ou em sulfetos nas encaixantes. A arsenopirita é mais comum em rochas metassedimentares, enquanto que pirita e pirrotita (\pm arsenopirita) são mais típicos em rochas ígneas metamorfoseadas. Os veios de quartzo auríferos apresentam enriquecimento variável em As, B, Bi, Hg, Sb, Te, Se e W; Cu, Pb e Zn.

2.3.3 ALTERAÇÃO HIDROTERMAL

A alteração hidrotermal apresenta variação lateral mais acentuada que variação vertical no plano de mineralização (Fig. 7). A assembléia mineral hidrotermal e a intensidade da mineralização variam segundo o tipo de rocha encaixante e nível crustal da alteração. O halo hidrotermal pode-se estender lateralmente, desde poucos centímetros até 1-2 km. Em geral, há uma correlação positiva entre a dimensão do depósito e a extensão lateral da alteração hidrotermal, que tende ser menos extensa nas rochas hospedeiras de facies anfíbolito que na de facies xisto-verde. Muitas zonas hidrotermais apresentam evidência de incremento nas concentrações de CO_2 , S, K, H_2O e LILE (*Large Ion Lithophile Elements*), evidenciado pela presença de calcita, dolomita, ankerita, pirita, clorita, sericita e furchita na facies xisto-verde, e calcita, pirrotita, anfíbólios de Ca, diopsídio, grossulária, biotita e feldspato em graus metamórficos altos. Sulfetação é geralmente mais intensa em formações ferríferas bandadas e a carbonatação é dominante em rochas encaixantes máficas e ultramáficas. Enriquecimento significativo de SiO_2 nas zonas mineralizadas é evidenciado pela presença de grandes quantidades de veios quartzo. Não obstante, silicificação *sensu stricto*, ou seja, a adição de sílica na rocha encaixante e não só formação de veios de quartzo, não tem sido evidenciada de forma clara. Mais propriamente, SiO_2 liberado por reações de alteração é redepositado na rocha encaixante e/ou na forma de veios de quartzo, e em alguns casos parcialmente removida da parte mineralizada.

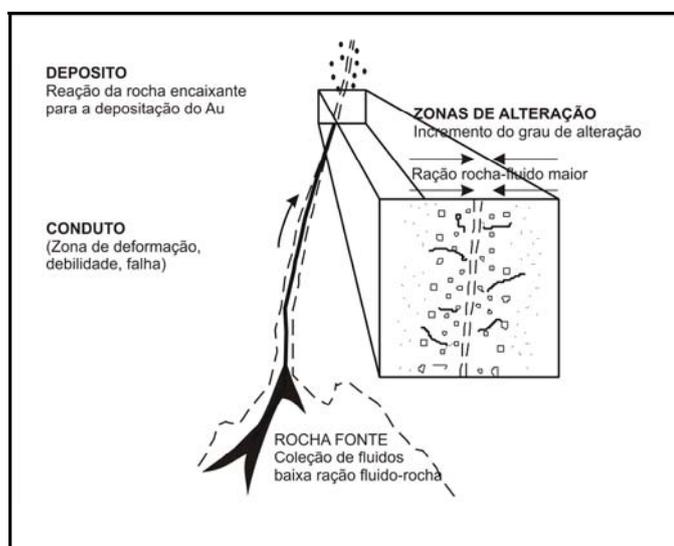


Figura 7 – Alteração hidrotermal em *Orogenic Gold Deposits*. (Ridley 1990)

Tabela 1 – Minerais de alteração hidrotermal diagnósticos de grau metamórfico. Dados: Clark *et al.* (1989). Ho *et al.* (1990b), Mueller e Groves (1991) e Cassidy (1992).

TEMPERATURA PROFUNDIDADE DO GRAU METAMÓRFICO	MÁFICAS	ULTRAMÁFICAS	GRANITÓIDES	BIF
225°-400°C < 1-3 kbar (< 5 a 10km) Xisto verde baixo - médio	ALBITA ANKERITA/dolomita Muscovita (+/- V- mica) Clorita Biotita Paragonita Clinozoisita Turmalina	Cr-muscovita MAGNESITA/dolomita Mg-clorita Mg-biotita Muscovita Tremolita	ALBITA MUSCOVITA CLORITA Ankerite/calcita Biotita Turmalina	ANKERITA/siderita CLORITA ALBITA Muscovita
375° - 550°C 2 - 4 kbar (7 a 14 km) Transição xisto verde-anfíbólico	ANFIBOLIO CÁLCICO BIOTITA Ca-PLAGIOCLASIO Calcita/Ankerita Clinozoisita/epidoto Clorita Feldspato potássico Titanita	TREMOLITA FLOGOPITA Mg-CLORITA Calcita/dolomita Ca-anfíbólico Talco	ANFIBOLIO CÁLCICO BIOTITA Ca-PLAGIOCLASIO Calcite Feldspato potássico Titanita Muscovita Epidoto/clinozoisita	Fe-ANFIBOLIO ANKERITA/calcita Clorita Feldspato Muscovita
525° - 700°C 3 - 5 kbar (10 a 18 km) anfíbólico-granulito	DIOPSÍDIO GRANADA (grandita) Ca-amfíbólico Biotita Calcita Plagioclásio cálcico Feldspato potássico Cordierita Clinozoisita Sillimanita/ Andalucita	DIOPSÍDIO OLIVINA (forsterita) Tremolita Flogopita Calcita Cordierita Granada (grandita) Antofilita Espinélio (hercinita)	DIOPSÍDIO (Act) HORNBLENDA Ca-plagioclásio Biotita Feldspato potássico Calcita Titanita Granada Cordierita Silimanita/	HEDEMBERGITA Fe-ANFIBOLIO Fe-granada Olivina (fayalita) Biotita Calcita/siderita

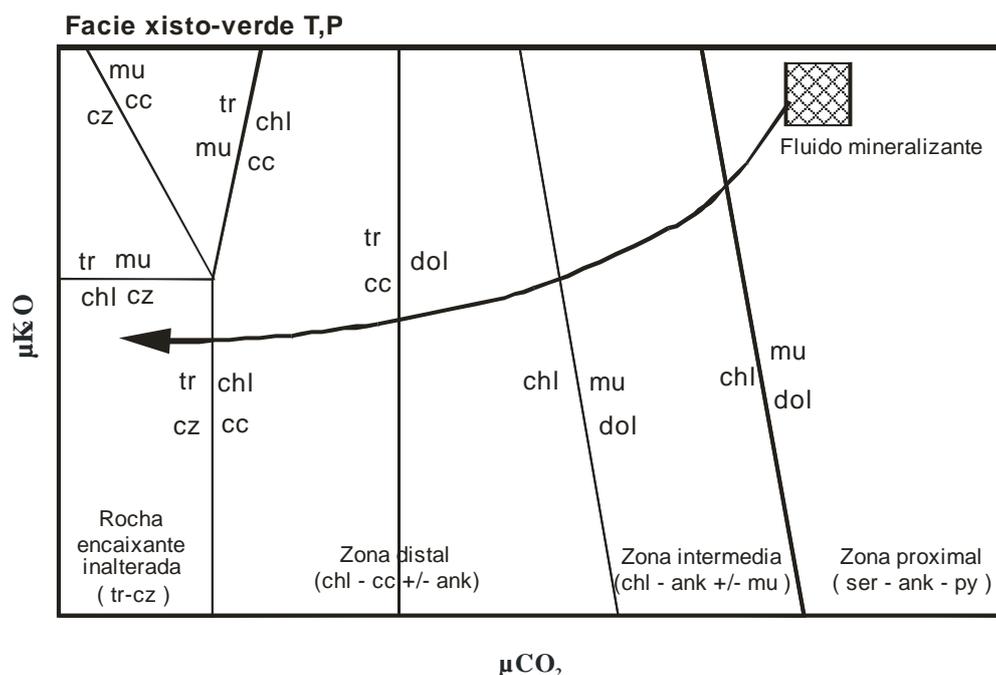


Figura esquemática mostrando a geração de halos de alteração do fluido mineralizador com uma rocha encaixante máfica, baixo condições de PT xistoverde (segundo E.J. Mikucki 1998).
 Abreviaturas: ank= ankerita, cc=calcita, chl= clorita, cz= clinozoicita, dol= dolomita, mu= muscovita,
 py= pirita, ser= sericita, tr=tremolita.

Figura 8 – Exemplo de zonas de alteração hidrotermal em *Orogenic Gold Deposits*.

2.3.4. FLUIDOS MINERALIZANTES

As assembléias de minerais hidrotermais e dados obtidos em inclusões fluidas indicam que o fluido responsável pela deposição deste tipo de depósitos são de baixa salinidade, fluidos $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2 \pm \text{CH}_4$ transportam o ouro na forma de complexo sulfatado reduzido, com concentrações de 5-25 mol porcentual de CO_2 e valores de $\delta^{18}\text{O}$ de 5-8 per mil em metavulcânicas e de 7-12 per mil em rochas metasedimentares.

2.3.5. ESTRUTURAS

Controle estrutural da mineralização é uma constante sendo que a maior parte dos depósitos está situada em estruturas de segunda e terceira ordens, localizadas nas proximidades de zonas deformacionais regionais, principalmente transcrustais.

A maioria das estruturas encaixantes é de natureza rúptil-dúctil e podem ser de diferentes estilos:

- Zonas de falhas rúpteis a dúcteis reversas de baixo a alto ângulo,
- Sequências de fraturas, sistemas de *stockworks* ou zonas de brechas em rochas competentes,
- Zonas de foliação com clivagem,
- Charneiras de dobras e falhas reversas associadas, em dobras fechadas.

2.3.6 TEMPO DA MINERALIZAÇÃO

As mineralizações de ouro estão geralmente relacionadas a eventos termais profundos, metamorfismo e posicionamento de granitóides que pós-data o pico de metamorfismo, em níveis estruturais altos, isto é, domínios da fácies xisto verde. Os depósitos são comumente tardios no ciclo deformacional, mas podem ser submetidos a deformações mais tardias. Dados geocronológicos consistentes posicionam estes depósitos entre 20-70 Ma após o vulcanismo das rochas vulcânicas hospedeiras, embora em seqüências sedimentares tais depósitos possam se formar após um longo intervalo de tempo posteriormnte à sedimentação.

3. TÉCNICAS ANALÍTICAS E DE PROSPECÇÃO INDIRETA, BASE DE DADOS, PROGRAMAS E METODOLOGIA DE TRABALHO

3.1 Técnicas Analíticas

3.1.1 DIFRATOMETRIA DE RAIOS-X:

Os raios X são ondas eletromagnéticas acompanhadas por um campo elétrico em flutuação periódica. Um elétron de um átomo, influenciado pelos raios X, é excitado pelo campo elétrico flutuante, tornando-se uma fonte de ondas eletromagnéticas de mesma freqüência e mesmo comprimento de onda que os raios X incidentes. Assim, o elétron dispersa o feixe incidente e as ondas dispersas pelos diversos elétrons do átomo combinam-se, podendo-se então afirmar que o átomo difrata a radiação X. A intensidade da dispersão depende do número de elétrons no átomo e varia com a direção quando um feixe de raios X atinge um conjunto de átomos (por exemplo, em uma estrutura cristalina). A combinação coerente das ondas dispersas é denominada difração. A difração de primeira ordem seria aquela com diferença de um comprimento de onda, ou seja, reunindo o primeiro conjunto de ondas com o segundo, com o terceiro, etc.. Se um feixe de raios X atingir um plano de átomos, estes difratam raios X em duas direções principais, as quais correspondem ao prolongamento do feixe incidente e à da reflexão pelo plano.

Argilo-minerais são bem caracterizados por meio de difratometria de raios-X, pois o difratograma reflete as características intrínsecas à cristalinidade dos argilominerais analisados. Por apresentarem orientação preferencial (001) é comum o uso de técnica para a identificação das argilas do grupo caulinita, esmectita, illita, clorita, vermiculita, sepiolita-(paligorskita). No caso dos grupos de argilominerais que apresentam propriedades expansivas a adição de água ou glicol e glicerina causa expansão dos espaços interlamelares como no caso das esmectitas que de 12 ou 14 Å passa a 17 Å de espaçamento pela adição de glicol. O aquecimento de argilominerais a temperaturas adequadas provoca modificações estruturais passíveis de detecção no difratograma de raios X, o que é de grande utilidade para fins de identificação do mineral. Isso se deve ao fato de

serem minerais hidratados, apresentando OH ou H₂O na estrutura. As esmectitas, quando aquecidas a 490⁰C perdem H₂O, diminuindo o espaçamento de 14 ou 12 Å para 10 Å. As illitas não sofrem modificações, enquanto caulinitas são destruídas por esse aquecimento, desaparecendo os picos de 7 e 3,5 Å. Pelo exposto, tem-se que difratogramas de amostras simplesmente orientadas (não-tratadas), glicoladas e calcinadas servem para identificar os diferentes grupos de argilo-minerais. A intensidade dos picos decresce com a diminuição da cristalinidade.

3.1.2 MICROSSONDA ELETRÔNICA

A Microsonda Eletrônica é uma técnica padrão em estudos mineralógicos e petrológicos. A combinação de análises pontuais com alta resolução espacial, limites de detecção razoavelmente baixos, simplicidade na preparação de amostras, além da automatização e comodidade de manipulação do equipamento levaram à utilização extensiva desse equipamento nas últimas décadas. As análises químicas utilizadas neste estudo foram realizadas em Microsonda Eletrônica CAMECA – SX 50, do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília, com modo de operação em WDS. O equipamento possui quatro espectrômetros, WDS, microscópio ótico com aumento de 400 X e campo de visão de 500 μ.

A ênfase nas análises foi dada às concentrações de prata e outros elementos em ouro e ouro em sulfetos, tendo as análises dos outros minerais o objetivo de somente caracterizá-los quimicamente. As condições analíticas para análises de ouro foram: voltagem de aceleração de 20 kv, corrente de 40 ηA e tempo de contagem de 30 segundos para Au, Cu, Ag, Fe, Pd, Te e Bi. Para sulfetos, foram analisados S, Fe, Cu, Zn, Pb, Sb, Bi, Ni, As, Cd, Co, Ag, W, Sn com uma voltagem de 20 kv, corrente de 40 ηA e tempo de contagem de 10 segundos por elemento. Para determinação dos limites de detecção médios do Au nos sulfetos e Ag em ouro foi utilizada a fórmula empregada por Kitajima (1998), a qual é fundamentada no fato de que a existência de um pico é estatisticamente assegurada quando a sua altura for igual ou superior a 3 vezes a raiz quadrada de leitura do *background*.

$$L.D. = 3[(t \cdot BK_{(análise)})^{1/2} \cdot X_{(padrão)}] / (PK-BK)_{(padrão)} \cdot A \cdot t$$

onde,

L.D. = limite de detecção, em %;

t= tempo de contagem, em segundos;

BK_(análise)= leitura do *background* na análise, em contagem por segundo;

X_(padrão)= concentração do elemento no padrão utilizado, em % peso;

(PK-BK)_(padrão)= leitura no pico (-) leitura no *background*, no padrão, em contagem por segundo,

por ηA ;

A= amperagem do feixe de elétrons, em ηA ;

Considerando-se $t= 30s$, $BK_{(análise)}= 84$, $X_{(padrão)}= 99.865\%$, $(PK-BK)_{(padrão)}= 164.20$, $A= 40 \eta A$, o limite de detecção médio calculado para as análises de Au em sulfeto foi de 763 ppm.

A determinação do limite de detecção de Ag em ouro foi feito utilizando-se os seguintes dados:

$t= 30s$, $BK_{(análise)}= 44$, $X_{(padrão)}= 1.446\%$, $(PK-BK)_{(padrão)}= 138.01$, $A= 40 \eta A$,

sendo que o limite de detecção médio calculado foi de 9516 ppm.

3.2 Técnicas de Prospecção Indireta

Com o objetivo de determinar novos alvos de mineralização foram utilizadas, na presente pesquisa, técnicas de prospecção indiretas que vem sendo empregadas com sucesso em programas de exploração mineral. O sensoriamento remoto e as medidas de espectrorradiometria de reflectância permitem uma investigação de grandes áreas com maior rapidez e operacionalidade a baixos custos. Apesar dos avanços obtidos nos estudos do comportamento espectral dos minerais, os sensores imageadores multiespectrais apresentam limitações no que diz respeito à identificação mineralógica mais acurada devido à resolução espectral limitada desse tipo de sensor, que restringe a identificação de algumas espécies minerais. Já o sensor ASTER (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer) pode ser considerado um sensor multiespectral melhorado quando comparado aos sensores multiespectrais como MSS, Thematic Mapper –Landsat (TM-Landsat) e SPOT, tendo no Shortwave Infrared (SWIR) entre 2000 e 2500 nm, a existência de cinco bandas que possibilitam reconstituir feições de absorção mineral permitindo que técnicas inicialmente desenvolvidas para análise de dados hiperespectrais possam ser utilizadas com as imagens do ASTER (Kruse et al. 1990). Desta forma, essas imagens podem ser usadas para a identificação de minerais existentes no terreno por meio do espectro do pixel. Deve-se considerar que nas condições tropicais a extração de informações referentes à composição das litologias e dos corpos de minério, é muitas vezes dificultada devido ao intenso processo intempérico das rochas e a presença de cobertura vegetal.

3.2.1 ESPECTRORADIOMETRIA DE REFLECTÂNCIA

A espectroradiometria de reflectância é uma técnica analítica utilizada por químicos e mineralogistas desde o início dos anos 1900. Os espectroradiômetros operam na região do Short Wave Infra Red (SWIR), sensível a vibrações moleculares, e também no Near Infra Red (NIR), onde se pode observar as variações de cores dos minerais/rochas e as variações do estado de

oxidação (ferro, cromo, etc.), embora nessa região do NIR, não haja uma relação direta com a composição do material. No SWIR, a espectroradiometria consiste em determinar as feições espectrais de absorção ao nível das vibrações moleculares, as quais podem ser divididas em vibrações de estiramento (distensão e contração da ligação química) e deformacionais (dobramento periódico da molécula). No SWIR essas vibrações são denominadas de *overtones* e *combination tones* (Hunt 1980). As mais comuns associações minerais que exibem esses tipos de vibração são os grupos CO_3^{2-} , BO_3^{2-} , PO_4^{3-} e OH^- , sendo desses o mais importante o grupo OH^- . A água apresenta duas feições típicas de absorção: uma próxima a 1400 nm e outra a 1900 nm. O aparecimento isolado da feição em 1400 nm indica a presença do grupo OH^- (Hunt 1977). Portanto, a posição e a forma da feição no espectro para cada mineral, são função das ligações moleculares. As variações da composição química de alguns minerais podem ser determinadas pelas características das feições espectrais.

Os espectroradiômetros do SWIR podem ser sensíveis às variações de cristalização dos minerais, mas podem não detectar variações primárias na estrutura molecular. Os comprimentos de onda curta do infravermelho não são adequados para a maioria dos silicatos anidros, além do que é difícil identificar minerais presentes em proporções inferiores a 5% do total da composição da amostra, a menos que a amostra seja uma simples mistura com quartzo e que o mineral seja altamente refletivo. Como regra geral, 10% ou mais de um mineral tem que estar presente na amostra para que seja possível sua identificação. Onde estão presentes minerais de baixa reflectância, seu reconhecimento requer a presença de 20% ou mais do mineral na amostra (carbonatos, cloritas, etc). A tabela 3 dá exemplo de alguns minerais hidrotermais potencialmente favoráveis para detecção com espectroradiometria em imagens de sensoriamento remoto.

3.2.2 ESPECTRORADIOMETRO PIMA SP (*PORTABLE LNFRARED MINERAL ANALYZER*)

O espectroradiômetro PIMA, modelo SP, marca Integrated Spectronics, versão 2.2, é um analisador espectral portátil, utilizado na identificação de minerais e solos. O PIMA trabalha no SWIR (de 1300-2500 nanômetros) e adquire dados em intervalos espectrais de 2 nm. As análises apresentam melhores resultados para os cátions do grupo da hidroxila, tais como os filossilicatos, hidrossilicatos, sulfatos, além de carbonatos. O instrumento não necessita de iluminação solar, pois utiliza uma fonte de iluminação interna. Para a calibração das medidas é utilizado um padrão de referência interno. A desvantagem do PIMA SP é seu campo espectral limitado ao SWIR o que dificulta a detecção dos diferentes estados de oxidação do Fe, responsáveis pelas principais feições de absorção no *Visible Near Infra Red* (VNIR).

Objetivando a caracterização de espectro no intervalo do SWIR, amostras inalteradas, pouco alteradas, muito alteradas ou intemperizadas foram submetidas a medições radiométricas. A aquisição de dados espectrais foi feita em laboratório, a partir das amostras de campo, gerando curvas espectrais de refletância que foram armazenadas como arquivos binários individuais.

Tabela 2 – Características do espectroradiômetro PIMA SP

ESPECIFICAÇÕES	
Intervalo de medição	1300-2500 nm
Resolução espectral	7-10 nm
Intervalo de amostragem	2 nm
Iluminação	Lâmpada interna
Calibração	<i>Standards</i> internos
Dimensões	27 x 17 x 12 cm
Sinal para ruído	Calibração normal - 2500:1 Integração Max – 11 500:1
Peso	3.4 kg com bateria 3.9 kg com computador palmtop
Duração da bateria	30-50 espectros
Tempo de medição	37 segundos no <i>Standard</i> o de 13 seg - 6 min
Resfriamento	Ventilação interna

Tabela 3. Exemplos de potenciais aplicações de sensoramento remoto na prospecção mineral.

