



UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS
ÁREA DE METALOGÊNESE

MARY ANNE TORRES GARCIA

**INTEGRAÇÃO DE DADOS MULTIESPECTRAIS E AEROGEOFÍSICOS NA
IDENTIFICAÇÃO DE ÁREAS FAVORÁVEIS A MINERALIZAÇÕES AURÍFERAS NA
REGIÃO DE GENTIO DO OURO, CHAPADA DIAMANTINA (BA).**

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

Orientador: Professor Doutor Alvaro Penteado Crósta

Co-Orientador: Professor Doutor Carlos Roberto de Souza Filho

Este exemplar é correspondente à
redação final da dissertação, aprovada
por Mary Anne Torres Garcia
o orientador em 22/09/1999
ORIENTADOR

CAMPINAS - SÃO PAULO

Agosto - 1999



UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

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

AUTORA: Mary Anne Torres Garcia

**INTEGRAÇÃO DE DADOS MULTIESPECTRAIS E AEROGEOFÍSICOS NA
IDENTIFICAÇÃO DE ÁREAS FAVORÁVEIS A MINERALIZAÇÕES AURÍFERAS NA
REGIÃO DE GENTIO DO OURO, CHAPADA DIAMANTINA (BA).**

ORIENTADOR: Professor Doutor Alvaro Penteado Crósta

CO-ORIENTADOR: Professor Doutor Carlos Roberto de Souza Filho

Aprovada em: ____/____/____

PRESIDENTE: Prof. Dr. Alvaro Penteado Crósta

EXAMINADORES:

Prof. Dr. Alvaro Penteado Crósta

- Presidente

Prof. Dr. Raimundo Almeida Filho

Prof. Dr. Job Jesus Batista

Handwritten signatures of the three examiners: Alvaro Penteado Crósta (top), Raimundo Almeida Filho (middle), and Job Jesus Batista (bottom). The signatures are in black ink and are somewhat stylized.

Campinas, de setembro de 1999.



UNIDADE	BC
N.º CHAMADA:	1/11/Am ^o
	G.651
V.	Es.
TOMBO	97,39271
PROC	229/99
C	<input type="checkbox"/>
D	<input checked="" type="checkbox"/>
PREÇO	R\$ 11,00
DATA	28/10/99
N.º CPD	

CM-00136472-1

**FICHA CATALOGRÁFICA ELABORADA PELA
BIBLIOTECA do I.G. - UNICAMP**

Garcia, Mary Anne Torres
 G165i Integração de dados multiespectrais e aerogeofísicos na identificação de áreas favoráveis a mineralizações auríferas na região de Gentio do Ouro, Chapada Diamantina (BA) / Mary Anne Torres Garcia.- Campinas, SP.: [s.n.], 1999.

Orientadores: Alvaro Penteado Crósta, Carlos Roberto de Souza F.
 Dissertação (mestrado) Universidade Estadual de Campinas, Instituto de Geociências.

1.*Gentio do Ouro, Diamantina, Chapada da (BA). 2. Ouro.
 3. Sensoriamento Remoto. I. Crósta, Alvaro Penteado. II. Souza Filho, Carlos Roberto de. III. Universidade Estadual de Campinas, Instituto de Geociências. IV. Título.

**Para a minha família que está tão longe,
e ao mesmo tempo, tão perto!**

Para o amigo Paco, grande irmão!

AGRADECIMENTOS

Agradeço a todas as pessoas e entidades que direta ou indiretamente apoiaram a realização deste trabalho, em especial:

Ao Prof. Dr. Alvaro Penteado Crósta pela viabilização deste trabalho, orientação, incentivo e amizade.

Ao Prof. Dr. Carlos Roberto de Souza Filho pela orientação, incentivo e amizade.

Ao CNPq pela bolsa e auxílio financeiro para o desenvolvimento do projeto (Processo N° 136461/96-4).

À Rio Doce Geologia e Mineração (DOCEGEO) pela doação da imagem multiespectral TM, de material bibliográfico e de mapas topográficos, em especial ao geólogo Francisco de Abreu pelo auxílio na viabilização do apoio desta empresa.

À Comissão Nacional de Energia Nuclear pela liberação dos dados aerogeofísicos.

Aos professores do IG-UNICAMP, em especial à Prof. Dra. Elisabete M. Pascholati pelas indicações bibliográfica, discussões e sugestões e ao Prof. Dr. Job Jesus Batista pelas discussões e sugestões realizadas.

Ao Geólogo Luiz Moacyr de Carvalho da CPRM de Salvador, pelas indicações bibliográficas e envio de mapa geológico da área de Gentio do Ouro.

Ao Prof. Dr. Ilson Carvalho (UFBA) pelo envio de material bibliográfico.

Aos moradores de Gentio do Ouro que apoiaram nosso trabalho de campo, em especial ao secretário de administração e planejamento da prefeitura desta cidade, Sr. Ronildo Almeida.

Aos funcionários do IG-UNICAMP pela atenção e carinho, em especial à Valdirene, Sr. Aníbal, Ricardo, Moacir, Juarez, Nilza, Maurícia, Creuza, Wanderley e às gurias da biblioteca/IG Dora, Cássia e Márcia.

Aos amigos do IG pela amizade e apoio: Silvia, Zulu, Andréa, Josiê, Silvania, Rigoberto, Solange, Pinhatti, Alfonso, Zé Mário, Tatiana, Blau-Blau, Neivaldo, Enrico, Erasmo, Wagner (*in memoriam*), Bendelak, Jorge, Mercedes, Regla, Manuel, Hector, Marcelus, Penteado, Márcio, Xuxete, Xixí, Trilili, Renato, Adilson, César, Paulo Francis, Éder, Fornari, Tapia, Dudu, Ronaldo, Miguel, Nalva, Carla, Irian, Amintas, Guttenberg, Alexandre Figueiras, Guilherme, Petain, Catarina, Rogério e Paulão.

Aos amigos Paco, Márcio, Cidinha, Ricardo, Lígia e Júlia pela amizade e carinho. Aos dois primeiros agradeço também a hospedagem.

Aos amigos Srs. Birmino, Chico, Audi e a todo nosso povo, pela atenção, carinho e amparo.

À minha família pelo apoio, incentivo e carinho.

À Deus pelo amparo nesta caminhada.

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA	i
AGRADECIMENTOS	ii
SUMÁRIO	iii
LISTA DE FIGURAS	v
LISTA DE TABELAS	vii
RESUMO	viii
ABSTRACT	ix
CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO	1
1.1. CONSIDERAÇÕES GERAIS	2
1.2. OBJETIVOS	3
1.3. TRABALHO DE CAMPO	3
1.4. MATERIAIS	3
1.5. MÉTODOS	4
1.5.1. PROCESSAMENTO DIGITAL DA IMAGEM LANDSAT –5 TM.....	4
1.5.2. PROCESSAMENTO DIGITAL DOS DADOS AEROGEOFÍSICOS	7
1.6. LOCALIZAÇÃO E ACESSO.....	9
1.7. ASPECTOS FISIAGRÁFICOS	9
CAPÍTULO 2 – CONTEXTO GEOLÓGICO E GEOTECTÔNICO	11
2.1. INTRODUÇÃO.....	12
2.2. EVOLUÇÃO GEOTECTÔNICA	12
2.3. GEOLOGIA REGIONAL DA CHAPADA DIAMANTINA	16
2.3.1. EMBASAMENTO	16