Identificação de minerais	Interpretação da alteração	Aplicação na prospecção mineral
Alunita	Argílica avançada	- Alta sulfetação e zoneamento - Zonas aquecidas por vapor em baixa sulfetação
Dichita	Argílica avançada	- Zoneamento em torno de corpos de alta sulfetação - Ouro em sedimentos, com mineralização
Caolinita	Argílica avançada e rocha intemperizada	- Alta sulfetação - Ouro em sedimentos, zoneamento
Dickita, pirofilita, diásporo	Argílica avançada	- Indicação de profundidade
Clorita	Propilítica, clorítica	- Zoneamento VMS - Zoneamento de urânio
Illita/Esmeclita	Argílica	- Alta e baixa sulfetação, zoneamento - Zoneamento de urânio
Carbonatos	Carbonatos	- Mesotermal, zoneamento

Tabela 4 . Minerais capazes de serem identificados com base em resposta espectral na faixa do SWIR

Ambiente de formação	Terminologia padrão	Assembléia de Minerais
Relacionados a Intrusões	Potásica, biotítica	Biotita (flogopita), actinolita, sericita, clorita, epidoto, muscovita, anhidrita.
	Sódica, sódica-cálcica	Actinolita, clinopiroxênio (diópsidio), clorita, epidoto, escapolita.
	Fílica, sericítica	Sericita (muscovita-illita), clorita, anidrita.
	Argílica intermediária, sericita-clorita-argilas (SCC), argílica	Sericita (illita-esmectita), clorita, caolinita (dickita), montmorillonita, calcita, epidoto.
	Argílica avançada	Pirofilita, sericita, diásporo, alunita, topázio, turmalina, dumortierita, zunyita.
	"Greisen"	Topázio, muscovita, turmalina.
	"Skarn"	Clinopiroxênio, wollastonita, actinolita-tremolita, vesuvianita, epidoto, serpentinita-talco, calcita, clorita, illita-esmectita, nontronita.
Mesotermal	Propilítica	Clorita, epidoto, calcita, actinolita, sericita, argilas
	Carbonatização	Calcita, ankerita, dolomita, muscovita (rica em Cr-/V), clorita.
	Cloritização	Clorita, muscovita, actinolita
Ouro em sedimentos	Biotítica	Biotita, clorita
	Argílica	Caolinita, dickita, illita
Os minerais estão agrupados por assembléias de minerais de alteração, de acordo com a terminologia comumente utilizada. Relação completa de assembléias minerais encontra-se em Thompson & Thompson (1996).		

3.2.3 IMAGENS DO SENSOR ASTER-TERRA

O sensor ASTER (*Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer*) foi lançado pela NASA em dezembro de 1999, montado no EOS (Earth Observing System) - AM1 ou plataforma TERRA, com órbita sol síncrono circular, quase polar e altitude de 5 km. Este sistema, composto por 14 bandas, cobre uma ampla região espectral variando desde o visível até o infravermelho termal, podendo ser considerado um sensor óptico multiespectral melhorado quando comparado aos sistemas multiespectrais mais comuns (ETM~/Landsat-7 e HRV/SPOT) (Tab. 5). No entanto, no SWIR, especialmente entre 2,000 e 2,500 nm, a existência de cinco bandas e a possibilidade de reconstituir feições de absorção mineral permitem que técnicas inicialmente desenvolvidas para análise de dados hiperespectrais (Spectral Angular Mapper, Spectral Feature Fitting, etc) possam ser utilizadas com dados produzidos por este sensor. As imagens do ASTER

possuem resolução espacial de 15 m. para VNIR e 30 m. para do SWIR, permitem a geração do Modelo Digital de Terreno (MDT) a partir das bandas 3N e 3B, além de possuir cenas que cobrem áreas de 60 X 60 km e resolução temporal de 16 dias. As 14 bandas do Aster estão divididas em três sub-sistemas, VNIR com 3 bandas, SWIR com 6 bandas e TIR com 5 bandas.

Tabela 5 – Características principais do sensor ASTER

Subsistema	Nº da banda	Intervalo espectral (μm)	Resolução espacial (metros)
<u>VNIR</u> (Radiômetro do visível e infravermelho próximo)	1	0,52-0,60	15
	2	0,63-0,69	
	3A (Nadir)	0,78-0,86	
	3B (off Nadir)	0,78-0,86	
<u>SWIR</u> (Radiômetro do infravermelho de ondas curtas)	4	1,60-1,70	30
	5	2,145-2,185	
	6	2,185-2,225	
	7	2,235-2,285	
	8	2,295-2,365	
	9	2,360-2,430	
<u>TIR</u> (Radiômetro do infravermelho termal)	10	8,125-8,475	90

3.2.3.1 Embasamento teórico

A propriedade espacial da imagem busca descrever um determinado pixel a partir de suas inter-relações. Desta forma, a detecção de alvos por essa propriedade tem como pressuposto a análise de um grupo de pixels e jamais de um pixel isolado. Apesar do espectro de um pixel ser pontual, ele pode apresentar um padrão de repetição na imagem, o que lhe confere um caráter espacial. Portanto, dentro de uma imagem a variância espectral presente de pixel a pixel pode ser utilizada como parâmetro estatístico para a distinção dos alvos que a compõem. Esses procedimentos destacam-se por detectar parâmetros físicos ambientais como sombra, textura, luminosidade, entre outros. Em contraposição, a análise espectral possui como ferramenta de trabalho o pixel e seu respectivo espectro. A determinação e quantificação dos elementos que o compõem são feitas pela análise das feições de absorção e sua intensidade, em comparação a uma curva de referência. Esse tipo de análise possui como embasamento o estudo das propriedades

físicas da interação da energia com a matéria, principal ponto de divergência em relação à anterior, que avalia a informação segundo padrões de distribuição e dispersão. Desta forma, a análise das propriedades espectrais proporciona informações mais acuradas dos elementos que compõem o espectro e é menos vulnerável aos padrões de variabilidade dos dados. No entanto, esse tipo de análise não considera os parâmetros físicos ambientais. Dentro desses dois cenários de análise, espacial e espectral, fundamentam-se as principais linhas de pesquisa e análise da imagem baseando-se na análise estatística, análise das feições de absorção do espectro e a mistura de ambas que é a análise híbrida.

3.2.3.2 Feições de absorção de minerais de alteração

As feições de absorção presentes nas curvas de comportamento de certos minerais, são caracterizadas pela intensidade, largura e posição no espectro de reflectância. Minerais metálicos opacos acessórios como magnetita e hematita presentes nas amostras são os que mais mascaram as feições de absorção típicas dos diversos minerais. As variações na composição química do mineral são detectadas principalmente por mudanças na posição das feições na forma do espectro de reflectância. Por exemplo, variações no grupo da alunita são manifestadas por mudanças na posição 1,480-nm, com valores que variam de ~1,461 (NH₄), a ~1,478 nm (puro K) a 1,496 (Na) a 1,510 nm (Ca).

3.2.3.2.1 Íon Hidroxila (OH⁻)

A vibração fundamental do grupo OH⁻, comum nos minerais hidrotermais possui feições no infravermelho próximo muito comuns nos minerais silicatados. Existe apenas uma vibração fundamental ativa à radiação infravermelha próxima a 2,750 μm. Na muscovita e caolinita, onde ocorre a ligação Al-OH, a feição de absorção é próxima de 2,200 μm, enquanto que na flogopita e actinolita onde a ligação é Mg-OH é próxima de 2,300 μm. As outras feições nos espectros podem ser descritas como combinação de OH com SiO₂, e a presença da banda 1900 μm na caolinita indica que alguma água está presente na amostra.

3.2.3.2.2 Carbonato, Borato e Fosfato

Como resultado de *overtone* e *combinations* de vibrações internas de íons carbonatados têm-se a ocorrência de feições no infravermelho entre 1,600 e 2,510 nm. Tais feições são, em geral, inteiramente distintas. Os carbonatos não são geralmente associados com água, o que favorece a identificação do íon carbonato no espectro devido à inexistência de feições de água intensas. Os modos fundamentais do íon planar CO₃²⁻ estão posicionados em 2,550 nm , 2,530 nm , 2,610 nm e

1,900 nm . A variação química no grupo dos carbonatos manifesta-se pela mudança na posição da sua mais característica feição em função da presença de diferentes cations. A feição de absorção varia amplamente, incluindo a magnesita (Mg) a 2,300 nm, dolomita (Mg, Ca) a 2,320 nm, calcita (Ca) a 2,330 nm e rodocrosita (Mn) a 2,360 nm.

3.2.3.2.3 Óxidos de Ferro

A presença do ferro na maioria dos minerais resulta numa forte inclinação positiva entre 1,300 a 1,900 nm. Os espectros dos óxidos são caracterizados principalmente pela presença de goetita. Porém, suas feições são de transições eletrônicas. As de Fe^{3+} são responsáveis pelas três bandas de absorção em 460 nm, 660 nm e 950 nm. A presença do ion férrico produz absorção em 650 e 870 nm; o ion ferroso pode produzir absorções centradas em 650, 1,100 e 1,800-1,900 ou 2,200 ou 2,300 nm. Ambos estados de oxidação podem apresentar absorção em 653 nm; dependendo da estrutura do mineral a absorção em 1,000 nm é função da composição do piroxênio (Blom *et al* 1980). Desde que as medições em laboratório foram feitas no SWIR (1,300 – 2,500 nm) assume-se que as inferiores a 600 nm podem ser consequência da presença de Fe-O, abundante em zonas de oxidação. As lateritas, compostas por goetita, hematita, caolinita, magemita e quartzo têm espectro caracterizado por minerais argilosos do grupo da caolinita, com dupla feição em 2,170 e 2,200 nm. As amostras mais representativas de cada área foram descritas petrográficamente e no caso das amostras de argilas foram feitas análises de Raios X no Laboratório de Argilominerais da UnB, objetivando evidenciar a composição das mesmas na alteração hidrotermal.

3.2.4 PROCESSAMENTO ESPECTRAL DE IMAGEM

Os métodos que empregam esse tipo de processamento são, na maior parte, classificadores que comparam individualmente o espectro do pixel com um espectro de referência, provenientes de bibliotecas espectrais ou de membros finais. A comparação é realizada por intermédio de um critério de similaridade. Desta forma, a identificação do material procurado é feita segundo o ajuste obtido entre as duas curvas. Quanto maior for o ajuste, maior será a probabilidade da existência do material de referência. Portanto, a principal diferença entre os métodos de processamento é o critério de similaridade utilizado para análise do espectro.

3.2.4.1 Métodos SAM

O Mapeador de Ângulo Espectral ou *Spectral Angle Mapper* (SAM) (Kruse *et al.* 1993) é um dos principais métodos de classificação espectral pois permite avaliar mediante o mapeamento rápido, a similaridade espectral entre o pixel da imagem e o padrão espectral de referência do

material de interesse. É calculado o ângulo de melhor aproximação para o qual ambos os espectros são considerados como vetores em um espaço de dimensionalidade correspondente ao número de bandas, para o qual presupõe-se que a imagem já foi corrigida a valores de refletância da superfície. O ângulo obtido é utilizado para fazer a ligação das medidas nas imagens com as obtidas em laboratório. Quanto menor for o ângulo determinado entre os dois vetores (espectros de refletância), maior será a sua similaridade. O espectro de referência pode ser tanto de laboratório quanto de campo, de uma biblioteca espectral ou extraído da própria imagem. A origem da projeção representa um ponto escuro, cujo efeito de sombreamento diminui à medida em que se afasta dessa. Esta medida de similaridade é insensível aos fatores de ganho porque o ângulo entre os dois vetores é invariante em relação aos comprimentos dos vetores. Como resultado, espectros de laboratório podem ser diretamente comparados aos espectros de refletância de superfície dos *pixels*, os quais inerentemente apresentam um fator de ganho desconhecido relacionado a efeitos de iluminação devido à topografia (Kruse *et al.* 1993). Uma grande limitação do método SAM é a impossibilidade de distinguir a correlação negativa da positiva, porque é considerado apenas o valor absoluto da correlação.

3.2.4.2 Ajuste de Feições Espectrais (SFF)

O processo de detecção de materiais através da técnica SFF (*Spectral Feature Fitting*) deve ser precedido pela normalização dos dados através da técnica de remoção do contínuo (Clark e Roush 1984), que consiste na normalização do espectro de refletância em relação a uma linha de base comum. A técnica Ajuste de Feições Espectrais (Clark *et al.* 1990) envolve um processo de determinação de similaridade baseado na comparação entre o espectro de refletância de cada *pixel* com espectro(s) de referência (p. ex., minerais da biblioteca espectral do USGS¹), utilizando regressão linear por mínimos quadrados. Um fator importante neste processo diz respeito à capacidade do sensor em reconstituir as bandas de absorção dos materiais nos espectros dos *pixels*. A vantagem da técnica SFF, é o fato do mesmo possibilitar mapear com grande precisão feições espectrais de maior complexidade, por exemplo, a dupla absorção típica da caulinita, situada próxima ao comprimento de onda de 2,200 nm.

3.2.4.3 Índice de Vegetação por Diferença Normalizada (NDVI)

O índice NDVI expressa a diferença de refletância entre a feição de absorção do vermelho (660 nm) e o aumento de albedo que ocorre nos espectros de vegetação após o início do infravermelho próximo (800 nm). Em geral, a vegetação verde apresenta baixa refletância na faixa do vermelho do espectro eletromagnético (banda 2 do ASTER), devido à absorção da radiação solar

pelos pigmentos fotossintéticos e alta reflectância na região do infravermelho próximo (banda 3), devido ao espalhamento múltiplo dos componentes do dossel (Moura 2002). Os valores das reflectâncias nessas duas bandas podem ser usados para gerar os chamados índices de vegetação. Diversas transformações lineares de bandas espectrais já foram propostas para estes índices. O índice mais comumente utilizado é o Índice de Vegetação por Diferença Normalizada (NDVI) (Rouse *et al.*, 1974), obtido utilizando a seguinte equação:

$$\text{NDVI} = (\text{NIR} - \text{VER}) / (\text{NIR} + \text{VER})$$

que também pode ser expressa, para este trabalho, como:

$$\text{NDVI} = (\text{B3} - \text{B2}) / (\text{B3} + \text{B2});$$

onde NIR e VER são, respectivamente, as reflectâncias nas regiões do espectro eletromagnético correspondentes ao infravermelho próximo e ao vermelho e B2 e B3 são, respectivamente, as bandas 2 e 3 do ASTER. O NDVI ressalta o contraste entre a reflectância da vegetação no NIR e no vermelho. Sendo o valor de reflectância no NIR bastante superior ao da região do vermelho, quanto maior for a biomassa maior será o valor do NDVI.

3.2.4.4 Interferências atmosféricas e correções

A utilização dos sensores com alta resolução espectral requer processamentos que eliminem ou compensem os efeitos atmosféricos que afetam o sinal recebido pelo sensor durante a aquisição das cenas. Essa correção é necessária para a conversão dos valores de Radiância da Imagem Original em valores de Refletância, a fim de reduzir a variabilidade da resposta espectral produzida, além de normalizar os dados de refletância da imagem para poder compará-los com os espectros de bibliotecas espectrais. Os modelos desenvolvidos para a correção dos problemas gerados pela atmosfera na espectrometria de imageamento, baseiam-se em um modelo distribuído, ou seja, com variações de pixel para pixel segundo o espaço e altitude dos parâmetros atmosféricos para sua correção. Existe uma íntima correlação da distribuição do vapor de água e da elevação por superfície de pressão com o relevo. As áreas topográficas mais elevadas apresentam valores de vapor de água menores e de superfícies de pressão maiores, enquanto que as áreas de topografia mais baixa apresentam valores maiores de vapor de água e menores da superfície de pressão. Um dos métodos para correção atmosférica das imagens é o ATREM (*Atmospheric Removal Program*) que constitui um modelo de transferência radioativa que determina a reflectância de uma superfície,

em dados AVIRIS (*Airborne Visible/Infrared Imaging Spectrometer*), sem conhecimento anterior das características dessa superfície. O ATREM utiliza as bandas de absorção do vapor de água (0,94 - 1,1 mm) para determinar uma certa quantidade de vapor, baseando-se nos pixels dos dados AVIRIS, na curva de irradiação solar acima da atmosfera e no espectro de transmitância para cada um dos gases atmosféricos, como CO₂, O₃, N₂, CO, CH₄ e O₂.

3.2.4.5 Determinação de membros finais – classificação da imagem

A análise espacial fundamenta a maior parte dos procedimentos de realce em imagens multiespectrais, tendo um amplo número de métodos que adotam esse tipo de análise. Uma das principais funções da análise espacial é a detecção dos espectros que por combinação formam todos os demais. Esses espectros são denominados de membros finais ou pixels puros, enquanto que todos os demais provenientes de suas combinações são pixels misturas. A análise do arranjo dos elementos puros e de suas misturas para uma imagem é obtida por meio de uma geometria de distribuição de dados denominada de simplex. Essa geometria permite detectar os membros finais existentes na imagem e a partir desses pode-se utilizar técnicas para o cálculo de abundância tanto de caráter espacial como espectral. Um fator importante para a seleção dos membros finais é o grau de associação da mistura que está sendo analisada (Mustard, 1993). Quanto maior for o grau da associação dos alvos procurados, menor é a possibilidade de sucesso para a sua separação. Assim, a separação de curvas de alvos muito associados, como folhas e galhos de uma determinada vegetação, não apresenta um bom ajuste para o simplex. Além disso, materiais intimamente associados, apresentam comportamento não linear, o que torna mais difícil sua abordagem dentro do simplex. Portanto, em tais situações é melhor tratar os alvos fortemente associados como membros finais e não como elementos separados. É preciso ter em conta a existência dos membros finais da imagem e membros finais verdadeiros. Os membros finais verdadeiros correspondem aos espectros puros dos materiais que compõem a cena sendo obtidos em laboratório ou em campo com a medição espectral isolada do material. Os membros finais da imagem são os espectros mais puros descritos pelos pixels. Como os pixels correspondem a um sinal de uma área, muitas vezes inexistente na imagem um pixel puro com a presença total do material procurado. Nesse caso, obtêm-se um espectro mistura, onde existe uma maior proporção do material de interesse, que difere do membro final obtido em laboratório que representa o material puro.

3.2.4.5.1 Simplex

O simplex é uma forma geométrica que dispõe os pixels da imagem em um arranjo espacial que auxilia compreender as relações de mistura dos materiais. A disposição dos pixels em um

espaço de atributo n-dimensional, no qual seus eixos apresentam-se sem correlação e em sua inerente dimensionalidade, gera figuras geométricas que descrevem os membros finais e os produtos provenientes de sua mistura (Bateson & Brian Curtiss 1993, 1996). O simplex como retratação do espaço espectral, exhibe nos seus vértices os pixels puros, enquanto os demais pixels contidos dentro dele são provenientes de suas misturas. A forma mais usual de desmistura pelo simplex é realizada pela conversão de suas coordenadas para uma forma baricêntrica. Assim, todos os vértices ficam equidistantes do centro do simplex. A obtenção desse novo simplex é feita por um simples reescalonamento dos eixos que interligam os vértices para uma mesma dimensão, ou seja, todos os lados do simplex ficam iguais a 1, o que proporciona uma variação dos dados entre 0 e a unidade estabelecida. Desta forma, a definição do melhor simplex que enquadra os dados é a chave para discriminar os membros finais e, conseqüentemente, suas misturas.

3.2.4.5.2 Índice de Pureza do Pixel (IPP)

O Índice de Pureza do Pixel (IPP) busca estipular o quanto o pixel é extremo dentro do simplex (Boardman & Kruse 1994, Boardman *et al.* 1995) pois raramente os pixels 100% puros estão presentes no conjunto de dados. Desta forma, na maioria das vezes, a distribuição dos dados não apresenta uma forma geométrica tão definida e a simples análise de um gráfico de dispersão pode não representar todas as combinações possíveis e num espaço n-dimensional pode gerar inúmeros vértices. O método IPP registra e contabiliza os pixels que são vértices nas diferentes projeções do simplex. Desta forma, os pontos relativamente mais puros tendem a se repetir nas diferentes projeções aumentando o seu valor IPP. O número de interações é definido pelo usuário, assim como o valor mínimo de IPP para que o pixel seja considerado como puro. Para averiguar se o número de interações foi apropriado utiliza-se um gráfico que contrapõe o valor do número de interações com o número de pixels que obedecem a condição de IPP estipulado. Quando a curva do gráfico torna-se próxima de um patamar significa que o número de interações é satisfatório para a análise. O procedimento IPP também gera uma imagem que apresenta para cada pixel o valor do número de vezes em que esse foi definido como vértice. Quanto maior for o valor do pixel na imagem IPP maior é o seu grau de pureza.

3.2.4.5.3 Membros Finais Virtuais ou Membros de Melhor Ajuste ao Simplex

Por vezes, o emprego de uma mistura proporciona um melhor ajuste dos dados. Nesse caso, deve-se perguntar: qual é a mistura que proporciona a melhor configuração de simplex aos dados? Quanto de incerteza ao simplex é adicionado com a subdivisão dos principais membros finais? O modelo proposto para a melhor discriminação dos membros finais, utiliza o método ALM (Análise

Linear de Mistura) e utiliza o erro médio quadrático como parâmetro para discriminar o grau de ajuste dos dados ao simplex. O modelo mais ajustado é o que apresenta o menor erro médio. O modelo pode assumir um desconhecimento prévio dos membros finais ou de suas frações de abundância, adotando como modelo inicial dados randômicos. No entanto, pode-se gerar um simplex irreal do ponto de vista físico. Portanto, para intervir com segurança no processo de restabelecimento dos membros finais é necessário um conhecimento *a priori* dos espectros de campo e da imagem. A melhor aproximação para o modelo inicial consiste no emprego tanto dos membros finais obtidos no simplex mínimo, como dos membros finais verdadeiros. Os membros finais inerentes aos dados consistem no ponto inicial, enquanto os membros finais verdadeiros fornecem a direção preferencial para onde deve evoluir o modelo. Desta forma, o modelo parte do vértice do simplex mínimo e, gradativamente, por incorporação de valores pré-definidos migra em direção ao vértice dos membros finais verdadeiros. A cada ponto que migra em direção ao vértice verdadeiro realiza-se o cálculo do erro padrão. O ponto com menor erro é assumido como o membro final virtual do modelo que, teoricamente, representa o simplex melhor ajustado aos dados existentes. O novo simplex adquire uma configuração intermediária entre os de volume máximo e mínimo. Há três tipos principais de erros na ALM provenientes das características dos membros finais inseridos no modelo:

- a) Eliminação ou excessiva simplificação dos membros finais,
- b) Inserção de muitos membros para descrever uma cena; 1) aumento da variabilidade do erro, 2) estimativa equivocada,
- c) Presença de espectros que não podem ser modelados pelos membros finais.

3.2.4.5.4 Remoção do Contínuo Pelo *Spline* Cúbico

A remoção do contínuo tem como propósito enfatizar as feições de absorção e a retirada do *background* pelo emprego de uma função matemática. A função ajusta-se ao *background* da curva espectral formando uma linha contínua. Desta forma, sua remoção do espectro em análise proporciona o nivelamento do *background* e o isolamento de feições de absorção específicas. A função de ajuste do *background* é do tipo *spline* cúbica demonstrada por Clark (1980). Após a obtenção da linha contínua, sua remoção do espectro é obtida pela simples subdivisão entre o espectro (E) pela linha contínua 1. Essa operação é realizada tanto para os espectros presentes na imagem como também para os espectros de referência provenientes da biblioteca ou de membros finais.