2.3.2. SUPERGRUPO ESPINHAÇO	16
2.3.3. ROCHAS BÁSICAS.....	20
2.3.4. SUPERGRUPO SÃO FRANCISCO	21
2.3.5. COBERTURAS CENOZÓICAS.....	21
2.4. GEOCRONOLOGIA.....	22
2.5. GEOLOGIA ESTRUTURAL.....	23
2.6. MINERALIZAÇÕES AURÍFERAS NA CHAPADA DIAMANTINA.....	25
2.7. GEOLOGIA DA ÁREA DE ESTUDO.....	26
CAPÍTULO 3 – PROCESSAMENTO DIGITAL DE DADOS MULTIESPECTRAIS LANDSAT–TM E AEROGEOFÍSICOS.....	40
3.1. INTRODUÇÃO.....	41
3.2. PROCESSAMENTO DIGITAL DOS DADOS DO SATÉLITE LANDSAT-5 TM.....	41
3.3. PROCESSAMENTO DIGITAL DOS DADOS AEROGEOFÍSICOS.....	53
3.4. INTEGRAÇÃO DIGITAL DE DADOS EXPLORATÓRIOS REGIONAIS.....	60
CAPÍTULO 4 – CONCLUSÕES	70
CAPÍTULO 5 – REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	72

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1. Fluxograma com as etapas de processamento e integração dos dados aerogeofísicos e multiespectrais	5
Figura 1.2. Mapa de localização da área e vias de acesso a esta	10
Figura 2.1. Mapa geológico da Chapada Diamantina (IPT,1993).....	17
Figura 2.2. Mapa geológico da área estudada (Neves & Souza,1984)	28
Figura 2.3. Mapa Estrutural da região de Gentio do Ouro (Carvalho,1985).....	30
Figura 2.4. Cava principal de garimpo com rocha básica intemperizada no topo e alterada hidrotermalmente na parte inferior, apresentando processos de carbonatação e sericitização	32
Figura 2.5. Rocha básica alterada hidrotermalmente e cortada por veios de quartzo com carbonato e óxidos de ferro. No canto direito nota-se uma zona de cloritização	32
Figura 2.6. Rocha básica com alteração hidrotermal associada a intrusão de veio de quartzo. Na parte inferior da foto nota-se zona de cloritização; mais acima, observa-se a zona de carbonatação com coloração amarelada. No topo ocorrem afloramentos de quartzitos	33
Figura 2.7. Veio de quartzo verticalizado com dois metros de largura, com óxidos de ferro associado, intrudido em rocha básica.....	34
Figura 2.8. Rejeito de garimpo formado por fragmentos de veios de quartzo com grande quantidade de <i>boxworks</i>	34
Figura 2.9. Zona cataclástica com fraturas preenchidas por quartzo, carbonato e <i>boxworks</i>	35
Figura 2.10. Bolsão de <i>boxworks</i> em zona de cataclase, com quartzo e carbonato associados ...	35
Figura 2.11. Garimpo associado a depósito eluvionar aurífero, formado por fragmentos de veios de quartzo e de rochas básicas	37
Figura 3.1. Composição colorida onde a vegetação aparece em vermelho e laranja e os solos e rochas em azul, verde e <i>cyan</i> . Os vetores correspondem ao mapa geológico preliminar.	43
Figura 3.2. Composição colorida resultante da técnica FPCS, onde os pixels azuis e <i>cyan</i> correspondem à presença de óxido de ferro e os pixels vermelhos e laranjas à presença de minerais que possuem o íon hidroxila	47
Figura 3.3. Interpretação da composição RGB resultante da técnica FPCS com a localização dos garimpos descritos na Tabela 3.4.....	48

Figura 3.4. PC1 das seis bandas da imagem com lineamentos extraídos através da técnica de iluminação artificial. Ao lado, o diagrama de rosetas com a distribuição dos lineamentos de acordo com seus azimutes, mostrando o predomínio destes para NW e NE	50
Figura 3.5. Lineamentos extraídos através da técnica de iluminação artificial associados ao mapa foto-geológico. No lado SWW da área observa-se que a feição (em azul claro) de aspecto foliado encontra-se inserida entre lineamentos NW-SE	52
Figura 3.6. Imagem pseudocor do Th onde observa-se uma grande anomalia no SW da imagem, com forma alongada e com direção NW	56
Figura 3.7. Imagem pseudocor do U. Nota-se que a posição das anomalias de U coincide com as de Th, sendo os valores de contagem de cada radioelemento também semelhantes	56
Figura 3.8. Imagem pseudocor do K com as maiores anomalias no norte da área. Na porção SE ocorrem algumas anomalias associadas a Formação Lagoa de Dentro	57
Figura 3.9. Imagem do campo magnético residual em pseudocor com anomalias dipolares, próximas Gentio do Ouro	57
Figura 3.10. Imagem pseudocor resultante da aplicação do filtro de sinal analítico	59
Figura 3.11. Imagem pseudocor resultante da aplicação do filtro direcional, com definição da localização de dois corpos básicos com deslocamento NE-SW entre estes.....	59
Figura 3.12. Imagem do filtro de primeira derivada vertical em nível de cinza, com lineamentos obtidos através das anomalias positivas.	60
Figura 3.13. Imagem pseudocor da CT com sobreposição do mapa foto-geológico e dos lineamentos.....	62
Figura 3.14. Composição colorida RGBKThU onde observa-se as ocorrências de K em vermelho e do K associado ao TH e U em branco	64
Figura 3.15. Imagem em nível de cinza do campo magnético residual, com sombreamento sintético, associado aos lineamentos.	65
Figura 3.16. Imagem resultante do filtro do sinal analítico, com a interpretação da técnica FPCS, as ocorrências de K obtidas na imagem RGBKThU e os garimpos apresentados na Tabela 3.4...66	66
Figura 3.17. Mapa geológico proposto para a região de Gentio do Ouro	67
Figura 3.18. Imagem PC1 das seis bandas do satélite LANDSAT-5 TM, com as áreas de interesse para a prospecção de ouro na região de Gentio do Ouro.	68

LISTA DE TABELAS

Tabela 2.1. Evolução da coluna estratigráfica do Supergrupo Espinhaço na Chapada Diamantina (modificada de Inda & Barbosa, 1978)	18
Tabela 3.1. Estatística das seis bandas TM da imagem cortada	42
Tabela 3.2. Coeficiente de autovetores referentes às bandas 1345	45
Tabela 3.3. Coeficiente de autovetores referentes às bandas 1457	45
Tabela 3.4. Caracterização das mineralizações auríferas nos garimpos da região de Gentio do Ouro, obtidas através de análise de campo, de Sales & Guerra (1993) e de IPT (1993)	49
Tabela 3.5. Valores estatísticos dos dados gamaespectrométricos e magnetométricos	53



UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS/DMG

PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS
ÁREA DE METALOGÊNESE

INTEGRAÇÃO DE DADOS MULTIESPECTRAIS E AEROGEOFÍSICOS NA
IDENTIFICAÇÃO DE ÁREAS FAVORÁVEIS A MINERALIZAÇÕES AURÍFERAS NA
REGIÃO DE GENTIO DO OURO, CHAPADA DIAMANTINA (BA).

RESUMO

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Mary Anne Torres Garcia

Na região Gentio do Ouro na Chapada Diamantina Ocidental (Bahia), as mineralizações auríferas primárias ocorrem em veios de quartzo intrudidos em rochas básicas, associados a zonas de cisalhamento. A percolação de fluidos mesotermiais formadores destes veios ocasionou zonas de cloritização, carbonatação e sericitização nas encaixantes. Estes *sills* básicos encontram-se encaixados nas coberturas metassedimentares do Grupo Paraguaçu do Supergrupo Espinhaço (Mesoproterozóico). Nesta região também ocorrem mineralizações auríferas secundárias, associadas a coberturas cenozóicas.

O processamento e a integração de dados aerogeofísicos e da imagem do satélite LANDSAT-5 TM, objetivou a identificação de corpos intrusivos básicos e zonas de alteração hidrotermal associadas a veios de quartzo, a identificação de estruturas regionais condicionantes da ocorrência dos veios e a delimitação de zonas lateríticas.