3.2.4.6. Interpretação dos dados

A grande maioria de rochas estudadas apresenta uma mesma assinatura espectral, ou assinaturas muito semelhantes, diferenciando-se somente no albedo. As curvas espectrais das amostras de granito evidenciam que a parte alterada da amostra apresenta menor albedo do que na parte fresca da rocha devido à presença de óxidos de ferro, evidenciados pela banda de absorção em 2,200 nm, característico do ion hidroxila ligado a Fe, Al, etc.

3.2.4.6.1 Rochas Graníticas

Apresentam três bandas de absorção principais: o Fe presente em 900 nm não foi identificado devido ao campo de trabalho do espectrômetro ser limitado ao SWIR; em 2,200 nm verifica-se uma intensa absorção devido a Al-OH, ou seja devido à presença de argila aluminosa ou mica derivada de alteração incipiente de feldspatos. Uma baixa presença da banda de absorção em 2,200 e 2,350 nm, sendo que 2,350 nm é possivelmente devido à presença de hornblenda ou argila magnésiana tri-octaédrica. Piroxênios cálcicos também apresentam absorção em 2,300 nm. O ferro pode estar contido em piroxênios ou outros minerais.

3.2.4.6.2 Rochas Metamórficas

Exceto aquelas com elevadas quantidades de material opaco, as rochas metamórficas com grãos menores mostram as reflectâncias mais altas, enquanto que as de grãos maiores, as mais baixas. Os espectros das rochas metamórficas desenvolvem boas curvas espectrais e a ausência destas ou baixa reflectancia indica presença de grafita, ilmenita, magnetita ou material carbonatado.

3.2.4.7 Análise e discussão dos resultados.

Para amostra sem intemperismo notável e composta essencialmente de mica branca e material carbonoso, o espectro é caracterizado por baixo albedo e ausência de feições de absorção. Atribui-se esta ausência à presença de matéria carbonosa bem preservada, a qual mascara por completo todas as feições espectrais peculiares ao sericita fílico. Apesar da presença de matéria carbonosa a amostra apresenta conspícua assinatura espectral marcada por suave e contínua diminuição da reflectância entre 412 e 2,500 nm. As causas mais prováveis disso são absorção em 2,700 nm devido à presença de grupos OH nos filosilicatos e a uma maior reflectância relativa próximo ao intervalo da banda 2, provavelmente devido à presença da oxidação da pirita contida nesta amostra. Com o aumento do grau de intemperismo, há uma contínua oxidação da matéria carbonosa e um aumento proporcional de óxidos de ferro. O aumento do albedo é em princípio mais acentuado para as regiões com menos de 1,200 nm devido à oxidação conjunta de matéria orgânica

e sulfetos. Observa-se absorções de origem vibracional em 2,200 e 1,400 nm, relacionadas à presença de mica branca e absorções próximas a 900 nm, provavelmente devido a presença de goetita. Para biotita-muscovita-xisto pouco intemperizado verifica-se uma maior reflectância relativa para o intervalo espectral de 1300 e 2,000 nm e uma feição ampla em 1,000 nm devido provavelmente à presença de Fe.

3.2.4.8. Base de Dados

- Dados cartográficos: mapa topográfico, drenagem, vias de acesso e localização de cidades, distritos e povoados extraídos da Quadricula de Conceição do Norte e da Quadricula de Almas na escala 1:100.000 em coordenadas geográficas, transformadas para UTM-SAD69 (Universal Transversal Mercator, South América 1969).
- Dados geológicos: mapa geológico da Faixa Brasília (Dardenne 2000), Mapa Geológico do TAD, elaborado por Cruz e Kuyumjian (1998), Mapa Geológico do Projeto Conceição do Norte (1:50,000) produzido pela DOCEGEO.
- Imagens de satélite do sensor multiespectral ASTER-TERRA da região de Almas-Dianópolis AST_L1B.003:2013924417 obtida em 09/01/2001, com as bandas 1 a 3 do VNIR (*Visible and Near-infrared*— 400 a 1000 nm) e as bandas 4 a 9 do SWIR (*Shortwave Infrared*— 1000 a 2500 nm).
- Dados espectralradiométricos obtidos com o PIMA SP.
- Análises geoquímicas feitas a partir de amostras de rocha, de solos e alterações.
- Análises de espectrometria de raios X em rochas e solos, amostras de solo, alterações hidrotermais, e rocha total.

4. PROGRAMAS COMPUTACIONAIS UTILIZADOS

Foram utilizados os seguintes aplicativos nas etapas de pré-processamento, processamento e análise digital dos dados:

- *Autodesk Development*, utilizado para digitalização dos dados cartográficos e geológicos e na elaboração de mapas diversos.
- PIMAVIEW (*Portable Infrared Mineral Analyzer Viewer*), foi utilizado para a interpretação e elaboração de biblioteca espectral a partir dos espectros tomados das amostras de campo.
- ENVI 3.5 (*Environment for Visualizing Images*) (Rsi, 2001), utilizado no pré-processamento e processamento dos dados ASTER, bem como para a geração do modelo digital de elevação (DEM).

- O aplicativo ACORN 3.12 (*Atmospheric Correction Now*) para efetuar a correção atmosférica das bandas do sensor ASTER, transformando os dados originais deste sensor de radiância para reflectância de superfície (ImSpec., 2002).
- ER-Mapper para fazer a função IHS.
- Arc-View para a integração de dados
- Corel Draw 12. para a elaboração de figuras e mapas.
- JADE 3.0 na interpretação das análises de Difractometria de Raios-X.

5. ETAPAS E METODOLOGIA DE TRABALHO.

5.1 Pesquisa Bibliográfica

Efetuuou-se inicialmente uma revisão bibliográfica dirigida a relatórios de projetos, teses, dissertação e artigos publicados enfocando a geologia e as ocorrências e depósitos de ouro do TAD. Precedendo as atividades laboratoriais procedeu-se à leitura de artigos específicos sobre técnicas analíticas, sensoriamento remoto e processamento de imagens. Embora a gênese das mineralizações de ouro não tenha sido enfoque da Dissertação elaborou-se uma síntese do atual estágio de conhecimento sobre *orogenic gold deposits*, a partir da leitura de artigos específicos sobre o tema.

5.2 Trabalhos no Campo

Na presente pesquisa foram desenvolvidas duas etapas de campo: a primeira, objetivou familiarizar-se com a geologia regional e principalmente local, no âmbito das ocorrências de ouro estudadas, efetuando-se, concomitantemente, a coleta de amostras de rochas objetivando atividades laboratoriais; a segunda, foi efetuada com o intuito de complementar os dados geológicos e das ocorrências de ouro estudadas, além medições radio-espectrométricas em rochas e solos.

5.3 Pré-processamento e Processamento

Consistiu na elaboração de uma base de dados digital a partir da digitalização de mapas e cartas das áreas de estudo, elaboração e organização da base de dados, georeferenciamento dos mapas elaborados, objetivando integrá-los no SIG. A figura 4 apresenta o fluxograma seguido para a elaboração da base de dados.

No processamento foram utilizados os dados gerados anteriormente e integrados no SIG. O processamento feito nas imagens de satélite consistiu da elaboração de uma biblioteca espectral, a partir da obtenção das curvas radio-espectrométricas de cada amostra, utilizando-se espectrômetro PIMA SP.

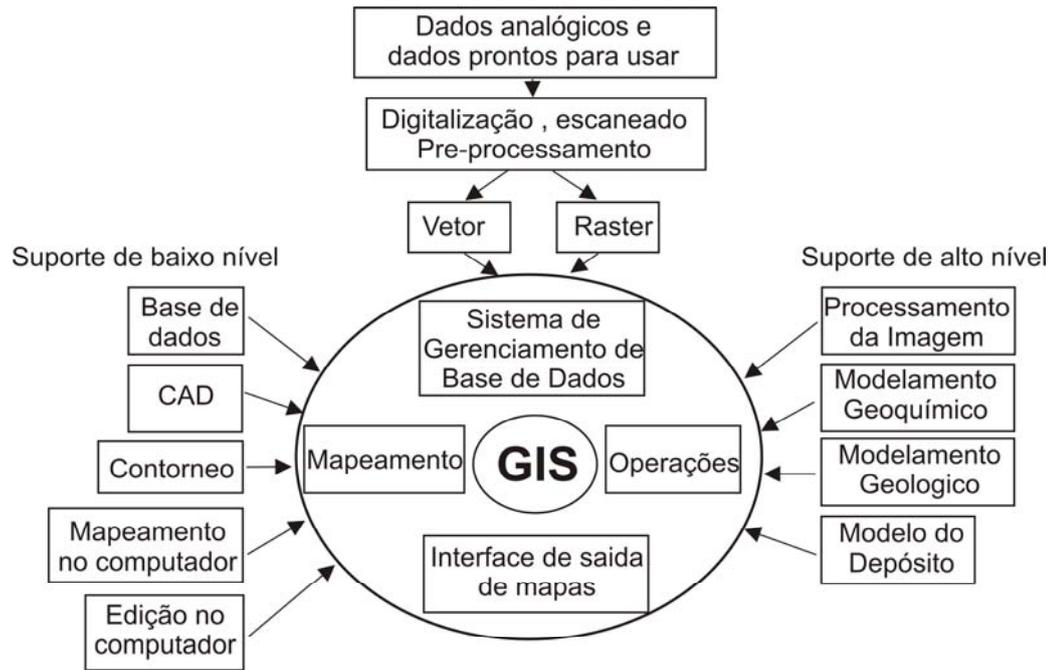


Figura 9 – Diagrama apresentando a relação entre GIS e o suporte de programas.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Araújo Filho J.O. de & Kuyumjian R.M. 1996. Regional distribution and structural control of gold occurrences/deposits in the Goiás Massif and Brasília Belt. *Rev. Bras. Geoc.*, 26(2): 109-112.
- Boardman, J. W. & Kruse, F. A. 1994. Automated spectral analysis: A geological example using AVIRIS data, north Grapevine mountains, Nevada. In: Tenth Thematic Conference on Geologic Remote sensing, Environmental Research Institute of Michigan, Ann Arbor, Proceeding, MI, I-407 - I-418.
- Broadman, J. W.; Kruse, F. A.; Georn, R. O. 1995. Mapping target signatures via partial unmixing of AVIRIS data. In: Summaries, Fifth JPL Airborne Earth Science Workshop, JPL Publications 95-1. 1:23-26.
- Borges M.S. 1993. Evolução tectono-estrutural da região de Dianópolis-Almas, SE do Estado do Tocantins. Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, Tese de Doutorado, 365p.
- Borges, M. S.; Costa, J. B. S.; Hasui, Y. 1991. Organização lito-estrutural do pre-Cambriano da região de Almas-Dianópolis, Sudeste do Estado de Tocantins. In: SBG, Simpósio nacional de estudos Tectônicos, 3, Rio Claro, Resumos, 21-23.
- Borges, M. S.; Costa, J. B. S.; Haui, Y. 1998. Lito-estratigrafia da sequência metavulcano-sedimentar de Dianópolis-Almas, sudeste de Tocantins: *Geociências*, 17:61-71
- Clark, R. N., 1980, A large scale interactive one dimensional array processing system, *Publ. Astron. Soc. Pac.*, 92, 22 1-224
- Clark, R. N.; Gallagher, A.J.; Swayze, G.A.1990. Material absorption band depth mapping of imaging spectrometer data using a complete band shape leastsquares fit with library reference spectra. In: Airborne Visible/Infrared Imaging Spectrometer (AVIRIS) Workshop, 2., Pasadena,. Proceedings. Pasadena: JPL Publication (NASA), p.176-186.
- Clark, R. N. & Roush, T. L., 1984, Reflectance Spectroscopy: Quantitative analysis techniques for remote sensing applications. *J. Geophys. Res.*, 89, 6329-6340
- Correia Filho F.C.L.& Sá A.M. 1980. Projeto Natividade. Goiânia, DNPM/CPRM. v. 6.
- Costa J. B. S. 1984. Aspectos litoestruturais e evolução crustal da região centro-norte de Goiás. Centro de Geociências da Universidade Federal do Pará, Belém, Tese de Doutorado, 210p.
- Costa, L.A. M.; Portella, A. C.; Nilson, A. A.; Val, C. R. O.; Marchetto, C. L. M.; Santos, E. L.; Meneguesso, G.; Inda, H. A. V.; Sterna, L. H.; Baptista, M. B.; Fratin, O.; Mosmann, O.;

- Oliveira, T. F.; Silva, W. G. 1976. Projeto Leste Tocantis/Oeste do São Francisco. Rio de Janeiro, DNPM/CPRM/PROSPEC. 200p.
- Cruz E. L. C. C. da. 1993. Geologia e Mineralizações do Terreno Granito Granitóide-Greenstone de AlmasDianópolis, Tocantins. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, Dissertação de Mestrado, 152p.
- Cruz E. L. C. C. da & Kuyumjian R. M. 1993a. O embasamento da porção norte da Faixa Brasília na região de Almas-Dianópolis (TO) e seu posicionamento geodinâmico durante o brasileiro. In: SBG/Núcleo Bahia, II Simpósio sobre o Cráton do São Francisco, Anais, 302-304.
- Cruz E.L.C.C. & Kuyumjian R.M. 1999. Mineralizações auríferas filoneanas do terreno granito-greenstone do Tocantins. *Rev. Bras. Geoc.*, 29(3): 291-298.
- Cruz E.L.C.C. & Kuyumjian R.M. 1998. The Geology and tectonic evolution of the Tocantins granite-greenstone terrane: Almas-Dianópolis region, Tocantins State, central Brazil. *Rev. Bras. Geoc.*, 28(2): 173-182.
- Cruz E.L.C.C. 2001. A gênese e o contexto tectônico da mina Córrego Paiol, terreno Almas-Conceição: um depósito de ouro hospedado em anfibolito do embasamento da faixa de dobramentos Brasília. Inst. Geociências Universidade de Brasília, Brasília, Tese de Doutorado, 183p.
- Ferrari, M.A.D. & Choudhuri, A. 2002. Chemical and structural constraints on the Paiol gold deposit, Almas greenstone belt, Brazil. *Rev. Bras. Geoc.*, 33(2):297-301.
- Ferrari, M. A. D. & Choudhuri, A. 2004. Structural controls on gold mineralization and the nature of related fluids of the Paiol gold deposit, Almas Greenstone Belt, Brazil. *Ore Geology Review*, 24: 173-197.
- Fuck, R. A.; Pimentel, M. M.; Silva, L. J. H. D. 1994. Compartimentação tectônica da porção oriental da Província Tocantins. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 38, Camboriú, Resumos Expandidos, 1:215-216.
- Gebre-Mariam, M.; Hagemann, S. G.; Groves, D. I. 1995. A classification scheme for epigenetic Archean lode-gold deposit. *Mineralium Deposita*, 30:408-410.
- Gorayeb, P. S. de S.; Costa, J. B. S.; Lemos, R. L.; Gama Junior, T.; Bemerguy, R. L. ; Hasuy, Y. 1988. O Pré-cambriano da Região de Natividade, GO. *Revista Brasileira de Geociências*, 18(4):391-397.
- Groves, D. I.; Goldfarb, R. J.; Gebre-Mariam, M.; Hageman, S.G. 1998. Orogenic gold deposits: a proposed classification in the contest of their crustal distribution and relationship to other gold deposit type. *Ore Geology Reviews*, 13:7-27.

- Hasui, Y.; Tassinari, C. C. G.; Junior, O. S.; Teixeira, W.; Almeida, F. F. M. de; Kawashita, K. 1980. Datações Rb-Sr e K-Ar no centro-norte do Brasil e seu significado geológico-geotectônico. In SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 31, Balneário de Camburiú, Anais, 5:2.669-2.676.
- Hunt, G. 1977. Spectral signatures of particulate minerals in the visible and near infrared. *Geophysics*, 42 (3):501-513.
- ImSpec. 2002. ACORN 4.0 user's guide. Analytical Imaging and Geophysics LLC. Boulder, Colorado, 76p.
- Kruse, F.A.; Lefkoff, A.B.; Boardman, J.W.; Heidebrecht, K.B.; Shapiro, A.T.; Barloo, P.J.; Goetz, A.F.H. The Spectral Image Processing System (SIPS) – Interactive visualization and analysis of imaging spectrometer data. *Remote Sensing of Environment*, v.44, n.2, p.145-163, 1993.
- Leonardos, O. H.; Jost, H.; Oliveira, C. G. 1991. Gold deposits and shear zone relationship in the Precambrian of Brazil. In: E. A. Ladeira (ed.), *Brazil Gold'91*, Balkema, Rotterdam, 167-169.
- Padilha J.L. 1984. Prospecção de ouro na região nordeste de Goiás: Projeto Pindorama-DOCEGEO. In: SBG/Núcleo Centro-Oeste, I Encontro Regional do Ouro de Goiás, Anais, 29-32.
- Pimentel, M. M.; Fuck, A. F.; Botelho, N. F. 1999. Granites and geodynamic History of the neoproterozoic Brasília belt, Central Brazil: a review. *Lithos* 46:463-483.
- Rouse, J.W.; Haas, R.H.; Schell, J.A.; Deering, D.W.; Harlan, J.C. 1974. Monitoring the vernal advancement of retrogradation of natural vegetation. 1ed. Pasadena: JPL Publication (NASA/GSFC), 151p.

CAPÍTULO II

ARTIGO PARA PUBLICAÇÃO

MINERALIZAÇÕES DE OURO DO TERRENO ALMAS-DIANÓPOLIS, TO: GUIAS DE EXPLORAÇÃO MINERAL.

Maria Cecília Ártica Alvarez

Raul Minas Kuyumjian

Paulo Roberto Meneses

RESUMO O controle das ocorrências e depósitos de ouro do Terreno Almas Dianópolis (TAD) é exercido por dois fatores: estrutural (fraturas subsidiárias e/ou fechamento de dobras em zonas de cisalhamento) e litológico (anfíbolito e formação ferrífera bandada). O ouro ocorre em veios de quartzo bordejados por zonas de albitização, argilização e sericitização quando encaixados em rochas graníticas; carbonatização, cloritização, sericitização e, subordinadamente biotitização e turmalinização em anfíbolito; e carbonatização, sulfetação, cloritização, biotitização e turmalinização em formação ferrífera bandada. As variações da composição química da pirita e do ouro decorrem provavelmente da interação do fluido mineralizante com diferentes tipos de rocha encaixante do veio. Contexto geotectônico de arco de ilha, ouro em veios de quartzo controlados por fraturas subsidiárias em zonas de cisalhamento, minerais de alteração hidrotermal típicos da fácies xisto verde, predominância de sulfetos de ferro (pirita e pirrotita) e ordem de grandeza dos valores da razão Au/Ag em grãos de ouro, são compatíveis com depósitos do tipo *Orogenic Lode Gold*. Estes dados, adicionados daqueles de geocronologia e de isotópicos de Pb-Pb, C e O no depósito Córrego Paiol apontam para modelo genético em que as mineralizações do TAD teriam se originado no Neoproterozóico, durante a Orogênese Brasileira na borda oeste do Craton São Francisco.

ABSTRACT The distribution of the main gold occurrences and deposits of the Almas-Dianópolis Terrain (TAD), firstly evinced by recognition prospecting in drainage sediments, is controlled by N35°-50°W/N40°-60°E shear zones and, less frequently, by NS-shear zones. Gold essentially occurs in quartz veins bordered by albitic, argilic and sericitic alterations associated with granitic host rock, and carbonate, chloritic, sericitic and subdued biotitic and tourmalinitic alterations in banded iron formation. The geotectonic environment is that of an island arc bearing an intense TTG-type magmatism during its evolution, generating gold in local quartz veins of fault intersections or controlled by ancillary fractures in shear zones. The predominance of greenschist facies hydrothermal alteration minerals and of iron sulphide (pyrite and pyrrhotite), the magnitude of the Au/Ag ration in gold grains, are compatible with *orogenic lode gold* type deposits. TAD mineralizations have been probably formed during a metallogenetic event associated with Transamazonian Orogeny in the Brasilia Belt, with Brasiliano remobilization. More probably, though, mineralizations have been originated in Neoproterozoic in the western border of the São Francisco craton, during the evolution of the Brasiliano Orogeny. ASTER sensor, on board of TERRA platform, is an excellent tool for helping with geologic mapping and mineral prospecting. Besides common advantages found in other remote sensing images, such as the gathering of updated spatial data, the regional context visualization of the study area, and reduced costs compared to photographic sensor images, ASTER-TERRA bears possibilities of 3-D structural analyses using EDICOM-R techniques, advantage only found in stereoscopic images, so far. The strong structural control of TDA gold occurrences and deposits was clearly displayed in the favorability map, which constituted a great help in mineral exploration program.

INTRODUÇÃO

O Terreno Almas-Dianópolis (TAD), localizado na porção sudoeste do Estado do Tocantins, Brasil Central (Fig. 1) é constituído por complexos granito-gnáissicos e por uma seqüência vulcano-sedimentar do tipo *greenstone belt*, denominada de Grupo Riachão do Ouro, composta na base pela Formação Córrego Paiol e no topo pela Formação Morro do Carneiro. A Formação Córrego Paiol compreende metabasaltos de alto-Mg, localmente almofadados, metabasaltos de alto-Fe (Cruz & Kuyumjian 1993a) e, muito subordinadamente, talco-clorita xisto (meta-ultrabásica), enquanto a Formação Morro do Carneiro é composta de clorita xisto, sericita xisto, anfibólio xisto, formação ferrífera bandada, anfíbolito, quartzito, *metachert*, xisto carbonoso e metaconglomerado (Costa 1984, Cruz & Kuyumjian 1993a, 1998, Borges *et al.* 1998). Anfíbolito e metaconglomerado são mais freqüentes na porção norte do TAD enquanto que clorita xisto, anfibólio xisto, formação ferrífera bandada, quartzito, *metachert* e xisto carbonoso são mais freqüentes na porção sul do mesmo. Rochas gnáissico-migmatíticas foram descritas por Borges *et al.* (1991, 1998) e Borges (1993) como possível parte do embasamento do Grupo Riachão do Ouro. Os complexos granito-gnáissicos são constituídos por plutons granitóides isotrópicos a fracamente foliados, mostram, localmente, bandamento gnáissico. Os contatos com o Grupo Riachão do Ouro se dão por falhas ou mostram evidências de intrusão. No âmbito dos complexos ocorrem ainda *plutons* de olivina gabro e piroxenito. Cruz (1993, 2001) e Cruz & Kuyumjian (1998) evidenciaram que os granitóides apresentam composição química característica de arco de ilha, agrupando-os nas suítes 1 e 2. A Suíte 1, compreende tonalito, trondhjemitó, granodiorito, quartzo-monzodiorito e quartzo-diorito metaluminosos, enquanto que a Suíte 2 inclui tonalito, granodiorito, monzogranito e trondhjemitó peraluminosos. O TAD é parcialmente coberto por rochas metassedimentares neoproterozóicas pertencentes aos grupos Natividade e Bambuí e arenitos do Grupo Urucuia. Grande parte do TAD apresenta coberturas eluvionar, coluvionar e detrito-laterítica, dificultando a cartografia geológica.

Cruz (1993) reconheceu dois *trends* estruturais na porção norte do TAD: N-S, formado no mesoproterozóico, impresso nos complexos granito-gnáissicos e faixas de *greenstones*, e NE e NW, decorrentes do evento Brasiliano e impresso em rochas do Grupo Bambuí da região. No depósito de ouro Paiol, metamorfismo regional da fácies anfíbolito retrograda a xisto verde, e caracteriza a fase D_n ; a alteração hidrotermal caracteriza a fase D_{n+1} , relacionada a zonas de cisalhamento direcionais sinistrais, e uma fase rúptil, à qual se associam juntas e falhas locais de distribuição radial aproximada, constitui a fase D_{n+2} (Ferrari & Choudhuri 2000, Cruz 2001). Segundo Cruz e Kuyumjian (1998, 2001) as estruturas mais antigas, geradas no evento D_n , apresentam, nas faixas de *greenstone*, xistosidade subvertical com feições locais de cisalhamento, paralela ao contato entre as mesmas e os complexos granito-gnáissicos, dobras verticais apertadas e lineação mineral

subhorizontal, enquanto que as estruturas mais jovens incluem zonas de cisalhamento direcionais D_{n+1} nas direções N20°-30°E, N40°-65°E, NS, N10°-20°W e N35°-50°W, relacionadas à evolução do TAD. Na região de Conceição do Tocantins, porção sul do TAD, as faixas de *greenstone* e principais falhas e fraturas estão dispostas nas direções N10-35°E, N45°W e NS. Arthaud (1985) reconheceu nessa região duas fases de deformação: a primeira, de natureza dúctil, de cisalhamento simples, contracional, responsável pelo estiramento EW em seixos de quartzito conglomerático e dobramento observado principalmente na formação ferrífera bandada, com eixos geralmente paralelos a Lx, e a segunda, de cisalhamento puro, originou crenulação com plano axial subvertical de direção NS. Ainda segundo aquele autor, sigmoides em seixos de quartzito conglomerático mostram transporte de SSW para NNE e de NW para SE. Borges *et al.* (1991) consideram que os contatos entre os complexos granito-gnáissicos e as faixas de *greenstone* são curvilíneos, constituindo zonas de cisalhamento com *duplexes* transpressivos e estruturas de empurrões oblíquas e transcorrentes resultantes de um mesmo evento tectônico. Costa *et al.* (1976) foram os primeiros a reconhecer no TAD a disposição em forma de Y das faixas de *greenstone* em planta, segundo as direções NS, NE e NW. Kuyumjian & Araújo Filho (2006) sugerem que a origem das junções triplícies em Y deve-se, inicialmente, às formas dos domos, alojados como corpos elípticos alongados e de superfícies de áreas aproximadamente iguais, formando zonas de cisalhamento que ocorrem com ângulos de 50°-60°. Cruz & Kuyumjian (1998) reconheceram dois eventos metamórficos no TAD: M1, relacionado ao evento D_n, restrito à sequência vulcano-sedimentar, e M2, associado às zonas de cisalhamento D_{n+1} no âmbito da sequência e dos complexos granito-gnáissicos. As paragêneses metamórficas M1 variam da fácies anfíbolito à fácies xisto verde, sendo que a principal paragênese regional nos metabasaltos é hornblenda + plagioclásio ± clorita ± epidoto, enquanto que a paragênese M2 é composta de actinolita + albita + epidoto ± mica branca ± clorita, característica da fácies xisto verde. Cruz (2001) obteve idades ~2,45 Ga e ~2,20 Ga para os granitóides intrusivos na Formação Córrego Paiol e de ~2,26 Ga para a formação ferrífera bandada da Formação Morro do Carneiro. Dados isotópicos Rb-Sr e K-Ar indicam rejuvenescimento isotópico parcial dos granitóides durante a Orogênese Brasileira (Hasui *et al.* 1980). O anfíbolito da Formação Córrego Paiol apresentou idades Ar-Ar de ~2,0Ga e 535±1Ma, relacionadas às orogêneses Transamazônica e Brasileira, respectivamente, enquanto que muscovita hidrotermal do depósito Córrego Paiol forneceu idade Ar-Ar de 535±1 Ma (Cruz 2001, Cruz *et al.* 2001a). Dados isotópicos de Pb-Pb de pirita e de C e O de carbonatos do depósito Córrego Paiol indicam que rochas e mineralizações meso-neoproterozóicas contribuíram na formação do fluido mineralizante (Cruz 2001 e Cruz *et al.* 2001b). Ferrari and Choudhuri (2002,2004) obtiveram para temperaturas de homogeneização em inclusões fluidas primárias e pseudosecundárias associadas a

mineralizações de sulfeto-ouro em veios de quartzo do depósito Córrego Paiol valores de 210-410°C (fluido tipo II, salinidade mais elevada) e 90-320°C (fluido tipo II, salinidade mais baixa). Temperaturas de 320-440°C indicadas por clorita hidrotermal e pressão em torno de 2 kbar sugerem que a mineralização do depósito Córrego Paiol ocorreu nos estágios finais de trajetória P-T-t típica de ambiente tectônico de colisão (Cruz 2001).

Cruz e Kuyumjian (1998) propõem a seguinte seqüência de eventos para a evolução geotectônica do TAD: 1) deposição da seqüência vulcano-sedimentar, iniciada pelos derrames basálticos; 2) verticalização do acamamento e dos contatos geológicos e formação das dobras F_n e da xistosidade S_n no evento D_n ; 3) intrusão sincrônica a tardia a D_n dos granitóides de ambiente de arco tipo TTG; 4) desenvolvimento das zonas de cisalhamento direcional da fase D_{n+1} afetando o conjunto de granitóides e da seqüência vulcano-sedimentar.

O presente trabalho apresenta guias de exploração mineral objetivando depósitos de ouro no TAD. Para tanto, foram avaliados dados publicados e dados novos obtidos recentemente pelos autores nas ocorrências de ouro dos garimpos Santo Elias, Gerseu/Igrejinha e Tapuios que, por serem hospedadas em biotita granito, formação ferrífera bandada e anfibolito, respectivamente, poderiam fornecer dados contrastantes. Como método prospectivo indireto para identificar alvos de interesse para mineralizações de ouro no TAD, foram também utilizadas imagens do sensor ASTER para obter maior informação estrutural na área.

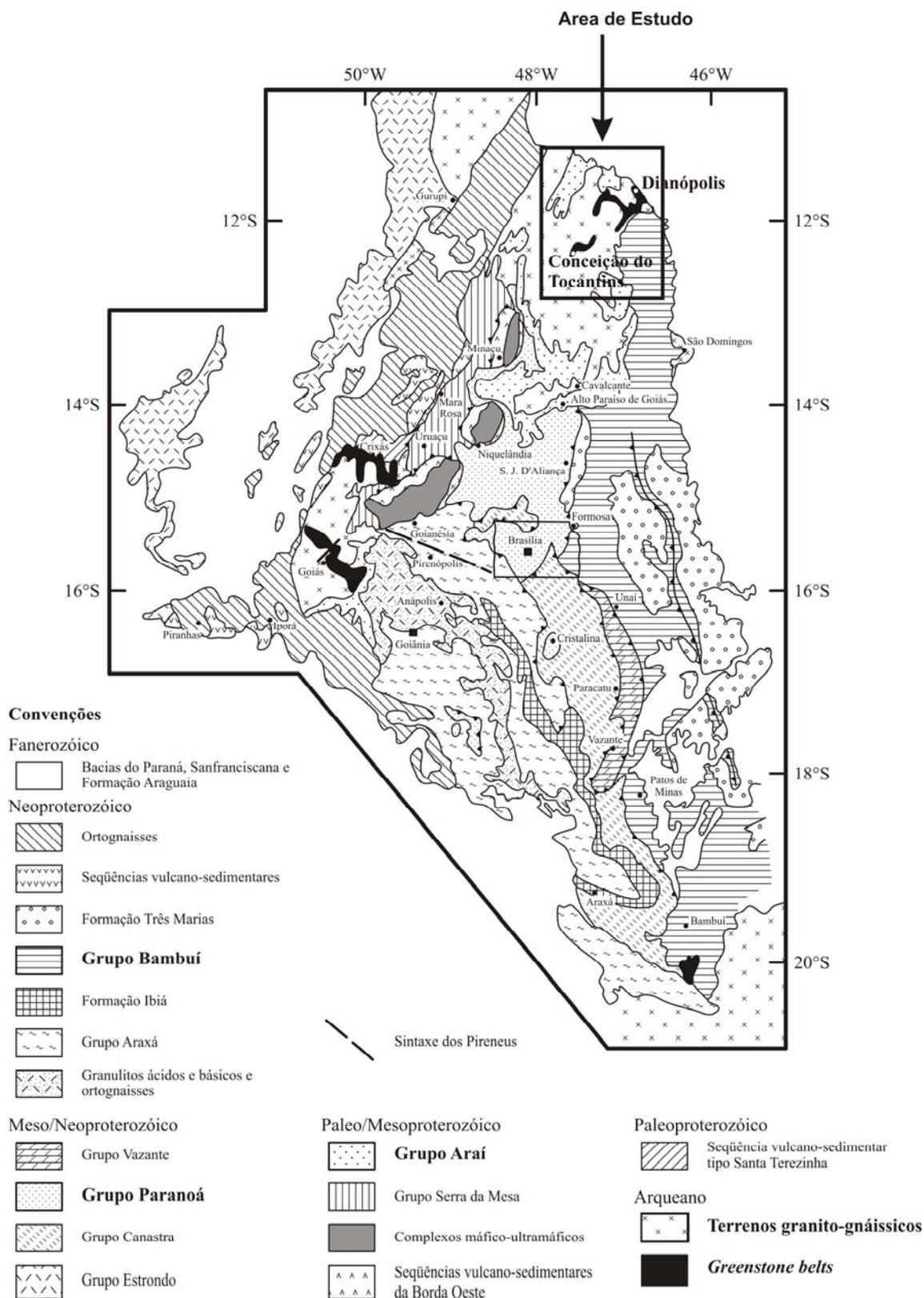


Figura 1 – Mapa geológico simplificado do Brasil central (Compilado de Fuck et al. 1994). O polígono retangular marca a área de estudo.

1. OCORRÊNCIAS E DEPÓSITOS DE OURO NO TAD

Os trabalhos antigos de prospecção e lavra de ouro no TAD foram desenvolvidos pelos bandeirantes nos séculos 17 e 18, durante o Ciclo do Ouro, enquanto que a atividade garimpeira mais recente ocorreu na década de 90, principalmente em aluviões. Devido ao potencial metalogenético do TAD, a empresa DOCEGEO realizou trabalhos regionais no TAD em 1977, os quais consistiram de reconhecimento geológico e prospecção regional em sedimentos de drenagem, indicando alvos anômalos para ouro, com início de sondagens a partir de 1984. O depósito de ouro Paiol foi descoberto em 1987, e sua exploração foi desenvolvida pela Companhia Vale do Rio Doce em “*joint-venture*” com a Metais de Goiás S.A., a partir de 1992, tendo sido cubada reserva de 3,4 ton de Au de minério oxidado a um teor de 1,53 g/ton (Kwitco *et al.* 1995).

Sempre associadas às zonas de cisalhamento D_{n+1} , as principais ocorrências de ouro no TAD são hospedadas por granitóides dos complexos granito-gnáissicos e formação ferrífera bandada e anfibolito da Formação Córrego Paiol (Cruz 1993, Cruz & Kuyumjian 1999, Ferrari & Choudhuri 2000, 2004, Cruz 2001). Ocorrências de ouro aparentemente menos promissoras no TAD são hospedadas por vulcânica ácida alterada para quartzo-carbonato-sericita xisto, quartzito e metaconglomerado, as duas últimas com intensa turmalinização. Até o presente, apenas as concentrações de ouro em anfibolito do depósito Córrego Paiol, biotita granito do depósito Vira-Saia II na porção norte do TAD e formação ferrífera bandada dos garimpos Gerseu/Igrejinha e Cajazeira/Ampar na porção sul do TAD foram exploradas por empresas de mineração (Fig. 2).

1.1 Mineralizações em granitóides No depósito Vira-Saia II, hospedado em tonalito do Complexo Granito-Gnáissico, a alteração é constituída de veios de quartzo ou quartzo-carbonato no centro, bordejados por zona de quartzo-sericita-albita e, nas porções mais externas da alteração, zona de sericita-albita-epidoto. A paragênese de sulfetos, presente nos veios do depósito, mas localmente também nas zonas de alteração, inclui pirita, arsenopirita, calcopirita e galena. Neste depósito e nas ocorrências de ouro em granitóides do TAD, o ouro ocorre essencialmente em veios de quartzo, na forma livre e/ou incluso em pirita. A alteração hidrotermal, geralmente argilização, sericitização, albitização e, subordinadamente epidotização, cloritização e carbonatação é controlada por zonas de cisalhamento N50°-70°W (Pedro d'Ávila), N30°W (Vira-Saia I), N50°-70°E (Vira-Saia II, Lagartixa e Misericórdia), N10°E (Lavrinha), N30°E (Terra Vermelha) e, subordinadamente NS (Garrafas), com foliação milonítica geralmente vertical/subvertical. O garimpo Santo Elias localiza-se em interseção de falhas NE e NS, contendo ouro livre em veios NS e N30-45E constituídos de quartzo

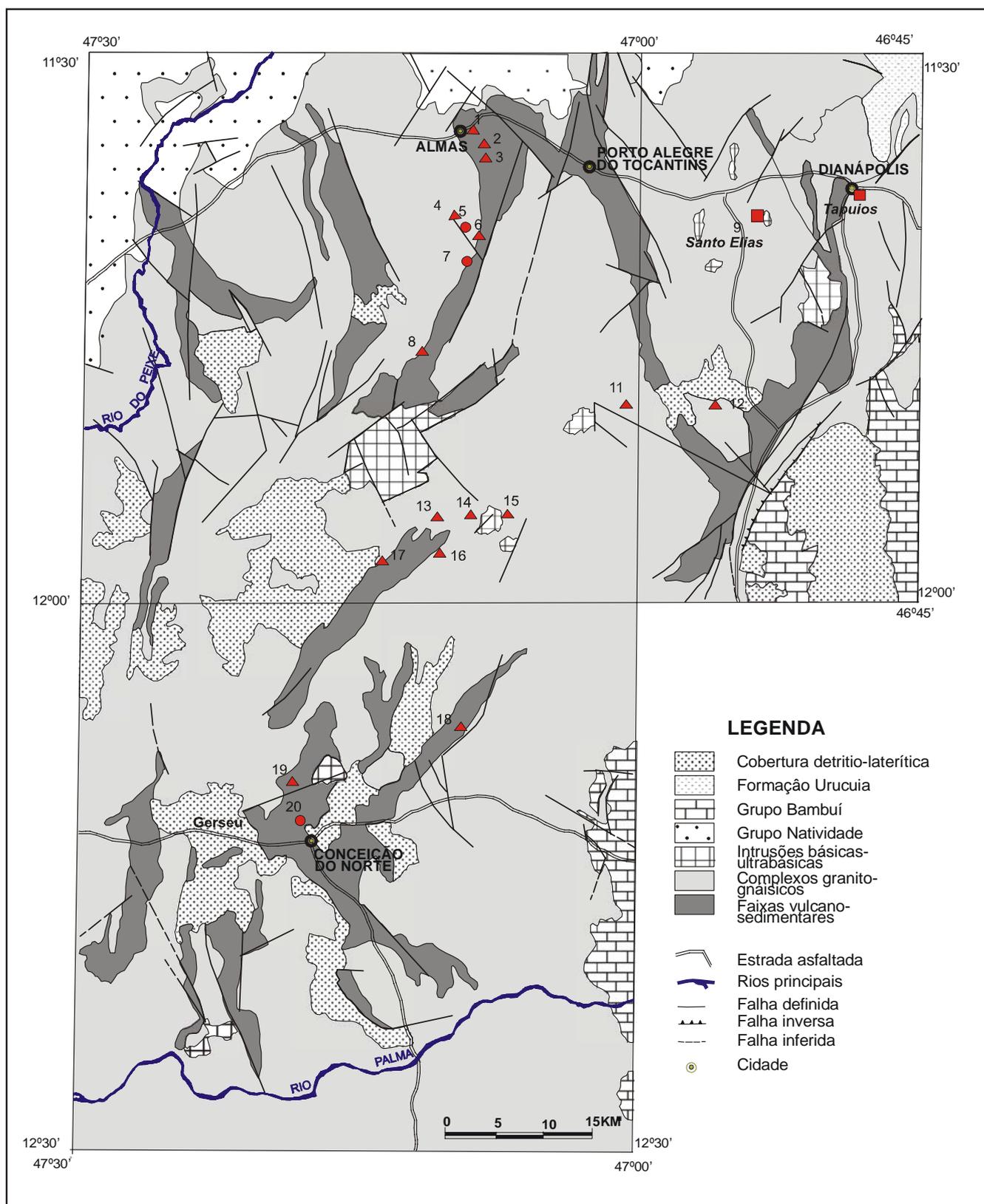


Figura 2: Mapa geológico e principais minas e ocorrências do Terreno Almas-Dianópolis. 1) Garimpo do Arroz, 2) Garimpo do Refresco, 3) Garimpo do Vieira, 4) Garimpo Vira-Saia I, 5) Depósito Vira-Saia II, 6) Garimpo do Olavo, 7) Mina Córrego Paiol, 8) Garimpo do Urubu, 9) Mina Sto Elias, 10) Mina dos Tapuios, 11) Garimpo Lagartixa, 12) Mina Terra Vermelha, 13) Fazenda Curral Queimado, 14) Fazenda Santaninha, 15) Fazenda Santaninha, 16) Fazenda Misericórdia, 17) Fazenda Poço de Ouro, 18) Garimpo São Felipe, 19) Garimpo Furtuosa, 20) Garimpo do Gerseu e 21) Garimpo Cajazeira.

enfumaçado, cataclástico, cimentado por quartzo esbranquiçado, medindo de 40cm a 6,2m de espessura e encaixados em zona de alteração hidrotermal de biotita granito da Suíte 2. A alteração hidrotermal apresenta espessuras inferiores a 5 metros, com locais de estrangulamento, sendo constituída de material friável e de granulação fina, cuja composição mineralógica foi evidenciada por meio de difratometria de raios-X em amostra orientada, glicolada e aquecida. Veios de quartzo, posicionados no centro da alteração são bordejados por zona com menos de 1 metro de espessura de material marrom pulverulento constituído de quartzo, hematita, goetita, esmectita e sepiolita, zona de 1 a 6 metros de espessura de alteração argílica constituída de caulinita, quartzo, illita, montmorilonita e albita, zona constituída de (carbonato-) plagioclásio-quartzo-clorita xisto e, mais distante dos veios, biotita granito com carbonato. A alteração argílica se processa a temperaturas entre 100°C e 400°C. Além de ouro, os veios contêm raros grãos de pirita, calcopirita e malaquita.

1.2 Mineralizações em anfibolito

O ouro do depósito Córrego Paiol é hospedado em anfibolito da Formação Córrego Paiol submetido a carbonatação, cloritização, sericitização, albitização e silicificação ao longo de zona de cisalhamento N20°E. Os sulfetos constituem pirita, pirrotita e calcopirita e as principais concentrações de ouro ocorrem em zona de alteração hidrotermal caracterizada pela presença de quartzo, anquerita, albita, pirita e, subordinadamente mica branca e rutilo. Segundo Cruz *et al.* (2001 a, b) dados geocronológicos Ar-Ar e isotópicos Pb-Pb, O e C indicam que o fluido hidrotermal gerador do depósito Córrego Paiol no Neoproterozóico interagiu com rochas da crosta inferior e das coberturas Meso-Neoproterozóicas dos grupos Natividade, Bambuí e Paranoá. O anfibolito da Formação Córrego do Paiol hospeda várias ocorrências de ouro, entre elas Olavo, Arroz, Refresco, Tapuios, Vieira, Júi, Getúlio e Buzina, associadas a zonas de cisalhamento N10°-30°E e N20°-40°W. Veios de quartzo de até 1 metro de espessura, com direção N35°W/ 65°SW e, menos comumente NS e N80°E, subverticais, apresentam-se seccionados e, os de direção NS, geralmente ramificados segundo padrão Y. As principais concentrações auríferas com ouro livre na forma de grãos de dimensões em torno de 1 mm, ocorrem em pequenas cavidades nos veios. A paragênese de sulfetos inclui pirita e calcopirita, sendo que covelita e malaquita ocorrem muito subordinadamente. Localizado na cidade de Dianópolis, o garimpo Tapuios apresenta concentrações de ouro em veios de quartzo marrom-róseo encaixados em anfibolito (metabasalto de alto-Fe) de faixa de *greenstone* NE, nas proximidades da interseção com faixa de *greenstone* NS. O anfibolito mostra foliação N60°E,60°SE, enquanto os veios de quartzo, com espessura de 0,30 a 1m, geralmente boudinados distribuem-se nas direções N80°W, N60°E e NS. Os veios de quartzo, contendo turmalina, pirita e lamelas maiores de mica branca, são bordejados por material marrom escuro pulverulento, (turmalina-quartzo-clorita-)

carbonato xisto, (turmalina-quartzo-biotita-carbonato-) clorita xisto, (quartzo-clorita-) sericita xisto e, mais externamente carbonato-clorita-epidoto xisto com relictos de plagioclásio. O ouro, muito fino, ocorre em microfraturas no quartzo marrom-róseo de veio contendo pirita, calcopirita e malaquita e no material marrom escuro pulverulento.