No processamento da imagem do multiespectral LANDSAT-5 TM, a técnica FPCS foi utilizada com sucesso para a delimitação de corpos básicos, através da identificação de ocorrências conjuntas de óxido-hidróxido de ferro e argilo-minerais e da definição de áreas ricas em óxido-hidróxido de ferro associadas a solos e crostas lateríticas. A composição RGB 457 apresentou o melhor resultado na diferenciação das rochas sedimentares. A extração de lineamentos da área foi realizada através da técnica de iluminação artificial aplicada à PCI de todas as bandas da imagem.

O processamento dos dados aerogeofísicos não possibilitou o detalhamento da área estudada devido ao grande espaçamento entre as linhas de voo. Resultados razoáveis foram obtidos através da composição colorida RGBKThU para diferenciação litológica e para a ocorrência de zonas de alteração hidrotermal. Na magnetometria o melhor resultado foi conseguido através dos filtros de sinal analítico e direcional, na identificação de rochas básicas e de estruturas regionais.

A integração dos resultados obtidos através do processamento dos dados exploratórios permitiu a identificação de áreas potencialmente favoráveis a mineralizações auríferas na região de Gentio do Ouro. A metodologia selecionada neste trabalho pode ser aplicada em outras áreas da Chapada Diamantina, que apresentem mineralizações auríferas primárias em veios de quartzo associados a corpos básicos.



UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS/DMG

PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS
ÁREA DE METALOGÊNESE

MULTISPECTRAL AND AEROGEOPHYSICAL DATA INTEGRATION FOR
IDENTIFYING POTENTIAL AREAS FOR GOLD MINERALIZATION IN THE GENTIO DO
OURO REGION, CHAPADA DIAMANTINA, BAHIA.

ABSTRACT

MASTER'S DISSERTATION

Mary Anne Torres Garcia

Primary gold mineralization in the Gentio do Ouro region, Chapada Diamantina, Bahia State, occurs along shear zones, in quartz veins intruded into basic rocks. Mesothermal fluids carrying the gold produced hydrothermal alteration zones containing chlorite, carbonate and sericite. These basic rocks form sills hosted by metasediments of the Paraguaçu Group of the Espinhaço Supergroup (Mesoproterozoic). Secondary mineralization is also known to occur, in association with Cenozoic sediments.

Landsat-5 TM and aerogeophysical data were processed and integrated with the purpose of identifying the occurrence of basic intrusive rocks and the presence of hydrothermal alteration associated with quartz veins. These data were also used for identifying regional structures controlling the spatial distribution of the veins and for mapping the distribution of lateritic zones.

The FPCS processing technique was successfully used for mapping basic rocks and hydrothermal alteration areas using Landsat TM imagery, through the identification spectral signatures due to occurrence of iron oxides/hydroxides and clay minerals; iron oxides/hydroxides signatures also helped to identify lateritic soils and crusts. The RGB color composite of bands 457 showed best results for separating different metasedimentary units. Lineament extraction was performed using artificial illumination applied to the first principal component of all reflective bands of Landsat TM.

Limited spatial resolution of the aerogeophysical data available did not allow significant information to be obtained. Combination of aerogammasspectrometric data as a RGB color composite of KThU provided reasonable results in differentiating between lithologic units and identifying hydrothermal alteration areas. The best results obtained from aeromagnetic data were related to the use of filters (directional and analytical signal) for identifying regional structures and basic rocks.

The integration of the above mentioned data allowed the identification of potential areas for gold mineralization in the Gentio do Ouro region. The data and methodology used in this study can be applied in the assessment for gold mineralization of similar areas in the Western Chapada Diamantina.

CAPÍTULO 1
INTRODUÇÃO

1.1. CONSIDERAÇÕES GERAIS

A atividade extrativa de ouro na Chapada Diamantina, Estado da Bahia, remonta à época dos bandeirantes, que no século XVIII chegaram à região de Rio de Contas em busca deste metal. No século XX, os episódios de corrida em busca de ouro estiveram ligados às épocas de seca, que sacrificaram os moradores da região, obrigando-os à atividade garimpeira para poderem sobreviver.

As ocorrências de ouro encontram-se restritas à parte ocidental, onde existem dois domínios auríferos: Rio de Contas-Ibitiara e Brotas de Macaúbas-Gentio do Ouro. No domínio Rio de Contas-Ibitiara, o ouro primário ocorre em veios de quartzo associados às rochas intrusivas básicas, vulcânicas ácidas e metassedimentares. Já no domínio Brotas de Macaúbas-Gentio do Ouro, os veios de quartzo auríferos estão relacionados às rochas básicas. Nesta área ocorrem também mineralizações secundárias associadas a lateritas, a aluviões e a coluviões (IPT, 1993).

A escassez de trabalhos geológicos na Chapada Diamantina Ocidental, no que diz respeito principalmente à caracterização de mineralizações auríferas, favorece a utilização de técnicas de sensoriamento remoto e aerogeofísicos em trabalhos exploratórios. A integração destas técnicas representa uma ferramenta eficaz no mapeamento de estruturas condicionantes das mineralizações primárias, na identificação das áreas potenciais de ocorrência de rochas intrusivas básicas e de possíveis zonas de alteração hidrotermal associadas à mineralização. O interesse na identificação de corpos básicos se deve ao fato destes representarem potencialmente rochas encaixantes de veios de quartzo com ouro nos dois domínios auríferos da Chapada Diamantina Ocidental.

A escolha da região de Gentio do Ouro como área para este estudo se deu em função da ocorrência de vários corpos de rochas intrusivas básicas, alguns com garimpos de ouro associados, facilitando o acesso às informações de campo. A disponibilidade de imagem LANDSAT-5 TM e de levantamento aerogeofísico nesta região, bem como a existência de alguns trabalhos relacionados às mineralizações auríferas, também contribuíram na escolha da área de estudo.

1.2. OBJETIVOS

Este trabalho tem como objetivo principal a identificação e caracterização de áreas favoráveis à ocorrência de mineralizações auríferas na região de Gentio do Ouro, utilizando-se dados de sensoriamento remoto e aerogeofísicos. Para alcançar este objetivo buscou-se:

- identificar corpos intrusivos básicos e zonas de alteração hidrotermal associadas a veios de quartzo auríferos;
- delimitar zonas de lateritas;
- identificar estruturas regionais condicionantes da ocorrência dos veios de quartzo mineralizados;

Um segundo objetivo é a avaliação de metodologias de integração de dados exploratórios regionais, que possam ser utilizados na identificação de áreas potencialmente favoráveis à ocorrência de mineralizações auríferas na Chapada Diamantina Ocidental.

1.3. TRABALHO DE CAMPO

O trabalho de campo consistiu em visitas técnicas às áreas de garimpos próximas à cidade de Gentio do Ouro. Nos garimpos observou-se o modo de ocorrência dos veios de quartzo e os tipos de rochas encaixantes, bem como as zonas de alteração hidrotermal associadas. Foram realizados também registros fotográficos dos pontos de interesse.

1.4. MATERIAIS

Esta pesquisa foi desenvolvida com base nos seguintes dados:

- Imagem multiespectral do satélite LANDSAT-5 TM, bandas 1,2,3,4,5 e 7, órbita 218/ponto 68, datada de 30/05/87.
- Levantamento aerogeofísico (gamaespectrometria e magnetometria) da Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM), Projeto Espinhaço Setentrional, realizado pela GEOFOTO S.A. no ano de 1975. Este levantamento adquiriu os dados através de linhas de vôo E-W, com espaçamento de 4 km e altura média de vôo de 150m.

- Mapa geológico na escala 1:250.000 do Projeto Mapas Metalogenéticos e de Recursos Minerais, Folha SC.23-Z-D Barra (1984), da Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM).
- Mapa geológico na escala 1:25.000 do Projeto Gentio do Ouro. Relatório final de pesquisa (1985), da Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM).
- Mapas topográficos do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE), na escala 1:100.000. Folhas Gentio do Ouro, Central, Ipupiara e Barra do Mendes.

1.5. MÉTODOS

As técnicas de processamento digital da imagem do satélite Landsat-5 TM e dos dados aerogeofísicos utilizadas nesta dissertação foram selecionadas a partir de trabalhos realizados por outros autores, em regiões com características como clima, vegetação e geologia semelhantes às da área estudada. No fluxograma da Figura 1.1 estão representadas as técnicas de processamento selecionadas, bem como a integração destas para a identificação de alvos de interesse à prospecção mineral.

As informações teóricas referentes às técnicas de processamento digital podem ser obtidas com maior detalhamento em várias publicações, tais como Drury (1993) e Crósta (1993) para o processamento de imagens multiespectrais e Telford *et al.* (1990), Vasconcellos *et al.* (1994) e Milligan & Gunn (1997) para o processamento dos dados aerogeofísicos.

1.5.1. PROCESSAMENTO DIGITAL DA IMAGEM LANDSAT-5 TM

As fases de processamento da imagem Landsat-5 TM descritas a seguir foram escolhidas objetivando o mapeamento de corpos básicos, a identificação de zonas de alteração hidrotermal associadas aos veios de quartzo, zonas de lateritas e o realce de estruturas. Para o processamento da imagem foi utilizado o programa ER-MAPPER.

Pré-processamento

O pré-processamento consistiu em cortes na imagem para a delimitação da área de estudo e correção geométrica. As imagens de sensoriamento remoto não apresentam precisão cartográfica devido a distorções espaciais obtidas durante o imageamento, tornando-se necessária

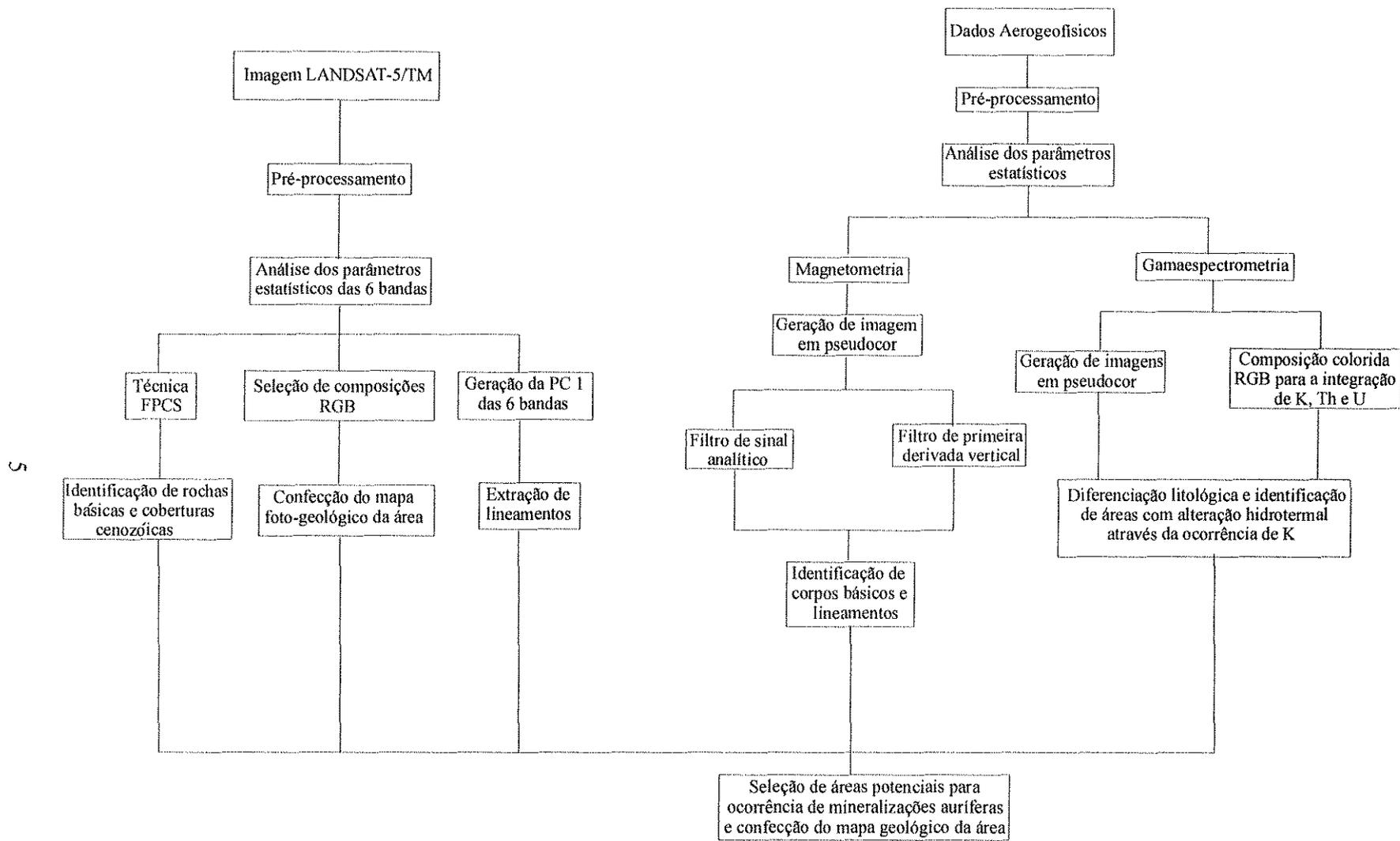


Figura 1.1. Fluxograma com as etapas de processamento e integração dos dados aerogeofísicos e multiespectrais.

uma correção geométrica. Esta segundo Crósta (1993), é feita através da transformação espacial de uma imagem de modo que ela assuma as propriedades de escala e de projeção de um mapa. Esta correção é realizada através da definição de pontos de controle no terreno observados tanto em um mapa topográfico (mapa base) quanto na imagem.

Análise dos Parâmetros Estatísticos

Através da análise dos parâmetros estatísticos é possível identificar (i) as bandas da imagem que possibilitam uma maior separabilidade espectral dos alvos, observadas através do desvio padrão, e (ii) a correlação existente entre as bandas, obtida por meio da matriz de correlação.

Composição Colorida RGB

Este método consiste na associação de três bandas às cores vermelho (R), verde (G) e azul (B), para uma melhor visualização humana na discriminação dos alvos de interesse na imagem.

Crósta & Moore (1989) selecionaram o *triplete* RGB431, onde a TM4 discrimina áreas de vegetação, mostradas em vermelho e a TM3 discrimina áreas ricas em óxido de ferro, mostradas em verde na imagem. Na área de Gentio do Ouro, essa composição foi usada na tentativa de discriminação de rochas básicas.

Técnica FPCS

Para a identificação de rochas básicas, solos lateríticos e áreas de alteração hidrotermal associadas a veios de quartzo, foi aplicada a técnica *Feature-Oriented Principal Component Selection* (FPCS). Esta técnica desenvolvida por Crósta e Moore (1989) e adaptada por Loughlin (1991), permite realçar espectralmente a ocorrência de solos e rochas ricos em óxidos de ferro e de minerais contendo o íon hidroxila (filossilicatos). Por ocorrer em associação com zonas de alteração hidrotermal, os minerais que contêm esse íon podem ser utilizados como marcadores de sua ocorrência em estudos de sensoriamento remoto, uma vez que possuem características espectrais diagnósticas.

Extração de Lineamentos

Os lineamentos da área estudada foram extraídos a partir de uma imagem monocromática, representada pela 1ª componente principal (PC1) de todas as bandas da cena (exceto a banda termal do TM). A PC1 é ideal para a extração de lineamentos, uma vez que contém toda a informação do sombreamento topográfico e do albedo de um conjunto multiespectral, funcionando assim como uma imagem com alto conteúdo de informação textural da cena. Para um maior realce dos lineamentos foi aplicada à PC1 uma técnica de iluminação artificial, segundo direções pré-determinadas de acordo com os principais *trends* estruturais da área de estudo.