1.3 Mineralizações em formação ferrífera bandada As faixas de *greenstone* da porção centro-sul do TAD são constituídas de quartzo-clorita xisto e quartzo-anfibólio xisto (metavulcânicas básicas), quartzo-sericita xisto (metavulcânica ácida), clorita xisto feldespático (metavulcânica andesítica), formação ferrífera bandada, quartzito, xisto carbonoso e *metachert* intrudidos por granitóides que, segundo Thomsen & Kuyumjian (1994a) são semelhantes aos das suites 1 e 2 estudados por Cruz *et al.* (2001) na porção norte do TAD. Segundo Thomsen & Kuyumjian (1994b), a formação ferrífera bandada apresenta composição química semelhante à de formações ferríferas bandadas de idade arqueana-paleoproterozóica. Na região de Conceição do Tocantins, onde as faixas de *greenstone* são constituídas predominantemente por clorita xisto e actinolita xisto com intercalações de formação ferrífera bandada, xisto carbonoso e *metachert*, os xistos mostram foliações N50-60E;NW, N20W;35SW e N50W;55SW, freqüentemente miloníticas e clivagens de crenulação N25W;70NE e NS;80E; barras de quartzo com caimentos de 45° a 65° para SW são freqüentes. Veios de quartzo, por vezes boudinados, são observados nas direções N40-60W, N20E, N40-60E e NS. Nesta região, as principais ocorrências de ouro (garimpos Gerseu/Igrejinha e Cajazeiras/Fazenda Ampar) são hospedadas pela formação ferrífera bandada e xistos encaixantes produtos de alteração hidrotermal. Nos garimpos Gerseu/Igrejinha, localizados na interseção de faixas de *greenstone* NE e NW, o ouro, geralmente associado a pirita, pirrotita, calcopirita, e, menos freqüentemente galena, esfalerita e bismutinita, ocorre em veios e/ou segregações de quartzo branco leitoso encaixados em xistos constituídos de proporções variáveis de carbonato, clorita, biotita, sericita, turmalina, cloritóide e sulfeto. Tais xistos apresentam, freqüentemente, alternância de níveis de quartzo+carbonato±magnetita±sulfeto com níveis de sericita+clorita±turmalina±estilpnomelano± magnetita± sulfeto±cloritóide. Cloritito, *metachert* com *pods* de carbonato+clorita, actinolitito com turmalina e xisto carbonoso contendo carbonato, stilpnomelano, actinolita e clorita também estão presentes na zona de alteração hidrotermal. Vênulas discordantes constituídas de carbonato+turmalina são freqüentes. A presença de porções de formação ferrífera bandada inalterada no xisto sugere que a mesma constitui, pelo menos em parte a rocha protolito da alteração hidrotermal. Nos garimpos Gerseu e Cajazeiras é freqüente a presença de barras e segregações de quartzo com sulfeto na zona axial de dobras fechadas e dobras isoclinais centimétricas a métricas em formação ferrífera bandada e encaixantes hidrotermalizadas.

2. COMPOSIÇÃO QUÍMICA DA PIRITA E DO OURO

A análise química de minerais foi efetuada por meio de microsonda eletrônica CAMECA – SX 50, do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília, com modo de operação em WDS, no intuito de quantificar as concentrações de prata e outros elementos em ouro e de ouro em sulfetos das ocorrências Tapuios, Gerseu/Igrejinha e Santo Elias. As condições analíticas para análises de ouro foram: voltagem de aceleração de 20 kv, corrente de 40 η A e tempo de contagem de 30 segundos para Au, Cu, Ag, Fe, Pd, Te e Bi. Nos sulfetos foram dosados S, Fe, Cu, Zn, Pb, Sb, Bi, Ni, As, Cd, Co, Ag, W e Sn com uma voltagem de 20 kv, corrente de 40 η A e tempo de contagem de 10 segundos por elemento. Para a determinação dos limites de detecção médios de ouro em sulfetos e de prata em ouro foi utilizada a fórmula indicada por Kitajima (1998). A composição da pirita é praticamente a mesma nas três ocorrências, ou seja, entre 46,142% Fe 52,556% S 0,385% As e 46,581% Fe 53,921% S 0,181% As no garimpo Gerseu; entre 43,4% Fe 49,751% S 0,094% As e 46,754% Fe 55,468% S, 0,168 As no garimpo Santo Elias e entre 46,137% Fe 53,302% S 0,128% As e 46,591% Fe 53,879% S 0,167% As no garimpo Tapuios. Os elementos analisados em pirita não mostram variação marcante ou sistemática no interior de cada grão, de grão para grão na mesma amostra, ou de zona de alteração para zona de alteração, com concentrações mais elevadas de As (0,463%), Ag (0,466%), Bi (0,169%) e de Sb (0,227%) no garimpo Gerseu/Igrejinha. As análises em grãos de ouro revelam concentrações de 94,978-100,679% Au, 0-5,661% Ag, 0-0,027% Te e 0-0,270% Bi no garimpo Igrejinha; 81,107-100,661% Au, 0,227-18,772% Ag, 0,012-0,044% Te e 0,062-0,367% Bi nos Tapuios; 94,041-95,818% Au, 5,383-6,104% Ag, 0,002-0,022% Te e 0,202-0,479% Bi no Santo Elias. Os grãos de ouro são progressivamente mais enriquecidos nos garimpos Tapuios, Igrejinha e Santo Elias, sendo que os valores mais elevados de Bi e Te foram, respectivamente 0,525% e 0,056%. A razão Au/Ag apresenta amplitude de valores 16,61-17,55 no garimpo Igrejinha, 13,42-16,68 no garimpo Tapuios e 15,51-17,8 no garimpo Santo Elias.

Tabela 1 - Principais características das ocorrências e depósitos de ouro do Terreno Almas-Dianópolis, TO.

Ambiente geotectônico	Arco de ilha.
Controle estrutural	Charneira de dobras fechadas e fraturas subsidiárias em zonas de cisalhamento NS, NE e NW, principalmente em suas intersecções.
Controle químico	Metabasalto e formação ferrífera bandada hospedam as principais ocorrências/depósitos de ouro no TAD. Ao interagirem com fluido hidrotermal, tais rochas provocam alterações no pH e estado de oxidação do mesmo, diminuindo a solubilidade do ouro e provocando sua precipitação.
Alteração hidrotermal	Principalmente sericitização e caolinização em granitóide, carbonatação, sericitização e cloritização em basalto, e carbonatação, sulfetação e turmalinização em formação ferrífera bandada. A assembléia de minerais da alteração hidrotermal indica condições de formação características da fácies xisto verde baixo-médio.
Principal rocha hospedeira das concentrações de ouro	Quartzo de veio e de segregações e, subordinadamente alteração hidrotermal encaixante do veio.
Paragênese de sulfetos	Pirita e arsenopirita em granitóide; pirita, pirrotita e calcopirita em metabasalto; e pirita, pirrotita, calcopirita, galena e bismutinita em formação ferrífera bandada.
Au/Ag em ouro	16,61-17,55 no garimpo Igrejinha, 13,42-16,68 no garimpo Tapuios e 15,51-17,8 no garimpo Santo Elias.
Inclusões fluidas (Ferrari & Choudhuri 2004)	Fluido trifásico de alta salinidade (200 a 410°C) e fluido bifásico de baixa salinidade (90 a 320°C)
Dados isotópicos (Ar-Ar, Pb-Pb, C e O) (Cruz 2001)	Rochas da crosta inferior e das coberturas meso-neoproterozóicas contribuíram para o fluido hidrotermal formador das mineralizações do TAD no Neoproterozóico.

3. INTERPRETAÇÃO DE IMAGENS DO SENSOR ASTER APLICADA À PROSPECÇÃO DE OURO NO TAD

O sensor ASTER (Advanced Spaceborne Thermal Emission) é um dos cinco sensores de imageamento que estão a bordo da plataforma Terra, satélite lançado em 18 de dezembro de 1999 como parte do programa Earth Observing System (EOS) da NASA em cooperativa com o MITI do Japão e o ERSDAC. Ele foi projetado para obter dados detalhados de temperatura, emissividade, reflectância e topografia da superfície da Terra, visando um melhor entendimento das interações entre a biosfera, hidrosfera, litosfera e atmosfera. O satélite opera a uma altitude de 705 km, possui faixa de imageamento no terreno de 60 km e cruza o equador às 10:30 hs (Azcurra et al, 2003). A faixa espectral coberta pelo ASTER varia de 0,53 a 11,65 μm constituído por três subsistemas de imageamento separados, com resoluções espacial e espectral

diferentes. Cada subsistema opera em uma região espectral diferente: visível e infravermelho próximo (SWIR), infravermelho de ondas curtas (NIR), e infravermelho termal. Outra importante característica é a possibilidade de se gerar modelos digitais de terreno (MDT). Há no sensor um telescópio com visada dupla para frente e para trás, que permite estabelecer um par estereoscópico entre as bandas 3N e 3B (Abrams & Hook, 2002). Imagens de satélite do sensor multiespectral ASTER-TERRA da região de Almas-Dianópolis AST_L1B.003:2013924417 obtida em 09/01/2001, compreende as bandas 1 a 3 do VNIR (Visible and Near-infrared— 400 a 1,000 nm) e as bandas 4 a 9 do SWIR (Shortwave Infrared— 1,000 a 2,500 nm).

Tabela 2: Principais características dos sub-sistemas e bandas do ASTER-TERRA.

Sub-sistema	Banda	Faixa Espectral (μm)	Resolução Espacial (m)	Níveis de Quantização
VNIR	1	0.52-0.60	15	8 bits
	2	0.63-0.69		
	3N	0.78-0.86		
	3B	0.78-0.86		
SWIR	4	1.60-1.70	30	8 bits
	5	2.145-2.185		
	6	2.185-2.225		
	7	2.235-2.285		
	8	2.295-2.365		
	9	2.360-2.430		
TIR	10	8.125-8.475	90	12 bits
	11	8.475-8.825		
	12	8.925-9.275		
	13	10.25-10.95		
	14	10.95-11.65		

3.1 Metodologia de trabalho

São aqui descritos os métodos utilizados neste trabalho. A Figura 3 exibe um fluxograma com os dados e processamentos utilizados.

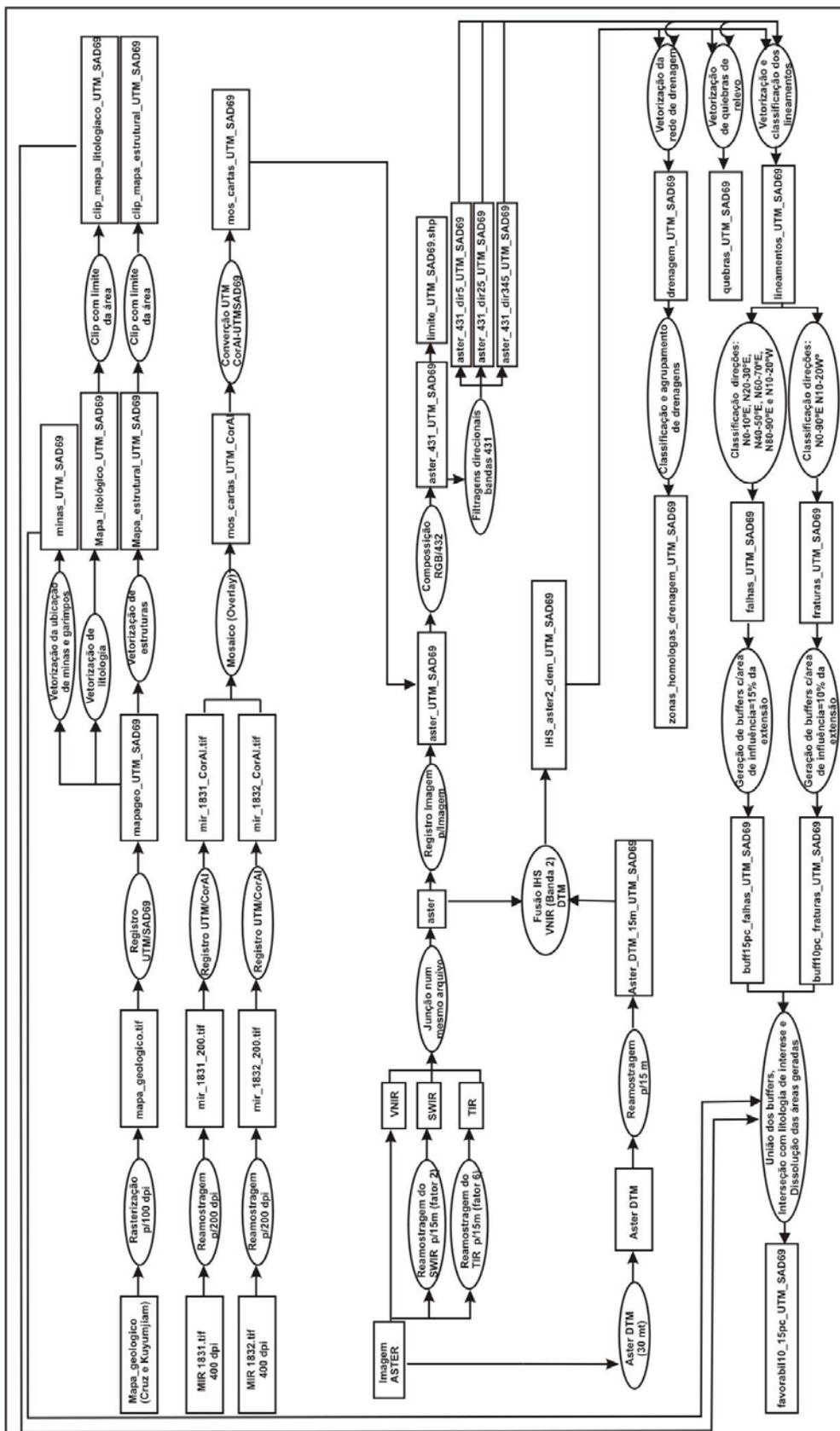


Figura 3: Fluxograma esquemático dos processos envolvidos neste trabalho. Retângulos indicam dados e elipses indicam os processos executados

3.2 Processamento digital de imagens Diversas técnicas de processamento digital de imagens foram utilizadas neste trabalho, utilizando-se principalmente o software ENVI 3.5 do Laboratório de Sensoriamento Remoto – IG – UnB. Essas técnicas são descritas a seguir.

3.2.1. COMPOSIÇÃO COLORIDA As composições coloridas representam uma forma de exibir imagens digitais em falsa cor. Dois principais tipos de composições coloridas são comumente utilizados, a composição RGB (red, green, blue) em que três bandas são representadas pelos canais vermelho, verde e azul, e a composição CMY (cian, magenta, yellow), em que as bandas são representadas nos canais cian, magenta e amarelo respectivamente. Na composição colorida RGB com as bandas 4, 3 e 1 da imagem ASTER-TERRA (Fig. 4) pode-se apreciar de cor roxo o Grupo Natividade aflorando na esquina superior esquerda, neste caso se parecia as partes mais altas onde não tem cobertura vegetal; na esquina inferior direita estão aflorando as coberturas lateríticas apresentando na imagem cor rosácea, o Grupo Bambuí que está bordejando as coberturas lateríticas não pode ser bem apreciado na imagem devido à presença de cobertura vegetal; os sedimentos da Formação Urucuya solo são mostrados na imagem na esquina superior direita, sendo que as partes mais baixas de esta formação estão sendo mascaradas por uma densa vegetação, os complexos granito-gnáissicos aparecem de cor rosácea no centro da imagem, com pouca vegetação associada, as faixas vulcano-sedimentares estão quase sempre associadas a vegetação o mesmo acontece com as intrusões máficas e tramáficas.

A composição colorida RGB com as bandas 4, 3 e 1 da imagem ASTER-TERRA foi utilizada na foto interpretação e representa uma ferramenta de auxílio à navegação em campo no mapeamento geológico. Outro tipo de composição conhecida como falsa cor é utilizada para visualização de grids geofísicos, geoquímicos e em modelos digitais de terreno, como utilizado neste trabalho com cores indo do azul nos menores valores ao vermelho nos valores mais altos. Esse modelo digital de terreno foi gerado a partir das bandas 3N e 3B da imagem ASTER-TERRA com a ferramenta ASTER-DTM.

3.2.2. TRANSFORMAÇÃO IHS – EDICROM-R A transformação IHS representa uma importante ferramenta para integrar imagens digitais. Esta técnica consiste em transformar imagens de um sistema de cores RGB ou CMY para um espaço de cores IHS. O espaço de cores conhecido como IHS (Intensity-Hue-Saturation) é uma forma de representação de cores em coordenadas polares, na qual as cores são definidas a partir dos atributos: intensidade (Intensity - I), matiz (Hue - H) e saturação (Saturation - S). Nesse sistema, a intensidade é relacionada ao brilho da imagem, o matiz representa o comprimento de onda dominante ('cor da imagem') e a saturação diz respeito à

pureza das cores. Aqui, utilizou-se a transformação IHS para fundir a banda 2 da imagem ASTER-TERRA com a imagem falsa cor do modelo digital de terreno, como parte da técnica de estereoscopia por disparidade cromática ou cromoestereoscopia de relevo (EDICROM-R), descrita por Teixeira (2003).

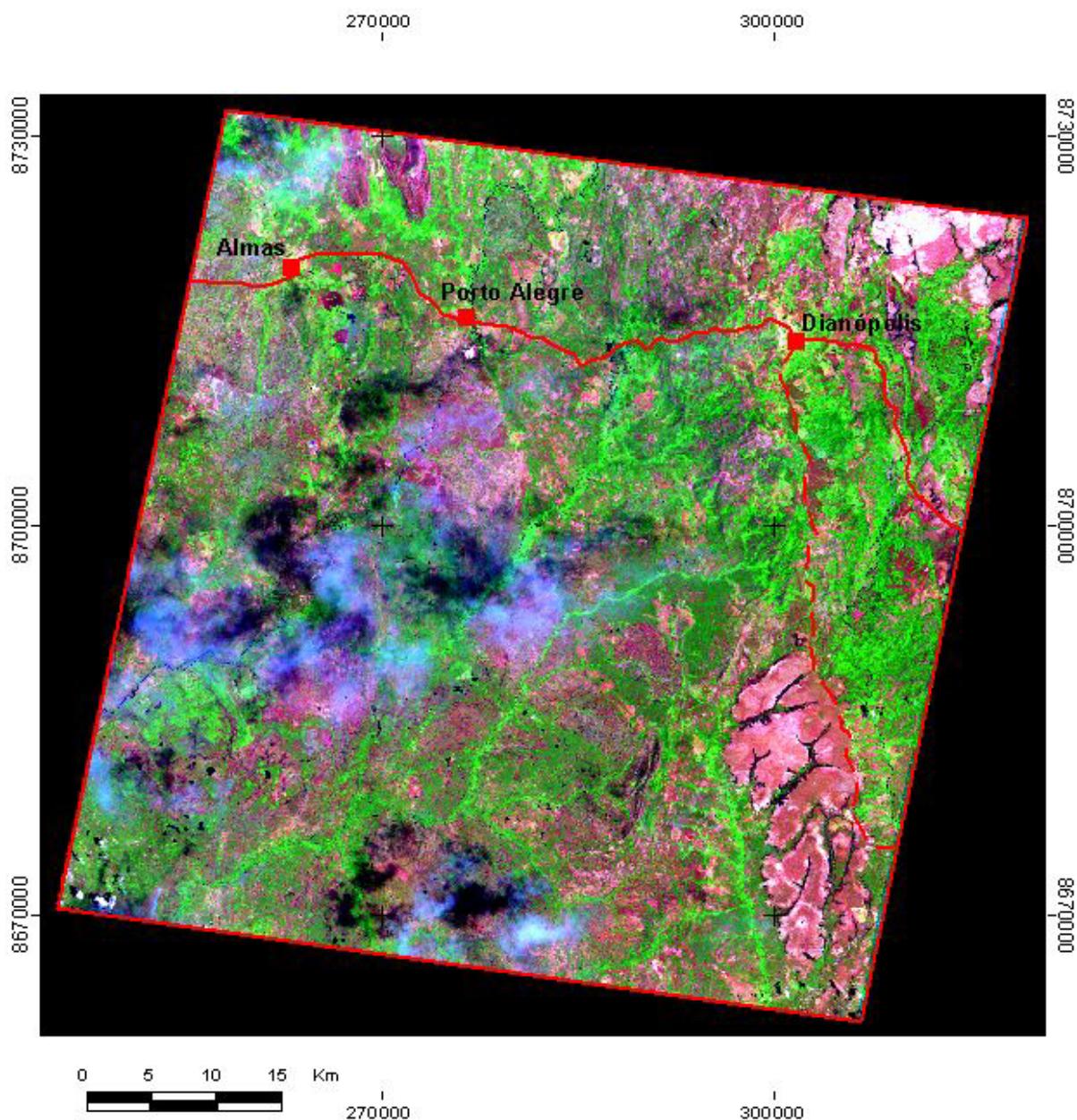


Figura 4: Carta imagem da área de estudo. Composição colorida RGB com as bandas 4, 3 e 1 da imagem ASTER-TERRA.

Na imagem EDICROM-R da área (Figura 5) pode-se ver que as ocorrências não estão precisamente associadas a zonas altas ou baixas, existe uma tendência a estarem nas partes mais baixas que é onde

estão emprazadas as litologias mais favoráveis, mais não há uma associação definida com o relevo. A imagem deve ser visualizada com óculos Chroma Depth™ 3-D de forma a se observar em três dimensões o relevo da área. A imagem EDICROM-R da área foi também utilizada na fotointerpretação.