1.5.2. PROCESSAMENTO DIGITAL DOS DADOS AEROGEOFÍSICOS

Os dados geofísicos utilizados neste trabalho foram a magnetometria e a gamaespectrometria, gerados a partir do Projeto Aerogeofísico Espinhaço Setentrional (1995).

A magnetometria baseia-se no estudo das variações locais do campo magnético da Terra, derivadas da existência de rochas contendo minerais com forte susceptibilidade magnética, tais como magnetita, ilmenita e pirrotita (Luiz & Silva, 1995). O processamento dos dados magnetométricos visou, para a área de estudo, a localização de feições estruturais e a identificação de corpos básicos, uma vez que estes possuem magnetita em sua composição, podendo então ser diferenciados das rochas metassedimentares da região.

A gamaespectrometria mede a radiação emitida por elementos radioativos naturais como urânio (U), tório (Th) e potássio (K). O processamento dos dados gamaespectrométricos objetivou (i) a diferenciação das litologias da área. Segundo Durrance (1986), a presença de material carbonoso em rochas sedimentares favorece a formação de um ambiente redutor, propício para a precipitação de U e Th; e (ii) a identificação de zonas de alteração hidrotermal associadas aos veios de quartzo, pois nestas zonas ocorrem comumente minerais com K em suas composições.

Para o pré-processamento dos dados foi utilizado o programa SURFER e no processamento, os programas ER-MAPPER e GEOSOFT, sendo este último usado apenas para a geração da imagem referente ao sinal analítico.

Pré-processamento

O pré-processamento dos dados aerogeofísicos consistiu na seleção das linhas de vôo contidas na área de estudo e na geração de malhas regulares quadradas (*grids*), referentes aos canais de U, Th, K, Contagem Total (CT) e magnetométrico. As células dessas malhas, segundo Vasconcellos *et al.*(1994), devem possuir dimensões entre 1/4 e 1/8 do valor do espaçamento entre as linhas de vôo, procurando assim evitar os efeitos de *aliasing*.

Posteriormente, estes dados são convertidos para o formato *raster* e importados para o ambiente de processamento e integração.

Geração de Imagens em Pseudocor

Nesta primeira etapa do processamento dos dados aerogeofísicos foram geradas imagens em pseudocor dos canais de U, Th, K, CT e magnetometria. Esta técnica permite que imagens em níveis de cinza sejam apresentadas em cores, para uma melhor distinção entre as diferentes anomalias, facilitando a extração das informações de interesse contidas nas imagens.

Composição Colorida RGB

Para uma melhor interpretação visual das relações de ocorrências entre K, U e Th, é formada com estes radioelementos uma composição colorida onde os canais radiométricos são associados às cores vermelho (R), verde (G) e azul (B), sendo comumente utilizada para discriminação litológica a composição RGB KThU. As misturas destas cores representam ocorrências conjuntas de dois ou de três radioelementos, sendo que a presença dos três em proporções igualmente elevadas aparecerá em branco e a ausência destes, em preto.

Filtro de Primeira Derivada Vertical

Os filtros de derivadas verticais são filtros de alta frequência (passa alta) que realçam assinaturas magnéticas de corpos rasos e intermediários (Vasconcellos, 1994). O filtro de primeira derivada vertical é utilizado na identificação de *trends* magnéticos com menor comprimento de onda, definindo estruturas como dobras e falhas (Anderson & Nash, 1997).

Filtro de Sinal Analítico

O filtro de sinal analítico é obtido através da associação de derivadas direcionais, sendo totalmente independente da direção de magnetização e do campo magnético da Terra. Como este filtro não leva em conta a direção de magnetização mas sim a intensidade desta, todos os corpos de mesma geometria possuem o mesmo sinal analítico (Milligan & Gunn, 1997).

Extração de Lineamentos

Em imagens magnetométricas, tanto do campo residual como de imagens geradas a partir de filtragens, pode-se extrair lineamentos através da técnica de iluminação artificial, também chamada de sombreamento sintético, segundo direções pré-determinadas.

1.6. LOCALIZAÇÃO E ACESSO

A área estudada localiza-se na porção NW da Chapada Diamantina na Bahia, cobrindo uma área de 900 km², delimitada pelas coordenadas UTM 8.717.000 a 8.747.000 Sul e 749.500 a 779.500 Oeste.

O acesso à cidade de Gentio do Ouro se dá através da BA-052 até Rio Verde ou até Xique-Xique, seguindo-se então por estradas secundárias não pavimentadas, ou através da BR-242 utilizando-se a estrada para a cidade de Brotas de Macaúbas, sendo esta pavimentada só até Ipujiara (Figura 1.2). Nos três acessos, os trechos não pavimentados encontram-se em péssimo estado de trafegabilidade.

1.7. ASPECTOS FISIAGRÁFICOS

A região de Gentio do Ouro pode ser considerada como um anfiteatro com altitude de 950m, circundado por elevações de até 1200m (Carvalho, 1983). As cotas mais altas encontram-se associadas às rochas do Grupo Chapada Diamantina, que apresentam padrão de relevo do tipo *Cuesta*.

Segundo CEPLAB (1979, apud Carvalho, 1985), a precipitação média anual da região é de 500mm a 700mm, sendo o período de chuvas de novembro a janeiro e a temperatura média anual é de 23,5° C.

Dominada por um clima semi-árido, esta área possui uma vegetação arbustiva característica de cerrado e de caatinga, que torna-se mais densa junto aos rios. A rede de drenagens, que faz parte da bacia hidrográfica do rio São Francisco, é formada por canais em sua maioria multidirecionais, com alguns tendendo ao paralelismo, caracterizando um padrão regional sub-dendrítico.

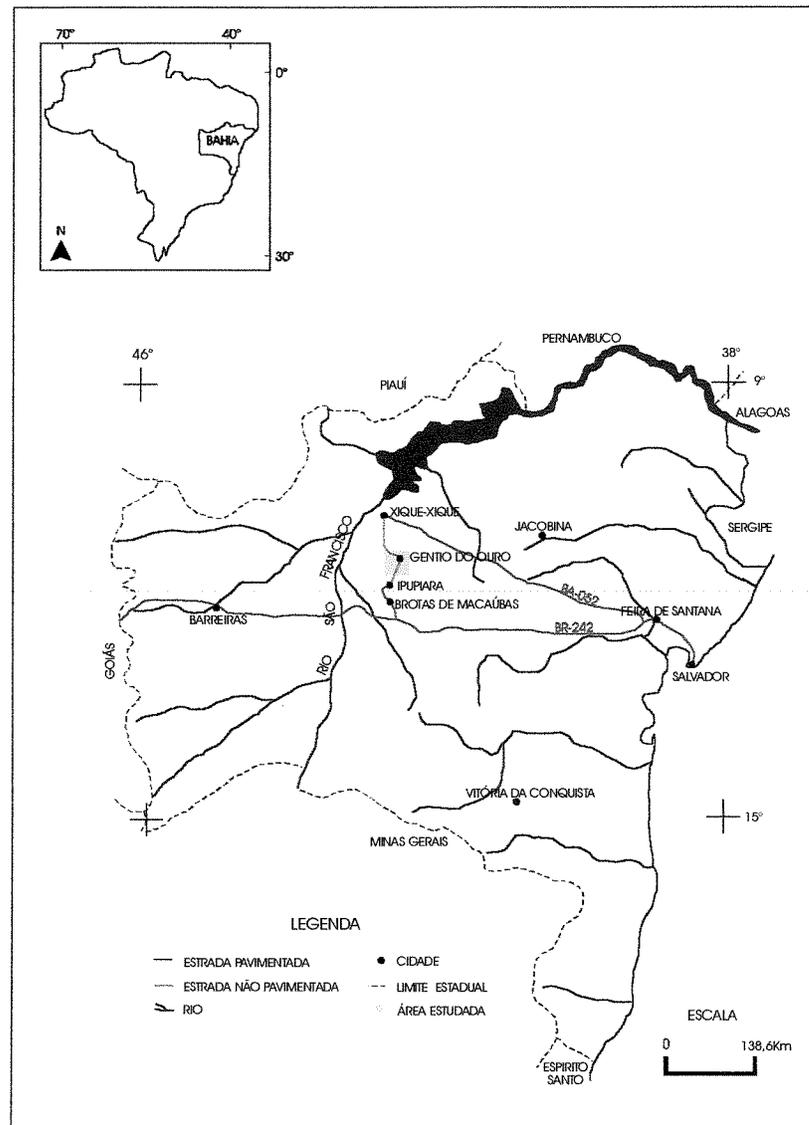


Figura 1.2. Mapa de localização da área e vias de acesso a esta.

CAPÍTULO 2
**CONTEXTO GEOLÓGICO E
GEOTECTÔNICO**

2.1. INTRODUÇÃO

A Chapada Diamantina situa-se tectonicamente na porção centro-norte do Cráton do São Francisco. Este cráton, definido por Almeida (1977), representa uma área estabilizada no final do Transamazônico, delimitada por faixas móveis brasileiras.

As coberturas mesoproterozóicas do Supergrupo Espinhaço e neoproterozóicas do Supergrupo São Francisco, que formam a Chapada Diamantina, recobrem um embasamento constituído por rochas paleoproterozóicas e arqueanas. Segundo Dominguez (1996), estas coberturas apresentam-se dobradas, determinando uma alternância de amplos anticlinórios e sinclinórios, sendo que nestes últimos encontram-se preservadas as seqüências carbonáticas do Supergrupo São Francisco, que formam as bacias de Irecê e Utinga. Sobrepostas às rochas dos dois supergrupos, encontram-se coberturas cenozóicas do Terciário e do Quaternário.

Entre as ocorrências minerais da Chapada Diamantina destacam-se estanho, diamante, bário, chumbo, prata, zinco, flúor, cobre, fósforo e ouro (IPT, 1993), sendo citadas no decorrer deste capítulo apenas as mineralizações auríferas por serem de interesse direto desta dissertação.

2.2. EVOLUÇÃO GEOTECTÔNICA

Modelos para a evolução geotectônica da Chapada Diamantina e áreas adjacentes foram elaborados por vários autores, entre eles Pflug *et al.* (1969), que consideraram esta região como parte de um geossinclinal denominado Minas, que teria se formado ao redor do Cráton do São Francisco, a oeste, e do Cráton de Lençóis, a leste. A idéia inicial de dois crátons foi reforçada por Cordani (1973), pois para ele no final do Pré-Cambriano existiriam duas unidades estáveis, o Cráton do São Francisco e o Cráton de Salvador e, entre estes, haveria faixas tectonicamente ativas durante o Brasileiro.

Costa *et al.* (1976, *apud* Costa & Inda, 1982) concluíram que a maior parte da área do vale do Rio Paramirim teria atuado como um alto topográfico, separando a bacia do Espinhaço da Bacia da Chapada Diamantina, durante toda a evolução Proterozóica. Concordando com esta idéia, Jardim de Sá *et al.* (1976) consideraram o soerguimento do Bloco do Paramirim como resultado de uma intrusão dômica. Estes últimos autores dividiram a Chapada Diamantina em duas sub-bacias, ocidental e oriental, caracterizadas por comportamentos estratigráficos e

estruturais próprios e separadas por uma linha NNW denominada Lineamento Barra do Mendes - João Correia.

Segundo Jardim de Sá *et al.* (*op. cit.*) e Almeida (1977) as coberturas Proterozóicas da Bahia sofreram dois episódios deformacionais, sendo que a fase de deformação com vergência para NNW teria ocorrido no Mesoproterozóico e a fase de deformação com vergência para E-W no Brasileiro.

Costa & Ina (1982) sugerem que, nesta região do Cráton de São Francisco, uma estrutura do tipo aulacógeno teria se formado no final do transamazônico e evoluído através de fases alternadas de levantamentos e subsidências, com episódios de sedimentação, deformação, metamorfismo e erosão associados.

Ina *et al.* (1984) associaram a evolução mesoproterozóica desta região a estágios relacionados com épocas de acumulação de sedimentos e de magmatismo e com épocas de deformação e metamorfismo. O magmatismo e a sedimentação foram possibilitados por uma estrutura crustal formada ao longo de dois sistemas de falhas normais, de caráter antitético com direção NNW e movimentos transversais e longitudinais. Estes sistemas delimitaram um bloco interno descendente do embasamento (Bloco do Paramirim). A regeneração destas falhas, através de movimentos verticais ocasionou três fases de deformação, sendo a primeira relacionada com a ascensão do bloco no Mesoproterozóico e as outras duas associadas ao evento Brasileiro.

Chang *et al.* (1988), Danderfer Filho (1990), Trompelt *et al.* (1992), Alkimim *et al.* (1993), Danderfer Filho (1993), Rocha & Dominguez (1993) e Magnavita & Rocha (1996) consideraram as deformações nas coberturas meso e neoproterozóicas do Estado da Bahia como resultantes da compressão brasileira, pois para estes autores os carbonatos do Grupo Bambuí apresentam deformações com vergência tanto para NNW como para E-W.

Magnavita & Rocha (1996) realizaram um resumo da evolução geotectônica destas coberturas, que é apresentado a seguir.

- Fase Extensional (1.700 Ma): abertura do *rift* intracratônico iniciando no Bloco do Paramirim (espessura crustal menor, falhas normais, cisalhamentos, grau geotérmico mais elevado); intrusão granítica (Lagoa Real); vulcanismo ácido; sedimentação dos grupos Borda Leste e Paraguaçu / Rio dos Remédios.

- Reativação Tectônica Extensional 1 (1.300 – 1.200 Ma): intrusão de diques básicos; subida e descida de blocos, reativação de falhas normais, basculamento de camadas; metamorfismo (?),

metassomatismo, hidrotermalismo; discordância erosiva regional; sedimentação dos grupos Serra Geral e Chapada Diamantina.

- Reativação Tectônica 2 (1.100 – 900 Ma): implantação de novas bacias extensionais (representadas atualmente pelas faixas de dobramentos Rio Preto – Riacho do Pontal, Brasília, Araçuaí – Piripá) reativando o interior dos blocos mais estáveis; reativação de falhas profundas normais (cisalhamentos); intrusão de diques básicos; subida e descida de blocos, basculamentos; metamorfismo; metassomatismo; hidrotermalismo; discordância erosiva regional (Formação Bebedouro); sedimentação dos grupos Bambuí e Una.

- Fase Compressional Brasileira (700 – 500 Ma): Episódio 1 (deformação N-S); Episódio 2 (deformação E-W); Episódio 3 (deformação N-S).

A evolução das coberturas proterozóicas também foi estudada através da análise de bacias por Dominguez (1993 e 1996). Este considerou a bacia do Espinhaço–São Francisco, onde se acumularam os Supergrupos Espinhaço e São Francisco, como uma bacia poli-histórica do tipo sucessora, na qual uma série de bacias sedimentares estão superimpostas, com estágios de desenvolvimento envolvendo mudanças nos processos tectônicos e geodinâmicos geradores de subsidência. O modelo evolutivo desenvolvido por este autor, para as coberturas do Meso e Neoproterozóico, é descrito a seguir de maneira resumida.

Estágio I

A bacia do Espinhaço–São Francisco tem origem por volta de 1,7 Ga, associada a uma fase de estiramento crustal, durante o qual foram formadas as rochas efusivas ácidas. Com o término da atividade vulcânica, ocorreu na Chapada Diamantina uma sedimentação fluvioeólica, passando lateral e verticalmente para sedimentos transicionais, formando as rochas do Grupo Paraguaçu.