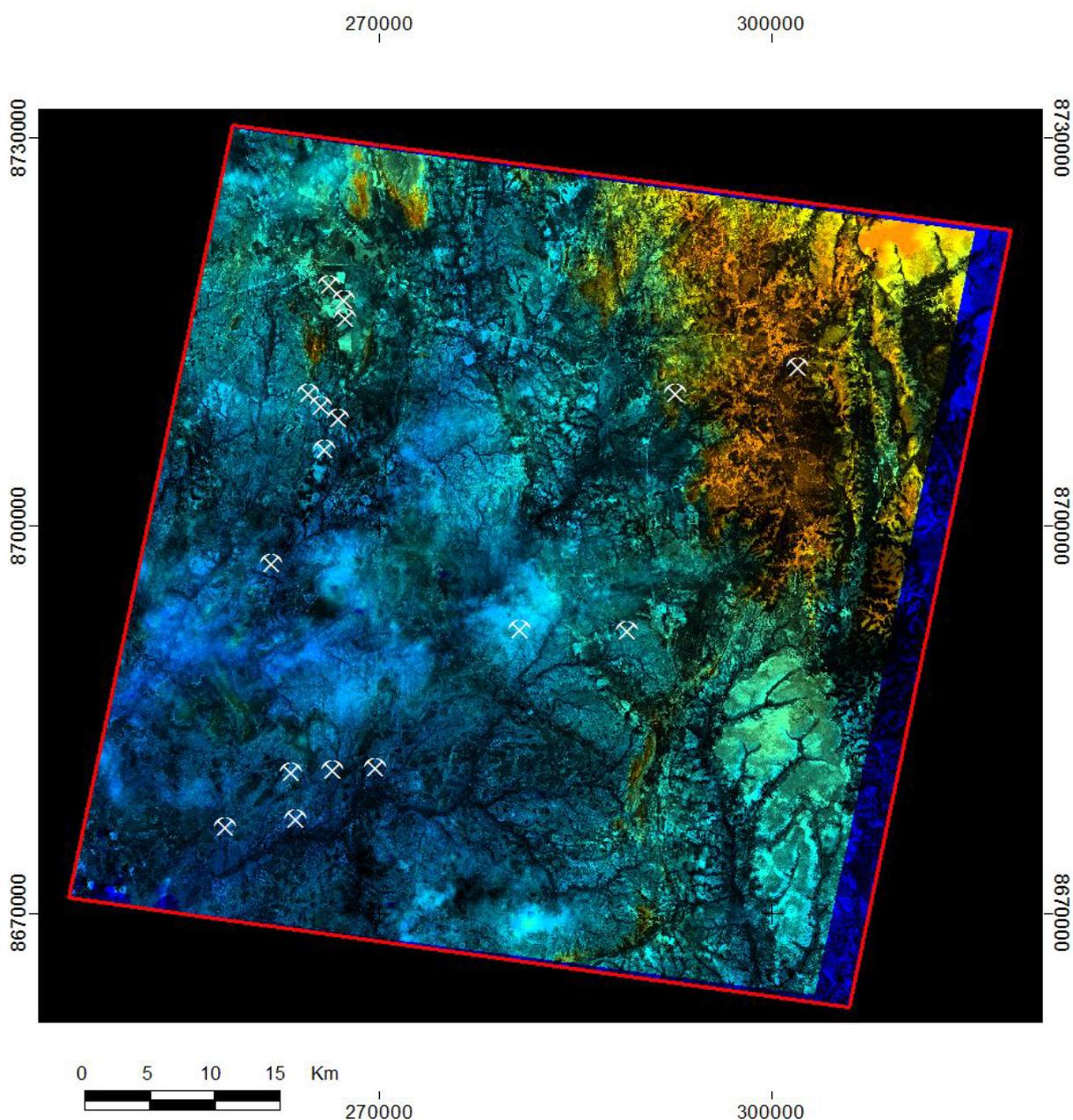


Figura 5: Imagem EDICORM-R da área de estudo. Produto resultante da fusão IHS da banda 2 da imagem ASTER com a imagem falsa cor do MDT.

3.2.3. FILTRAGENS DIRECIONAIS

As técnicas de filtragem em imagens digitais são operações algébricas entre a matriz da imagem e uma matriz filtro configurada de acordo com o objetivo da filtragem. Nas filtragens direcionais a matriz filtro é configurada para ressaltar linhas em determinada direção. Foram realizadas filtragens direcionais com matriz 3x3 nas direções N05°E (Fig. 6), N15°E (Fig. 7) e N15°W (Fig. 8) associadas às zonas de cisalhamento que controlam as mineralizações. As filtragens foram aplicadas nas bandas 1, 3 e 4 da imagem ASTER-TERRA, sendo os resultados visualizados na composição colorida RGB-431. As composições resultantes foram utilizadas na fotointerpretação.

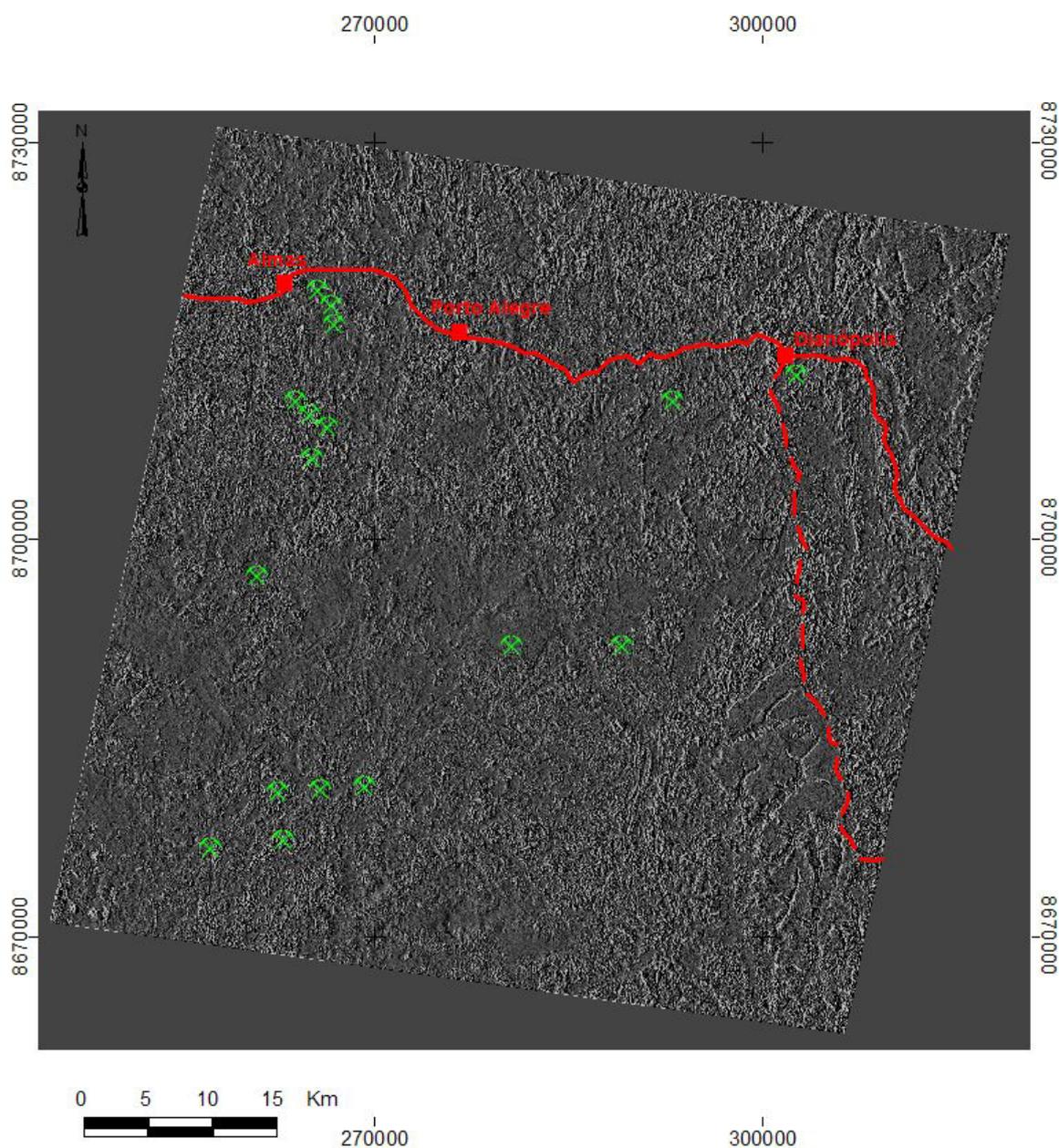


Figura 6: Imagem do sensor ASTER, resultante de aplicação de filtragem direcional de 5°. Em verde observa-se as mineralizações abordadas no presente trabalho.

3.3. Fotointerpretação O termo fotointerpretação é aqui utilizado como o conjunto de técnicas de interpretação de fotografias aéreas para o mapeamento geológico adaptadas para imagens digitais. Três principais feições de padrões de formas foram analisadas. O padrão da rede de drenagem, extraído a partir dos mapas topográficos, da composição RGB das bandas 4,3 e 1 da imagem ASTER-TERRA e da imagem EDICROM-R. A rede de drenagem foi então compartimentada em zonas homólogas conforme descrito em Veneziani e Anjos (1982) com adaptações. Outro parâmetro estudado, as quebras positivas e negativas do relevo foram traçadas

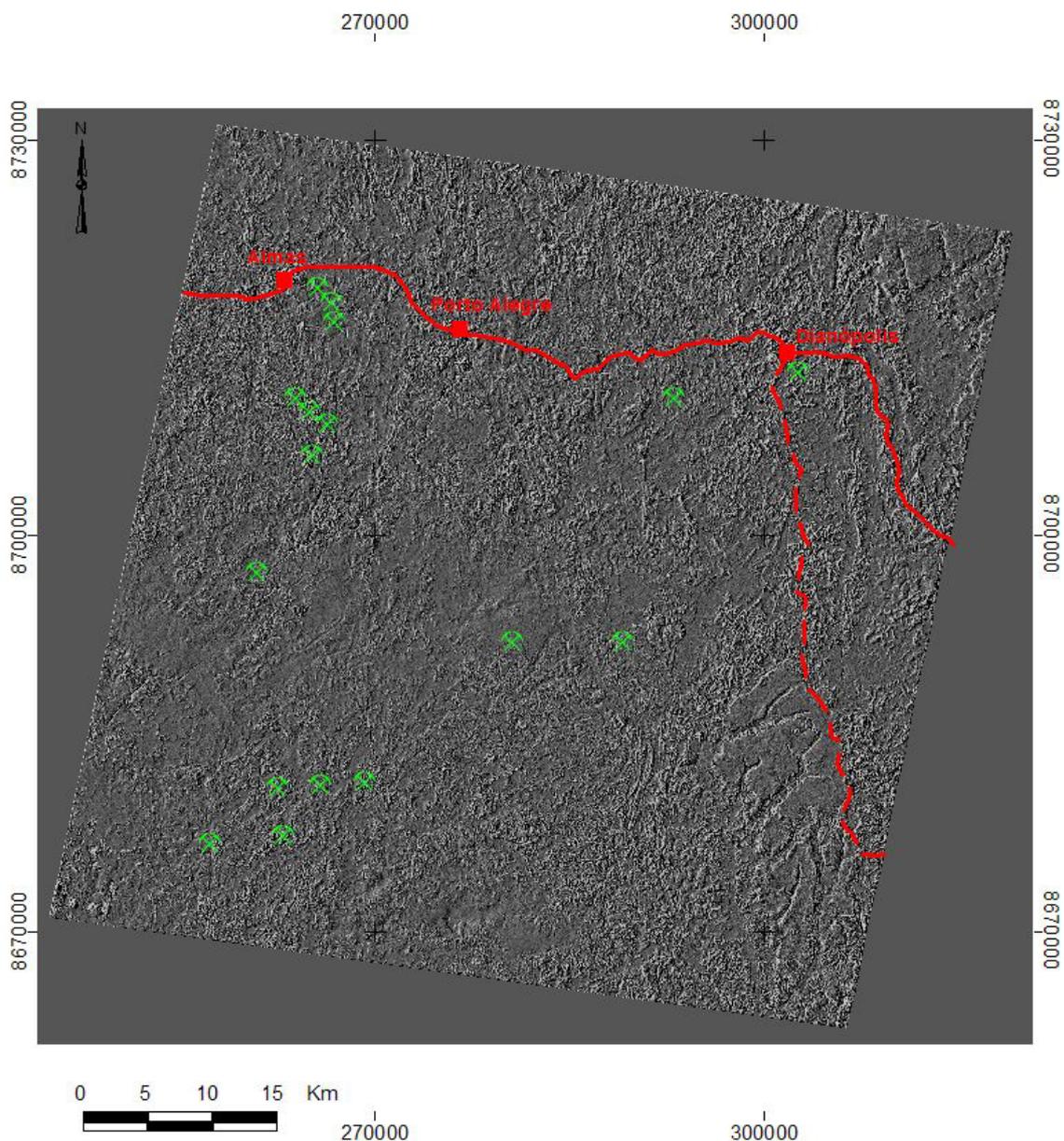


Figura 7: Imagem do sensor ASTER, resultante de aplicação de filtragem direcional de 15°. Em verde observa-se as mineralizações abordadas no presente trabalho.

com a imagem EDICROM-R, que representa uma ferramenta de apoio ao mapeamento geológico. A última feição analisada foram os lineamentos fotogeológicos. Os lineamentos consistem em alinhamentos de cristas de serras, de drenagens ou quaisquer outras feições lineares distinguíveis na imagem. Os lineamentos foram extraídos com base na composição RGB das bandas 4, 3 e 1 da imagem ASTER-TERRA, na imagem EDICROM-R e nas imagens resultantes das filtragens. Esses lineamentos foram então classificados conforme sua extensão em falhas indefinidas, se com extensão maior que dois quilômetros, e em fraturas ou juntas, com extensão menor que 2 Km.

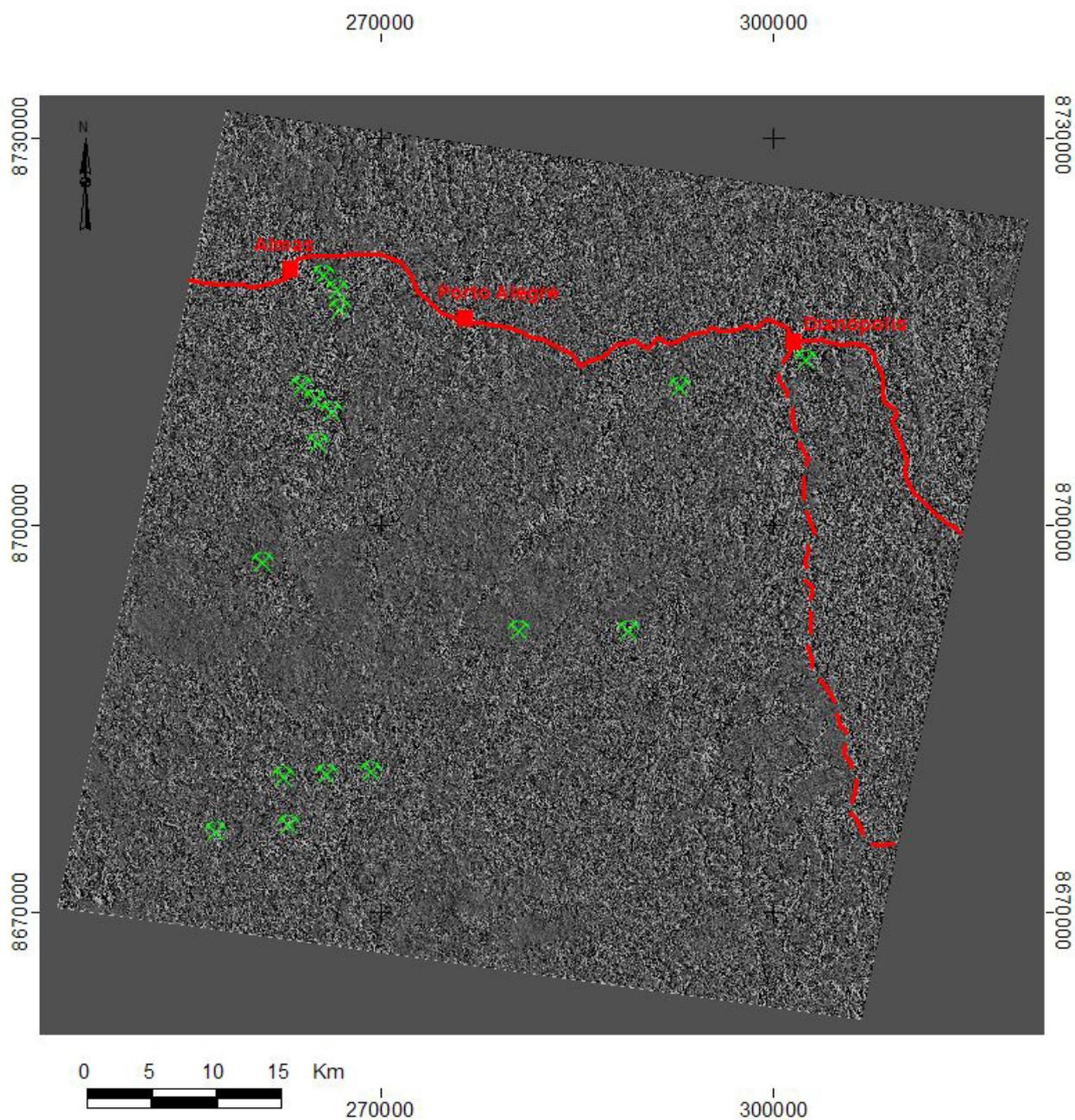


Figura 8: Imagem do sensor ASTER, resultante de aplicação de filtragem direcional de 345°. Em verde observa-se as mineralizações abordadas no presente trabalho.

3.5 Resultados

3.5.1. APLICAÇÕES PARA O MAPEAMENTO GEOLÓGICO

3.5.1.1 Zonas homólogas da rede de drenagem A análise da rede de drenagem e compartimentação em zonas homólogas é um método já consagrado no mapeamento geológico. Entretanto, a etapa de fotoleitura associada (extração da rede de drenagem) é comumente realizada sobre fotografias aéreas estereoscópicas. A possibilidade de se integrar por meio da transformação IHS alguma banda do visível com o MDT gerado a partir das bandas 3N e 3B (imagem EDICROM-R) para análise cromoestereoscópica representa importante ferramenta para o mapeamento geológico.

A rede de drenagens da área de estudo foi compartimentada em treze zonas homólogas com diferentes características de densidade, alinhamentos, angularidade, tropia e assimetria (Figura 9).

As características de cada uma das zonas são as seguintes:

Zona 1: Rede de drenagem com densidade alta, sinuosidade mista entre retilínea e meandrada com alinhamentos N45E e N45W, angularidade mista entre ortogonal e oblíqua, tropia multidirecional ordenada e assimetria fraca;

Zona 2: Rede de drenagem com densidade média, cursos retilíneos com alinhamentos N45E, N45W e NS, angularidade oblíqua, tropia bidirecional e assimetria moderada;

Zona 3: Rede de drenagem com densidade muito alta, sinuosidade mista entre retilínea e meandrada com alinhamentos NS, NE e NW, angularidade mista entre ortogonal e oblíqua, tropia multidirecional ordenada e assimetria fraca;

Zona 4: Rede de drenagem com densidade alta, sinuosidade mista entre retilínea e meandrada com alinhamentos NS e EW, angularidade ortogonal, tropia multidirecional ordenada e assimetria muito forte;

Zona 5: Rede de drenagem com densidade baixa, sinuosidade mista entre retilínea e meandrada com alinhamentos NE e NW, angularidade ortogonal, tropia bidirecional e assimetria moderada;

Zona 6: Rede de drenagem com densidade alta, sinuosidade mista entre retilínea e meandrada com alinhamentos NS, N45E e N45W, angularidade mista entre ortogonal e oblíqua, tropia multidirecional ordenada e assimetria forte;

Zona 7: Rede de drenagem com densidade alta, sinuosidade mista entre retilínea e meandrada com alinhamentos NS e EW, angularidade ortogonal, tropia bidirecional e assimetria forte;

Zona 8: Rede de drenagem com densidade muito alta, sinuosidade mista entre retilínea e meandrada com alinhamentos NS, angularidade oblíqua, tropia multidirecional ordenada e assimetria fraca;

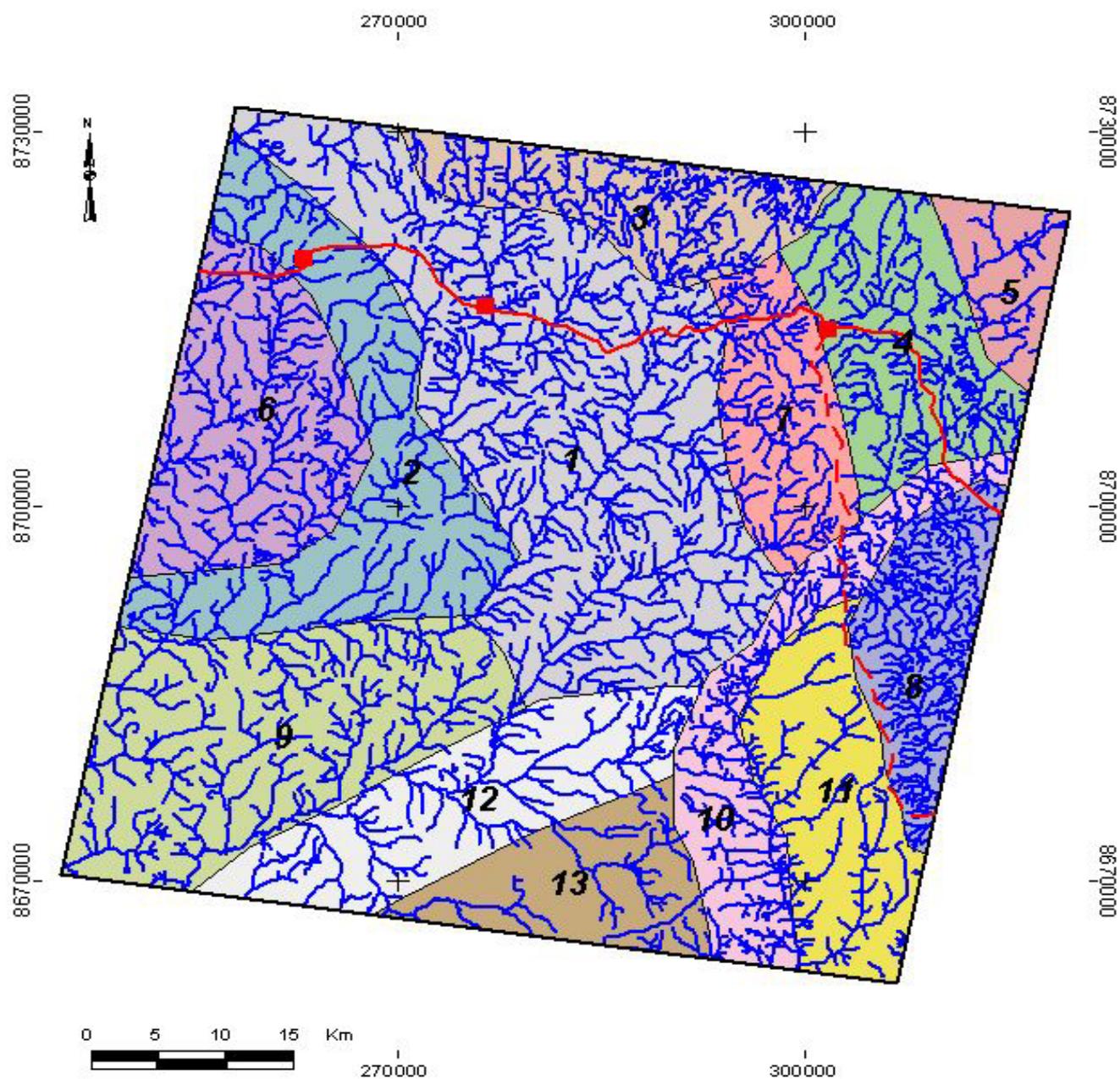


Figura 9: Rede de drenagem compartimentada nas respectivas zonas homólogas.