No Espinhaço Setentrional, o Grupo Borda Leste caracteriza-se por uma sedimentação que varia de ambiente eólico a marinho, onde foram alcançadas as maiores profundidades de lâmina d'água, com formação de sedimentação química. Possivelmente durante este estágio o Bloco do Paramirim seria um alto interno da bacia.

Estágio II

Este estágio é caracterizado por um soerguimento com exposição subaérea da bacia e geração de uma discordância de caráter regional, definindo o término da deposição dos grupos Paraguaçu e Borda Leste.

Estágio III

Neste estágio ocorre nova subsidência da bacia e a formação dos Grupos Chapada Diamantina e Serra Geral, este último no Espinhaço Setentrional. Estes dois grupos apresentam características de ambiente aluvial e eólico, que passam gradacionalmente para sedimentos transicionais e marinhos, indicando aprofundamento da bacia, possivelmente com o Bloco do Paramirim sendo novamente um alto interno desta.

Estágio IV

Na Chapada Diamantina, durante a deposição do Grupo Chapada Diamantina, houve vários episódios de abaixamento do nível do mar, com exposição subaérea das rochas da bacia. Nesta fase ocorrem intercalações de sedimentação fluvial com estuarina e marinha. O Grupo Serra Geral é constituído nesta etapa essencialmente por turbiditos, que indicam não ter havido exposição subaérea da área do Espinhaço Setentrional.

Estágio V

No Neoproterozóico, a glaciação Bebedouro – Macaúbas envolveu quase todo o Cráton do São Francisco e foi responsável pela formação do Grupo Macaúbas, no Espinhaço Setentrional, e pela base do Grupo Una, na Chapada Diamantina.

Estágio VI

Com o final da glaciação Bebedouro - Macaúbas ocorreu a subida do nível do mar, havendo acumulação da maior parte do Grupo Una e do Grupo Bambuí, este último no Espinhaço Setentrional. Pode ter ocorrido uma expansão da subsidência por sobre os blocos cratônicos mais espessos, adjacentes à calha do Espinhaço, que pode estar associada à evolução das margens do Cráton do São Francisco, com a implantação das faixas Brasília, Araçuaí, Rio Preto e Riacho do Pontal.

Estágio VII

No final do Neoproterozóico, eventos compressivos nas bordas do cráton associados ao desenvolvimento das faixas brasileiras se propagaram para o interior deste causando deformações de suas coberturas. Data desta época a inversão da Bacia Espinhaço - São Francisco.

As rochas dos Grupos Bambuí e Una sofreram menos deformações por situarem-se sobre blocos mais espessos do embasamento.

2.3. GEOLOGIA REGIONAL DA CHAPADA DIAMANTINA

2.3.1. EMBASAMENTO

Segundo Mascarenhas (1990), as rochas arqueanas e paleoproterozóicas da Bahia, que serviram de embasamento para as coberturas meso e neoproterozóicas, são denominadas de Associação Pré-Espinhaço. Esta associação inclui terrenos gnáissico-graníticos, rochas plutônicas, vulcânicas e sedimentares. As rochas vulcânicas, caracterizadas por basaltos, andesitos, riolitos, rochas básicas e ultrabásicas, associam-se a rochas sedimentares arenosas, margosas, carbonáticas, ferríferas e turfáceas (Figura 2.1).

2.3.2. SUPERGRUPO ESPINHAÇO

Inda & Barbosa (1978) realizaram uma revisão da história do conhecimento da evolução estratigráfica das coberturas vulcano sedimentares do Mesoproterozóico da Chapada Diamantina e observaram um desacordo entre conceituações e extensões de Grupos e Supergrupos.

A Tabela 2.1 apresenta a evolução da coluna estratigráfica do Supergrupo Espinhaço na Chapada Diamantina. Nesta, extraída de Inda & Barbosa (1978), foi acrescentada a coluna de Barbosa & Dominguez (1996) com a divisão do Supergrupo Espinhaço em Grupos Paraguaçu e Chapada Diamantina.

GRUPO RIO DOS REMÉDIOS

Segundo McReath (1981) o Grupo Rio dos Remédios é constituído por rochas vulcânicas ácidas, que variam de dacitos a riolitos pórfiros e por rochas piroclásticas.

Dominguez (1993) considerou o Grupo Rio dos Remédios como a parte basal do Grupo Paraguaçu, denominando-a de Formação Rio dos Remédios. Para este autor a discordância que separa os dois grupos, caracterizada por um conglomerado basal sobreposto às efusivas ácidas, representa somente a erosão dos edifícios vulcânicos.

GRUPO PARAGUAÇU

O Grupo Paraguaçu é dividido em quatro formações que são detalhadas a seguir, com base em Dominguez (1996).

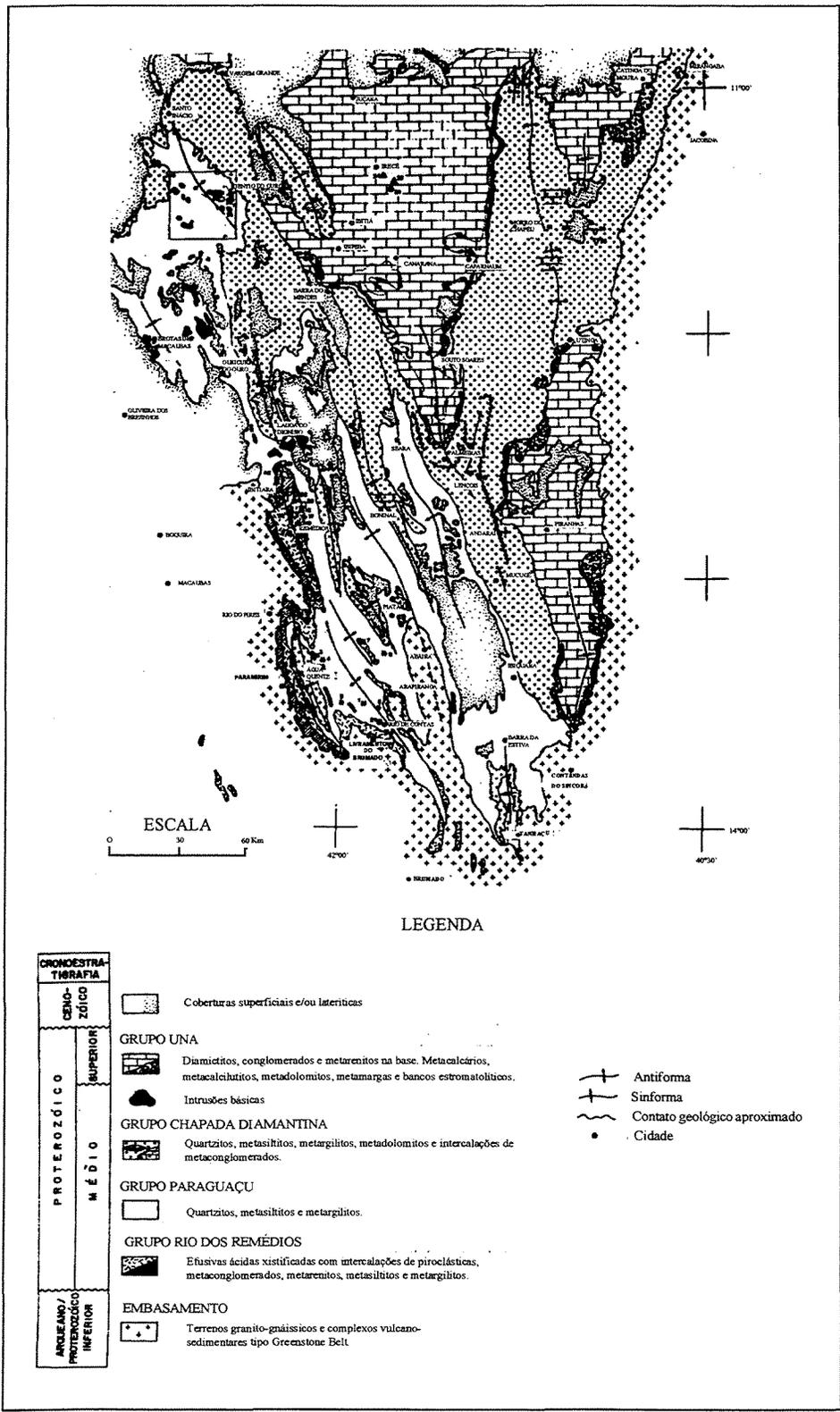


Figura 2.1. Mapa geológico da Chapada Diamantina (IPT, 1993).