Zona 9: Rede de drenagem com densidade média, cursos retilíneos com alinhamentos EW, N45W, N45E e NS, angularidade mista entre ortogonal e oblíqua, tropia multidirecional ordenada e assimetria moderada;

Zona 10: Rede de drenagem com densidade média, cursos retilíneos com alinhamentos EW e NS, angularidade ortogonal, tropia unidirecional e assimetria muito forte;

Zona 11: Rede de drenagem com densidade baixa, cursos retilíneos com alinhamentos N45E e NS, angularidade mista entre ortogonal e oblíqua, tropia unidirecional e assimetria muito forte;

Zona 12: Rede de drenagem com densidade média, cursos retilíneos com alinhamentos EW, N45E e NS, angularidade oblíqua, tropia multidirecional ordenada e assimetria forte;

Zona 13: Rede de drenagem com densidade baixa, cursos retilíneos com alinhamentos EW, N45W, N45E e NS, angularidade ortogonal, tropia bidirecional e assimetria moderada.

De uma maneira geral, algumas zonas homólogas traçadas correspondem a unidades litoestratigráficas da área, como as zonas 3 e 11. Outras zonas que possam corresponder a uma mesma litologia diferenciam no mínimo domínios estruturais dentro dessas unidades (zonas 1, 2 e 6).

3.5.1.2 Quebras de relevo Na área de estudo foram traçadas as principais quebras positivas e negativas de relevo (Figura 10) A quebras negativas muitas vezes representam o contato entre algumas unidades litoestratigráficas, sendo, porém, mais recortadas que os contatos do mapa geológico da Figura 2. As quebras positivas em geral marcam fortes lineamentos, sendo de grande auxílio para interpretação estrutural. A análise das quebras de relevo é também método já conhecido no mapeamento geológico, entretanto, como no caso do estudo da rede de drenagens, é normalmente realizada a partir de fotos aéreas. A imagem EDICROM-R é também importante nessa análise, sendo de grande valor para o mapeamento.

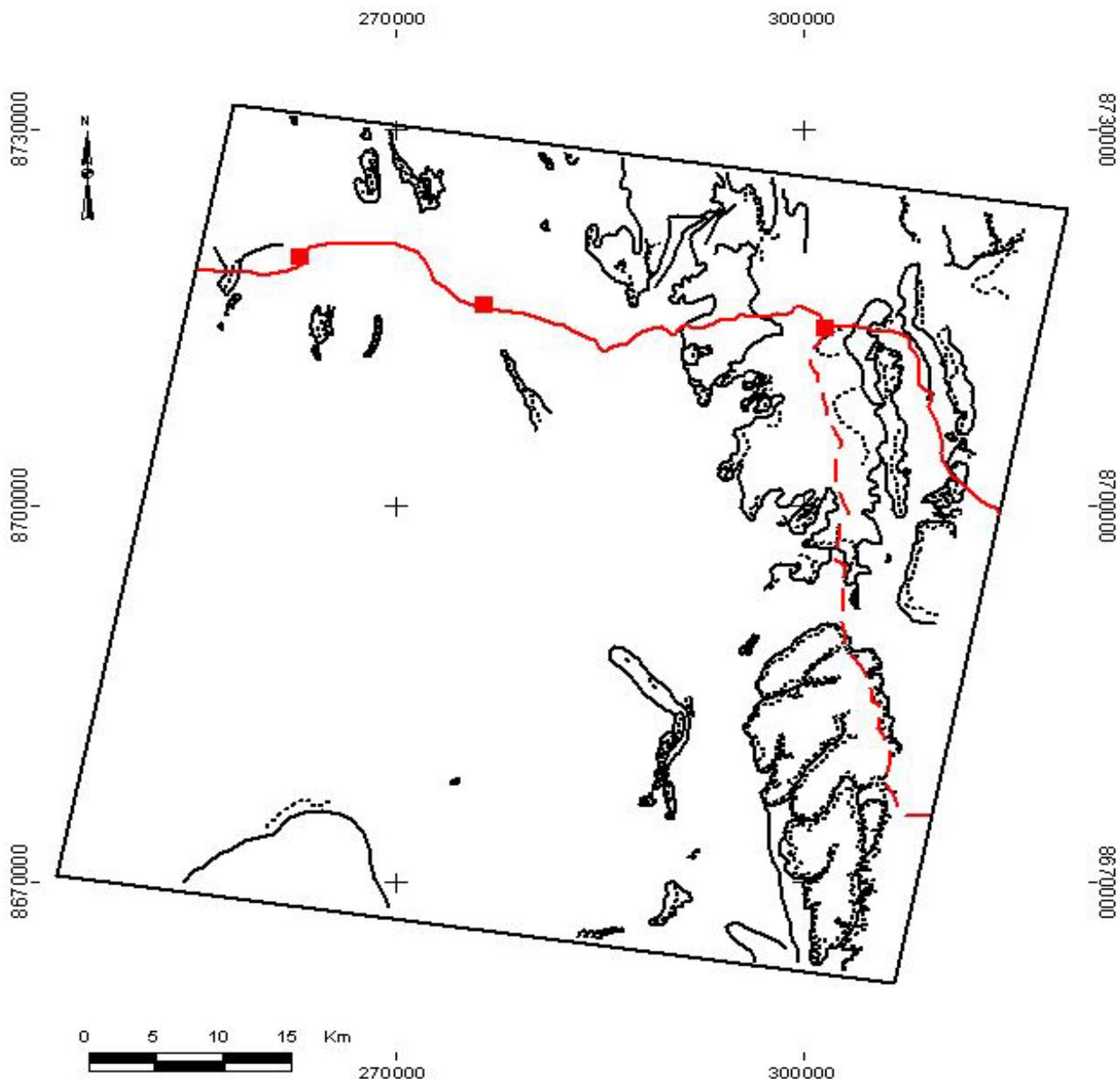


Figura 10: Quebras positivas em linhas ponteadas e negativas de relevo em linhas contínuas.

3.5.1.3 Lineamentos fotogeológicos

Os lineamentos fotogeológicos da área são mostrados na Figura 11. O mapa de lineamentos resultante é condizente com o conhecimento estrutural prévio da área, marcando bem as zonas de cisalhamento direcional D_{n+1} . Todas as imagens utilizadas para a extração de lineamentos foram importantes a este processo.

No mapa da figura 11 foram maracdas novas áreas potenciais para explorações mineral de ouro no TAD. Não então cabe resaltar que é imporante a integração destas informações com dados geofísicos e ovos trabalhos de campo.

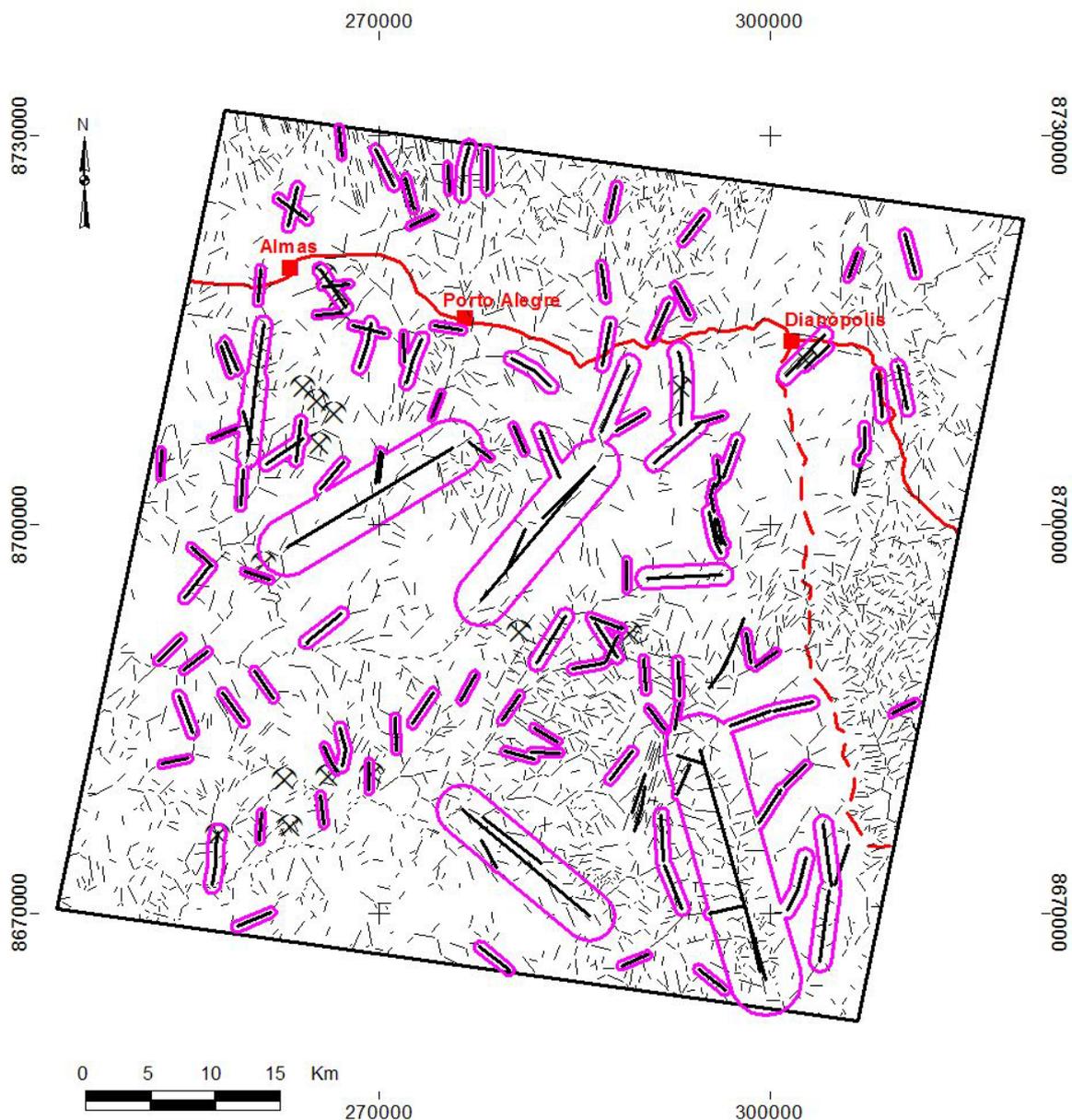


Figura 11: Mapa de lineamentos classificados em falhas ou fraturas de acordo com a extensão. As mineralizações foram plotadas com intuito de destacar novas zonas mineralizadas.

4. DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

Embora a caracterização geológica do TAD seja dificultada pelo profundo e intenso intemperismo e deformação a que as rochas da região foram submetidas, os dados existentes indicam que as ocorrências e depósitos de ouro, evidenciados primeiramente por meio de prospecção de reconhecimento em sedimentos de drenagem, são hospedados pelas faixas de *greenstone*, cuja distribuição é controlada por zonas de cisalhamento $N35^{\circ}-50^{\circ}W$, $N40^{\circ}-60^{\circ}E$ e, menos freqüentemente NS. As ocorrências mais significativas localizam-se em fraturas subsidiárias

e/ou fechamento de dobras no âmbito das intersecções das faixas de *greenstone*, ou zonas de cisalhamento. O ouro ocorre essencialmente em veios de quartzo bordejados por zonas de albitização, argilização e sericitização quando encaixados em rochas graníticas; carbonatização, cloritização, sericitização e, subordinadamente biotitização e turmalinização em anfibolito; e carbonatização, sulfetação, cloritização, biotitização e turmalinização em formação ferrífera bandada. A sulfetação foi mais intensa durante o processo hidrotermal na formação ferrífera bandada (pirita, pirrotita, calcopirita, galena e esfalerita e bismutinita) do que no anfibolito (pirita, pirrotita, calcopirita e malaquita) e granito (pirita arsenopirita, calcopirita, malaquita, galena e esfalerita). A interação de rochas ricas em ferro (anfibolito de alto-Fe e formação ferrífera bandada) com o fluido mineralizante constituiu, provavelmente um mecanismo importante para a precipitação do ouro no TAD. De fato, é sabido que alteração hidrotermal de anfibolito e formação ferrífera resulta em aumento do pH e redução do fluido hidrotermal, respectivamente, com diminuição da solubilidade e precipitação de metais. Portanto, o controle das ocorrências/depósitos de ouro no TAD é exercido por dois fatores: estrutural e química. A presença de clorita, sericita, carbonato e sulfetos em praticamente todas as assembléias de minerais produtos da alteração hidrotermal a que foram submetidas as rochas do TAD sugerem percolação de solução aquosa e carbônica e que enxofre foi importante para o transporte, na forma de tiocomplexo, e deposição do ouro. As variações da composição química da pirita e do ouro nas ocorrências Tapuios, Gerseu/Igrejinha e Santo Elias decorrem provavelmente da interação do fluido mineralizante com diferentes tipos de rocha encaixante do veio, ou seja, anfibolito, formação ferrífera bandada e biotita granito, respectivamente. Contexto geotectônico de arco de ilha com intenso magmatismo do tipo TTG durante sua evolução, ouro em veios de quartzo localizados em intersecção de falhas ou controlados por fraturas subsidiárias em zonas de cisalhamento, minerais de alteração hidrotermal típicos da fácies xisto verde, predominância de sulfetos de ferro (pirita e pirrotita) e ordem de grandeza dos valores da razão Au/Ag em grãos de ouro, são compatíveis com depósitos do tipo *orogenic lode gold*. Dados geocronológicos obtidos em granitóides e anfibolito do TAD e em muscovita hidrotermal do depósito Córrego Paiol e isotópicos de Pb-Pb, C e O obtidos para o depósito Córrego Paiol apontam para um modelo genético em que as mineralizações do TAD teriam se originado por um evento metalogenético associado à Orogênese Transamazônica na Faixa Brasília, com remobilização no Brasiliano ou, o que parece ser mais provável aos autores do presente trabalho, originadas no Neoproterozóico, durante a Orogênese Brasileira na borda oeste do Craton São Francisco.

A imagem ASTER-TERRA foi utilizada para a extração de lineamentos e estruturas relacionadas à mineralização; esta imagem além das vantagens comuns a outras imagens de

sensoriamento remoto como a obtenção de dados espaciais atualizados, a visualização do contexto regional das áreas de estudo e o preço reduzido em comparação a imagens de sensores fotográficos, apresenta a possibilidade de elaborar um modelo digital de terreno (MDT). No início tentou-se fazer um mapeamento espectral na imagem, mas a forte presença de cobertura vegetal e de nuvens impossibilitou esse processamento.

Tabela 3 - Guias de exploração mineral para ouro no TAD, evidenciadas a partir da análise integrada de dados no presente estudo.

Ambiente geotectônico	Arco de ilha.
Controle geológico	As principais ocorrências de ouro no TAD são hospedadas por metabasalto e granitóide hidrotermalizados na porção norte do mesmo e formação ferrífera bandada hidrotermalizada na porção sul. As intersecções das faixas de <i>greenstone</i> , cuja distribuição é controlada por zonas de cisalhamento NS, NE e NW, constituem os alvos de maior potencialidade para depósitos de ouro. Ocorrências de ouro, aparentemente menos promissoras, são hospedadas também por metavulcânica ácida (quartzo-sericita xisto), quartzito e metaconglomerado hidrotermalizados.
Alterações hidrotermais presentes em afloramentos	Caolinização e sericitização em granitóide; carbonatação, cloritização e sericitização em metabasalto; e carbonatação e sulfetação em formação ferrífera bandada.
Principais rochas hospedeiras das concentrações de ouro	Quartzo de veios e segregações e, subordinadamente, zona de alteração hidrotermal bordejante.
Modelo genético	Mineralizações do tipo <i>orogenic lode gold deposits</i> originadas durante a Orogênese Transamazônica e reativadas pela Orogênese Brasileira, ou originadas no Neoproterozóico, durante a estruturação final da Faixa Brasília na borda oeste do Craton São Francisco.
Prospecção geoquímica de reconhecimento	Amostragem em sedimentos de drenagem objetivando evidenciar alvos anômalos em ouro.
Magnetometria	No intuito de evidenciar níveis de formação ferrífera bandada, principalmente na porção sul do TAD.
Sensoriamento remoto	Utilização de imagens para evidenciar lineamentos estruturais e de ASTER para identificar padrões espectrais de alteração hidrotermal.
Prospecção geoquímica em solos	Objetivando evidenciar alvos anômalos que justifiquem o desenvolvimento de programa de sondagens.

Agradecimentos

Os autores são gratos a CAPES pelo suporte financeiro e aos revisores da Revista Brasileira de Geociências.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Abrams M. & Hook S. 2002. ASTER User Handbook. 2 ed . California, Jet Propulsion Laboratory/California Institute of Technology. 135p.
- Azcurrea, D.; Castro, S.; Kaku, M.; Kohno, I.; Marin, G. 2003. Procesamiento y Productos Aster Del Área de Sierra de Famatina, Provincia de La Rioja, República Argentina. In: XI Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, Belo Horizonte, Anais, SBSR, 815-822.
- Arthaud, M. M. 1985. Projeto Conceição do Norte. Metais de Goiás. Relatório Interno. 32p.
- Borges, M. S. 1993. Evolução tectono-estrutural da região de Dianópolis-Almas, SE do Estado do Tocantins. Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, Tese de Doutorado, 365p.
- Borges, M. S.; Costa, J. B. S.; Hasui, Y. 1991. Organização lito-estrutural do pre-Cambriano da região de Almas-Dianópolis, Sudeste do Estado de Tocantins. In: SBG, Simpósio nacional de estudos Tectônicos, 3, Rio Claro, Resumos, 21-23.
- Borges, M. S.; Costa, J. B. S.; Haui, Y. 1998. Lito-estratigrafia da sequência metavulcano-sedimentar d Dianópolis-Almas, sudeste de Tocantins:Geociências, 17:61-71
- Costa, J. B. S. 1984. Aspectos litoestruturais e evolução crustal da região centro-norte de Goiás. Centro de Geociências da Universidade Federal do Pará, Belém, Tese de Doutorado, 210p.
- Costa, L.A. M.; Portella, A. C.; Nilson, A. A.; Val, C. R. O.; Marchetto, C. L. M.; Santos, E. L.; Meneguesso, G.; Inda, H. A. V.; Sterna, L. H.; Baptista, M. B.; Fratin, O.; Mosmann, O.; Oliveira, T. F.; Silva, W. G. 1976. Projeto Leste Tocantins/Oeste do São Francisco. Rio de Janeiro, DNPM/CPRM/PROSPEC. 200p.
- Cruz, E. L. C. C. da. 1993. Geologia e Mineralizações do Terreno Granito Granitóide-Greenstone de AlmasDianópolis, Tocantins. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, Dissertação de Mestrado, 152p.
- Cruz, E. L. C. C. da & Kuyumjian, R. M. 1993a. O embasamento da porção norte da Faixa Brasília na região de Almas-Dianópolis (TO) e seu posicionamento geodinâmico durante o brasileiro. In: SBG/Núcleo Bahia, II Simpósio sobre o Cráton do São Francisco, Anais, 302-304.
- Cruz, E. L. C. C. & Kuyumjian, R. M. 1999. Mineralizações auríferas filoneanas do terreno granito-greenstone do Tocantins. Rev. Bras. Geoc., 29(3): 291-298.

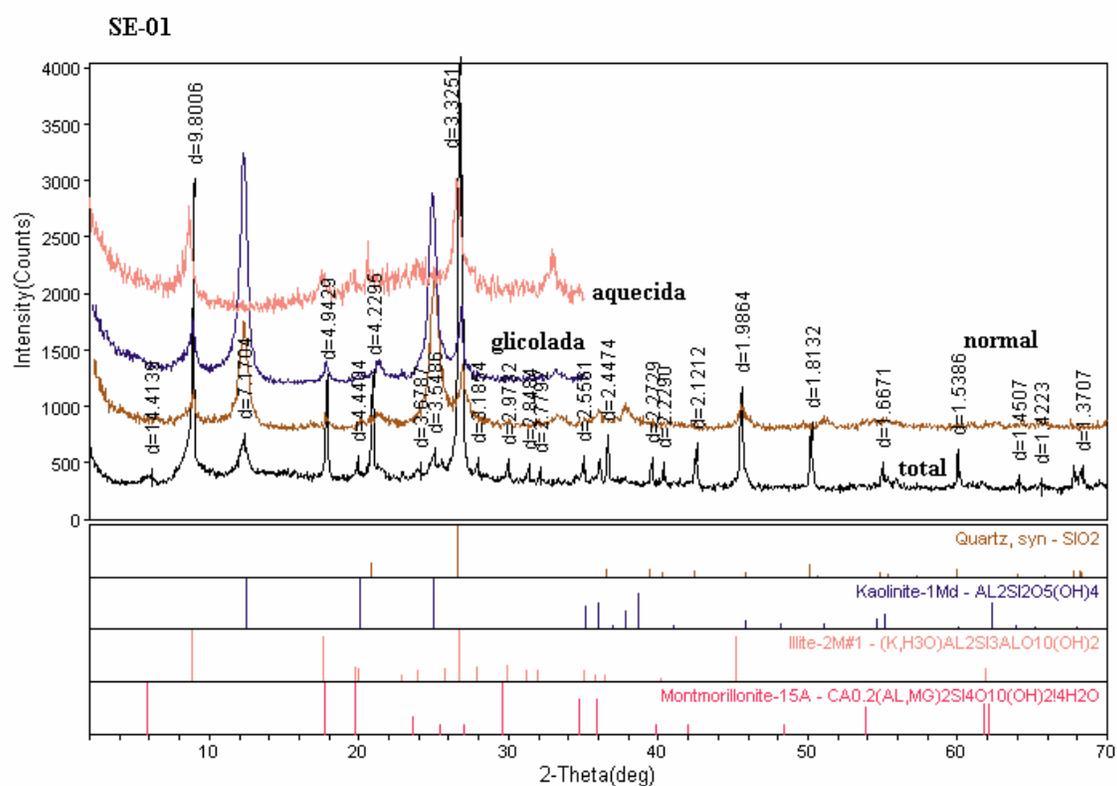
- Cruz, E. L. C. C. & Kuyumjian, R. M. 1998. The Geology and tectonic evolution of the Tocantins granite-greenstone terrane: Almas-Dianópolis region, Tocantins State, central Brazil. *Rev. Bras. Geoc.*, 28(2): 173-182.
- Cruz, E. L. C. C. 2001. A gênese e o contexto tectônico da mina Córrego Paiol, terreno Almas-Conceição: um depósito de ouro hospedado em anfibolito do embasamento da faixa de dobramentos Brasília. Inst. Geociências Universidade de Brasília, Brasília, Tese de Doutorado, 183p.
- Cruz, E. L. C. C.; Kuyumjian, R. M.; Hagemann, S.; McNaughton, N. J. 2001a. Metamorphic evolution and Ar-Ar geochronology of Córrego Paiol gold mine host amphibolites, Tocantins State: implications to mineralization timing. In: *Simp. Geol. Amazônia*, 7, Belém, CD-ROM.
- Cruz, E. L. C. C.; Kuyumjian, R. M.; McNaughton, N.; Hagemann, S. 2001b. Pb-Pb, C and O isotopic evidence for deep and shallow crustal rocks contributing to the Córrego Paiol Gold Deposit (Tocantins State) hydrothermal system. In: *Simp. Geol. Amazônia*, 7, Belém, CD-ROM.
- Ferrari, M. A. D. & Choudhuri, A. 2002. Chemical and structural constraints on the Paiol gold deposit, Almas greenstone belt, Brazil. *Rev. Bras. Geoc.*, 33(2):297-301.
- Ferrari, M. A. D. & Choudhuri, A. 2004. Structural controls on gold mineralization and the nature of related fluids of the Paiol gold deposit, Almas Greenstone Belt, Brazil. *Ore Geology Review*, 24: 173-197.
- Hasui, Y.; Tassinari, C. C. G.; Junior, O. S.; Teixeira, W.; Almeida, F. F. M. de; Kawashita, K. 1980. Datações Rb-Sr e K-Ar no centro-norte do Brasil e seu significado geológico-geotectônico. In *SBG, Congresso Brasileiro de Geologia*, 31, Balneário de Camburiú, Anais, 5:2.669-2.676.
- Kwitco, R.; Masotti, F.; Baars, F. J.; Abreu, F. R.; Bella, V. C. M.; Ferrari, A. J. D.; Fuck, R. F.; Gomes, R. P.; Ribeiro, E.; Tallarico, F.; Vial, F. H. 1995. Petrografia, alteração hidrotermal e mineralização aurífera da jazida do Córrego Paiol, Almas (TO). In: *Congr. Bras. Geoq.*, 5, Niterói, Anais (CD-ROM).
- Teixeira, A. A. 2003. Integração de Dados Multifontes Para Exploração de Ouro no Greenstone Belt Rio das Velhas, Quadrilátero Ferrífero, MG. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, Dissertação de Mestrado, 157p.
- Thomsen, F. P. R. & Kuyumjian, R. M. 1994b. As formações ferríferas bandadas da região de Conceição do Tocantins (TO): caracterização Preliminar. In: *Congr. Bras. Geologia*, 38,

Balneário Camboriú, Anais: 72-73.

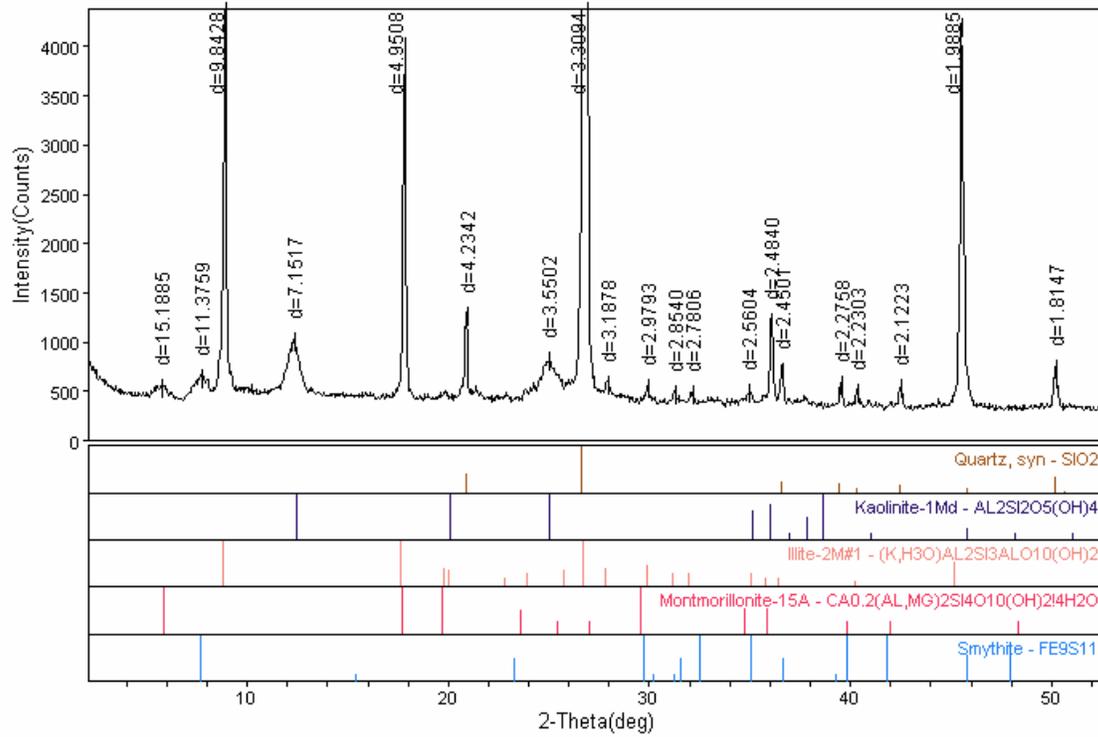
Veneziani, P. & Anjos, C. E. 1982. Metodologia de interpretação de dados de sensoriamento remoto e aplicações em geologia. 2 ed. São José dos Campos, INPE. 54p.

Resultados de análises por difratometria de raios – X

ID	GARIMPO	DESCRIÇÃO
SE-01	Sto. Elias	Alteração na rocha encaixante da mineralização do veio de quartzo
SE -01A	Sto. Elias	Alteração na rocha encaixante da mineralização do veio de quartzo
SE-02	Sto. Elias	Alteração na rocha encaixante da mineralização do veio de quartzo
SE-02A	Sto. Elias	Alteração na rocha encaixante da mineralização do veio de quartzo
SE-03A	Sto. Elias	Alteração na rocha encaixante da mineralização do veio de quartzo



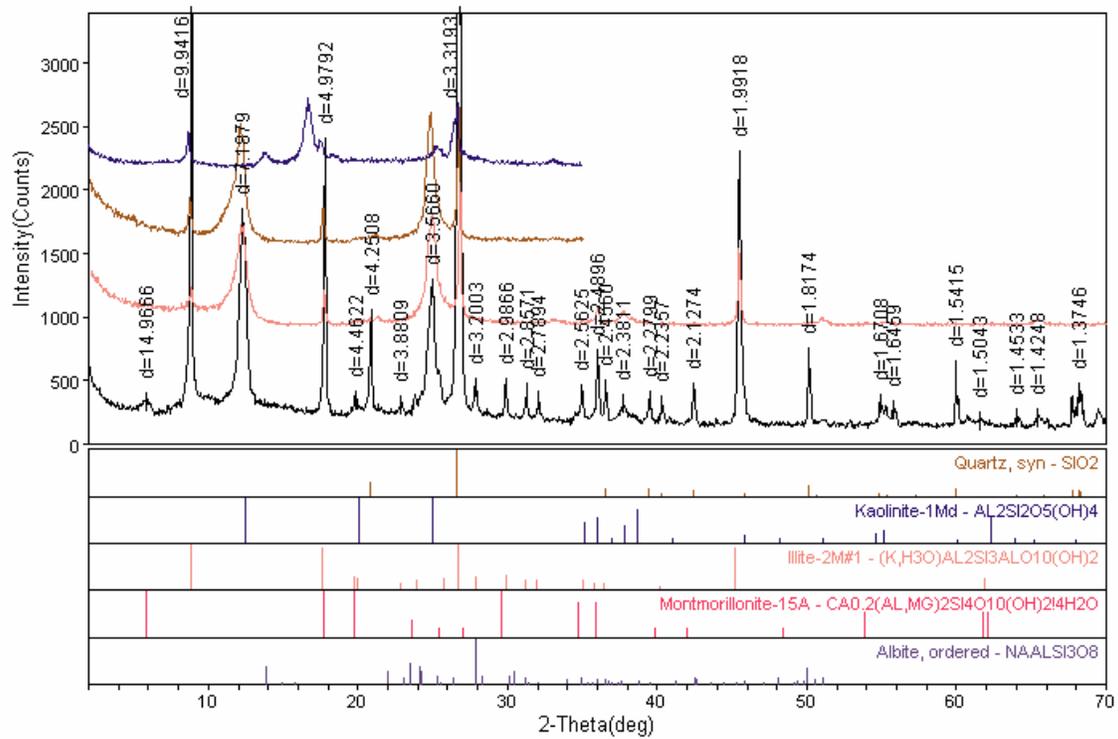
SE-02



Laboratorio de DRX - IG/LnB

<d5maria-1abril03> Mondav, Dec-01, 2003 080721a

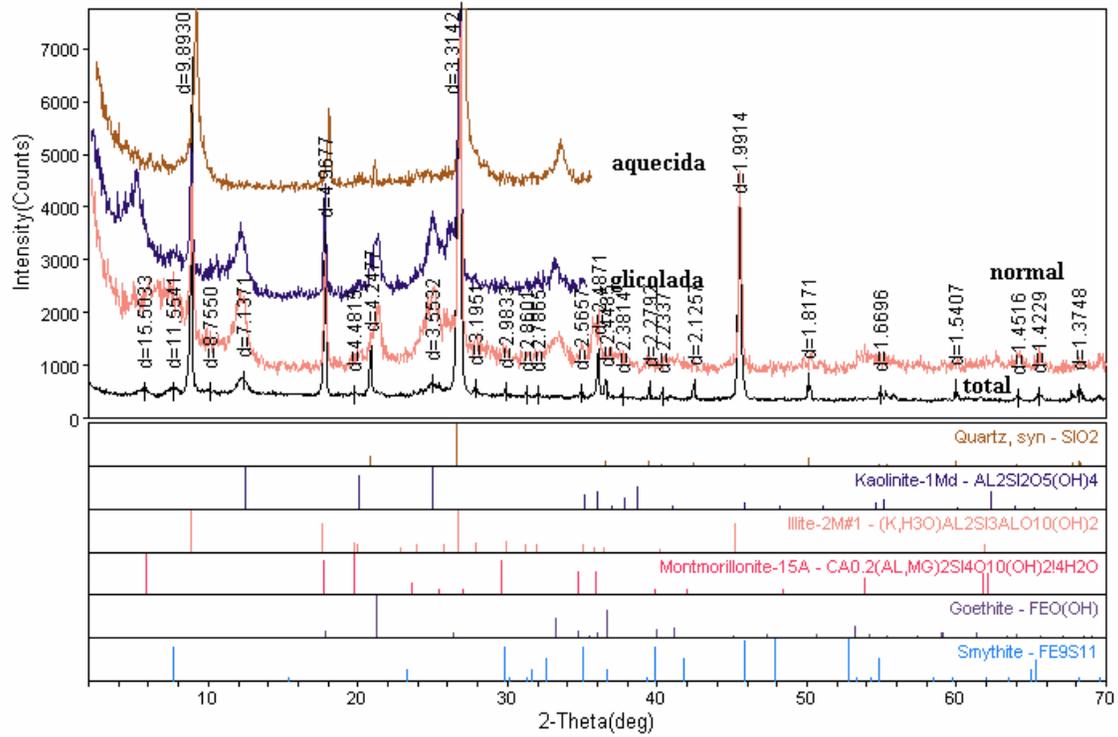
SE-1A



Laboratorio de DRX - IG/LnB

<d5maria-1abril03> Mondav, Dec-01, 2003 080733a

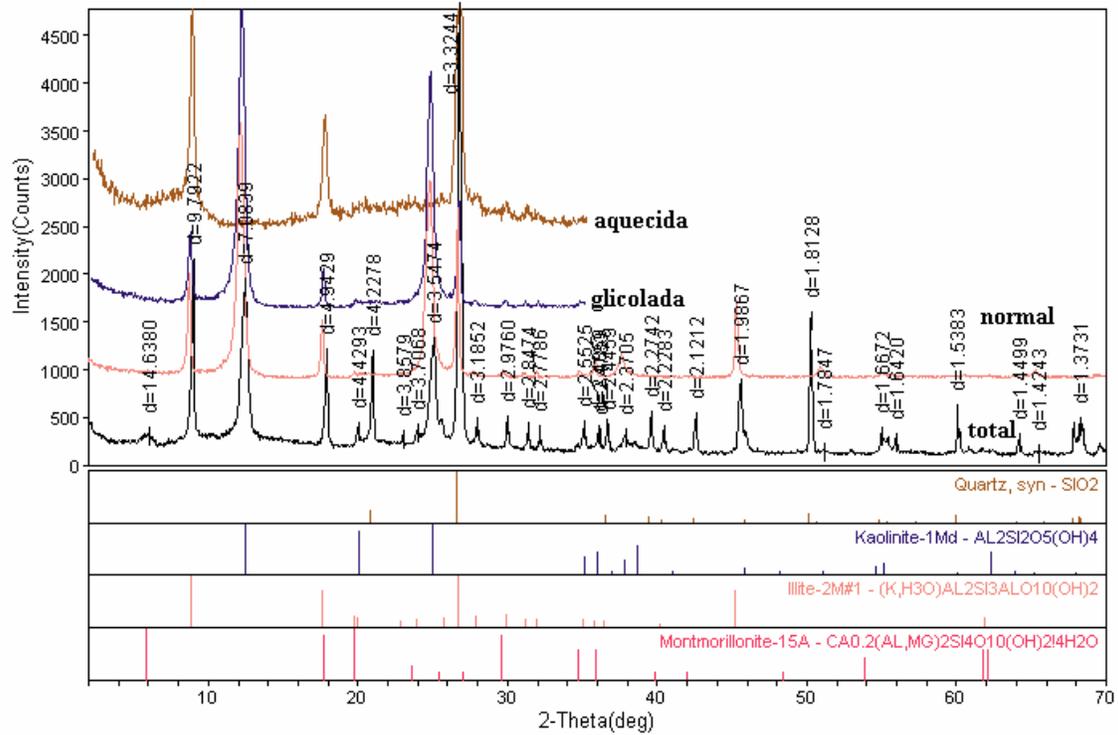
SE-2A



Laboratorio de DRX - IG/UnB

<d5maria-1abril03> Mondav, Dec-01, 2000 607:43a

SE-3A



Laboratorio de DRX - IG/UnB

<d5maria-1abril03> Mondav, Dec-01, 2000 607:48a

Resultados de análises de sulfeto por microsonda eletrônica, expressos em wt%.

LÂMINA	IGRE10/C1/ PTO7/CENTRO	IGRE10/C1/ PTO9/CENTRO	IGRE-10/C2/ PTO11/CENTRO	STO ELIAS/C3/ PTO13/BORDA
S	53,921	53,120	52,556	54,168
Fé	46,581	46,337	46,142	46,077
Cu	0,022	0,014	0,013	0,000
Zn	0,000	0,016	0,044	0,000
Pb	0,000	0,000	0,000	0,000
Sb	0,000	0,004	0,000	0,000
Bi	0,000	0,000	0,000	0,000
Ni	0,050	0,019	0,020	0,096
As	0,181	0,120	0,385	0,209
Cd	0,000	0,000	0,005	0,000
Co	0,000	0,037	0,000	0,014
Ag	0,000	0,027	0,000	0,070
W	0,000	0,005	0,000	0,108
Sn	0,006	0,000	0,019	0,033
TOTAL	100,761	99,699	99,184	100,775

LÂMINA	TAPUIOS/ C3/ PTO6	TAPUIOS/ C3/ PTO7	TAPUIOS/ C4/ PTO14	STO ELIAS/ C4/ PTO15
S	53,879	53,302	53,845	53,902
Fé	46,591	46,137	46,703	46,751
Cu	0,025	0,006	0,047	0,000
Zn	0,000	0,000	0,000	0,000
Pb	0,000	0,000	0,000	0,000
Sb	0,005	0,000	0,000	0,000
Bi	0,049	0,022	0,000	0,000
Ni	0,047	0,000	0,033	0,010
As	0,167	0,128	0,234	0,133
Cd	0,000	0,000	0,024	0,000
Co	0,045	0,000	0,000	0,000
Ag	0,097	0,000	0,028	0,000
W	0,062	0,000	0,000	0,000
Sn	0,000	0,039	0,000	0,012
TOTAL	100,967	99,634	100,914	100,808

Resultados de análises de ouro por microsonda eletrônica, expressos em wt%

LÂMINA	STO ELIAS/ C1/ PERFIL/ PTO1	STO ELIAS/ C1/PTO2	STO ELIAS/ C1/ PERFIL/ PTO3	STO ELIAS/ C1/PERFIL/ PTO4	STO ELIAS/ C1 / PERFIL/ PTO5	STO ELIAS/ C1/ BORDA/ PTO6
Au	94,567	94,492	94,280	94,041	94,246	94,263
Cu	0,021	0,052	0,066	0,064	0,036	0,073
Fé	0,003	0,000	0,015	0,000	0,011	0,000
Ag	5,581	5,602	5,561	5,597	5,658	5,855
Pd	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Te	0,022	0,000	0,000	0,006	0,005	0,002
Bi	0,525	0,343	0,319	0,289	0,479	0,202
TOTAL	100,194	100,146	99,921	99,708	99,957	100,193
Au/Ag	16,94	16,87	16,95	16,80	16,65	16,66

LÂMINA	STO ELIAS/ C4/ PTO22	STO ELIAS/ C5/ PTO25	STO ELIAS BORDA/C4/ PTO23
Au	94,727	95,114	94,727
Cu	0,088	0,057	0,091
Fé	0,032	0,079	0,079
Ag	5,856	5,416	6,104
Pd	0,000	0,000	0,000
Te	0,023	0,000	0,010
Bi	0,215	0,031	0,243
TOTAL	100,726	100,666	101,011
Au/Ag	16,17	17,56	15,50

LÂMINA	TAPUIOS/ C1/CENTRO/ PTO1	TAPUIOS/ C1/BORDA/ PTO2	TAPUIOS/ C1/ BORDA/ PTO3	TAPUIOS/ C1/ PTO5	TAPUIOS/ C1/ PTO6	TAPUIOS/ C2/ PTO9	TAPUIOS/ C1/ PTO7
Au	81,671	100,661	99,325	81,107	82,460	83,334	0,003
Cu	0,007	0,047	0,000	0,055	0,011	0,000	0,000
Fé	0,000	0,047	0,001	0,000	0,001	0,000	63,883
Ag	18,584	0,227	0,320	18,769	18,772	18,395	0,000
Pd	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,080
Te	0,014	0,015	0,031	0,012	0,044	0,020	0,021
Bi	0,367	0,224	0,062	0,102	0,083	0,072	0,000
TOTAL	100,643	101,221	99,739	100,045	101,371	101,821	63,987
Au/Ag	4,39			4,32	4,39	4,53	

LÂMINA	IGRE10/ C1/ PTO2	IGRE10/ C1/ PTO3	IGRE10/ C1/ PTO5	IGRE10/ C1/ PTO6
Au	95,535	95,048	95,437	94,978
Cu	0,058	0,055	0,048	0,022
Fé	0,018	1,632	0,047	0,013
Ag	5,457	5,382	5,592	5,661
Pd	0,000	0,000	0,000	0,000
Te	0,017	0,000	0,038	0,022
Bi	0,270	0,090	0,157	0,148
TOTAL	101,355	102,206	101,319	100,845
Au/Ag	17,50	17,66	17,06	16,78

LÂMINA	IGREJINHA/ C3/PTO2	IGREJINHA / C3/CENTRO/ PTO3	IGREJINHA/ C3/GRANOORO
Au	95,810	92,436	94,252
Cu	0,000	0,095	0,079
Fé	0,972	0,438	1,442
Ag	5,458	7,166	5,672
Pd	0,000	0,000	0,000
Te	0,034	0,000	0,000
Bi	0,286	0,311	0,132
TOTAL	102,560	100,445	101,577
Au/Ag	17,55	12,90	16,62

LÂMINA	IGREJINHA/ C2/ PTO1	IGREJINHA/ C2/ PTO3	IGREJINHA / C3/ PTO4/ CENTRO	IGREJINHA/ C3/ PTO5	IGREJINHA/ C4/ PTO12/ CENTRO	IGREJINHA/ C2/ PTO7
Au	92,838	92,537	91,394	91,877	94,388	95,818
Cu	0,085	0,096	0,097	0,031	0,041	0,040
Fé	0,000	0,004	0,103	0,586	0,091	0,014
Ag	5,494	5,489	6,714	6,847	5,670	5,383
Pd	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Te	0,056	0,003	0,000	0,000	0,000	0,017
Bi	0,250	0,005	0,005	0,051	0,277	0,000
TOTAL	98,723	98,134	98,313	99,392	100,467	101,272
Au/Ag	16,90	16,83	13,61	13,42	16,65	17,80

LÂMINA	IGRE/ C1/ PTO4/ CENTRO	IGRE/ C1/ PTO5/ OTROAU	IGRE/ C1/ PTO6/ BORDA	IGRE/ C3/ PTO13
Au	100,679	99,071	101,238	95,013
Cu	0,000	0,008	0,017	0,020
Fé	0,003	0,017	0,061	0,056
Ag	0,016	0,000	0,028	5,496
Pd	0,000	0,000	0,000	0,000
Te	0,014	0,000	0,027	0,000
Bi	0,042	0,000	0,316	0,148
TOTAL	100,754	99,096	101,687	100,733
Au/Ag				17,29

Fotomicrografia de ouro em seção delgada

LÁMINA: SANTO ELIAS
CAMPO: 5

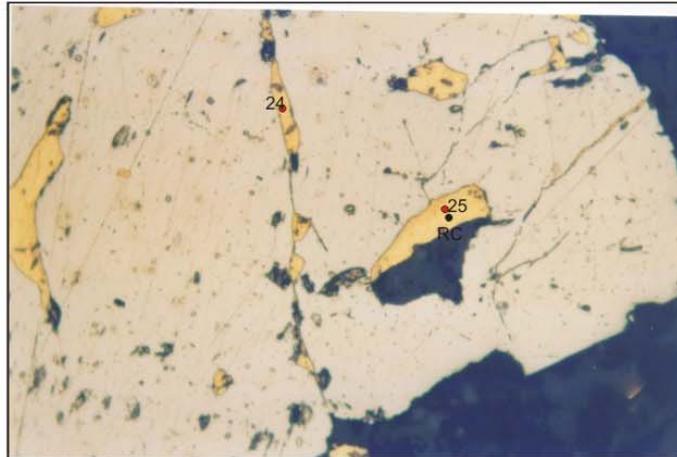


LÁMINA: GERSEU
CAMPO: 4



LÁMINA: TAPUIOS
CAMPO: 3