Derby 1906	Brammer 1910	Kegel 1959 Moore 1962 Oliveira 1962	Brito Neves 1968	Mascarenhas 1969	Schobbenhaus & Kaul 1971	Projeto Bahia Relatório de Progresso 1972	Proj. Milionésimo. Folha Rio São Francisco 1974	Pedreira & Mascarenhas 1974	Projeto Bahia Relatório Final 1975	Proj. Milionésimo. Folhas Aracaju, Brasília-Salvador 1975	Mapa Geológico do Estado da Bahia. Inda & Barbosa, 1978	Mapa Geol. Est. da Bahia Barbosa & Dominguez. 1996	
	Série Lavras (?)		Formação Morro do Chapéu			Formação Lençóis		Formação Morro do Chapéu	Formação Morro do Chapéu	Unid. 6	Formação Morro do Chapéu	Formação Morro do Chapéu	
	Folhelhos Caboclo		Formação Caboclo	Formação Lençóis	Formação Guariba	Formação Guariba	Formação Guariba	Formação Caboclo	Formação Caboclo		Unidade 5	Formação Caboclo	Formação Caboclo
Grupo Lavras	Sílex jacuípe	Lavras Superior	Formação Tombador	Formação Morro do Chapéu	Formação Morro do Chapéu	Formação Morro do Chapéu	Formação Morro do Chapéu	Formação Tombador	Formação Tombador Lavras	Unidade 4	Formação Tombador	Formação Tombador	
	Arenito Tombador		Formação São Pedro									Formação Lavras	
Grupo Paraguaçu		Lavras Médio		Formação Caboclo	Formação Caboclo	Formação Caboclo	Formação Caboclo	Grupo Paraguaçu	Grupo Médio	Unidade 3	Fm. Açurus	Unid. 3	Formação Açurus
					Formação Iapirara	Formação Iapirara	Formação Tombador			Formação Tombador	Unidade 2	Fm. Lagoa de Dentro	Unid. 2
					Formação Mangabeira	Formação Mangabeira				Unidade 1	Fm. Mangabeiras	Unid. 1	Formação Mangabeiras
		Lavras Inferior		Formação Tombador	Complexo Rio dos Remédios	Formação Tombador		Grupo Rio dos Remédios	Grupo Inferior	Unidade 1	Fm. Ouricuri do Ouro	Unid. 1	Formação Ouricuri do Ouro
											Grupo Rio dos Remédios		Formação Rio dos Remédios

Tabela 2.1. Evolução da coluna estratigráfica do Supergrupo Espinhaço na Chapada Diamantina (modificada de Inda & Barbosa, 1978).

Formação Ouricuri do Ouro

Esta formação é constituída na sua base por conglomerados e arenitos grossos com estratificação cruzada acanalada de origem fluvial, que passam lateral e verticalmente para ritimitos de ambiente de intermarés. Os estratos cruzados fornecem medidas de paleocorrentes indicando fluxo para SE.

Formação Mangabeira

A Formação Mangabeira é constituída por quartzitos e metarenitos finos, sericíticos, com estratificação cruzada de grande porte de origem eólica, que apresentam direção de paleocorrentes para SW.

Formação Lagoa de Dentro

Compreende metarenitos finos a médios bem selecionados, sericíticos, com estratos cruzados de grande porte, indicando deposição em ambiente eólico. As paleocorrentes indicam fluxo para NE e SE. Intercalados nesta unidade, ocorrem níveis pelíticos maciços a laminados, com marcas de ondas simétricas a assimétricas, gretas de contração e intraclastos, interpretados como deposição em ambiente interdunas.

Formação Açuruá

Esta formação é constituída por ardósias e metassiltitos finamente laminados, com acamadamento ondulado a lenticular, gretas de contração e marcas de ondas simétricas a assimétricas, indicando ambiente do tipo planície de maré ou submaré rasa. Corpos de metarenito fino com laminação cruzada cavalgante ocorrem intercalados nestas unidades.

GRUPO CHAPADA DIAMANTINA

Este grupo é dividido em três formações, descritas a seguir de acordo com Dominguez (1996).

Formação Tombador

Na borda oriental da Chapada Diamantina esta formação é representada por arenitos com estratificação cruzada na base, caracterizando depósitos de rios temporários (*wadis*), com

paleocorrentes indicando fluxo para W. Os sedimentos nesta região repousam diretamente sobre o embasamento. Na região entre as cidades de Mucugê e Lençóis, esta formação é caracterizada por arenitos grossos a muito grossos, arcóseos, com estratificação cruzada acanalada e paleocorrente para NW e SW, que repousam sobre as rochas do Grupo Paraguaçu.

Formação Caboclo

Esta formação é caracterizada por lamitos e arenitos finos interestratificados, depositados em plataforma marinha rasa dominada por tempestades, com presença de carbonatos. Ocorrem ainda corpos alongados para NW de arenitos grossos, com geometria lenticular, estratificação cruzada de médio porte e paleocorrentes que indicam fluxo para NW. Estes corpos caracterizam episódios de exposição subaérea e são interpretados como sendo de origem fluvial em períodos de nível do mar baixo. Capeando estes corpos ocorrem tapetes algais silicificados e camadas de lamito depositadas em ambiente de planície de maré.

Formação Morro do Chapéu

A Formação Morro do Chapéu é constituída na base por conglomerados e arenitos conglomeráticos com estratificação cruzada acanalada de origem fluvial, com fluxo para NW, que passam gradacionalmente para arenitos bem selecionados com estratificação cruzada de médio porte e lamitos com acamadamento ondulado e lenticular de ambiente estuarino, cujas paleocorrentes indicam fluxo para NW e NE. Na região norte da Chapada, ocorrem arenitos com estratificação cruzada de grande porte de origem eólica.

2.3.3. ROCHAS BÁSICAS

Segundo Inda & Barbosa (1978), as rochas básicas na Chapada Diamantina apresentam-se na forma de diques e *sills* de dioritos, gabros e basaltos, quase sempre concordantes com os metassedimentos do Grupo Paraguaçu. Estas rochas, quando intrudidas em níveis pelíticos, produzem metamorfismo de contato.

Fróes & Souza (1989), ao estudarem estas rochas na região de Ipujiara, consideraram que o metamorfismo termal alcança no máximo a facies albita-epidoto-anfibolito, com temperatura máxima entre 400°C e 500°C.

Gomes et al. (1996) descrevem, para a região SSW da Chapada Diamantina, a ocorrência de diques máficos de tendência toleítica, intrudidos discordantemente nas rochas do Supergrupo Espinhaço. Segundo estes autores, esses diques são constituídos por epidioritos, metadiabásios e noritos.

2.3.4. SUPERGRUPO SÃO FRANCISCO

O Supergrupo São Francisco na Chapada Diamantina é representado pelo Grupo Una, sendo suas maiores áreas de ocorrência as Bacias de Irecê e Utinga.

GRUPO UNA

Este grupo é constituído pelas Formações Bebedouro e Salitre, detalhadas a seguir de acordo com Dominguez (1996).

Formação Bebedouro

A Formação Bebedouro representa a parte basal do Grupo Una, sendo constituída predominantemente por diamictitos de origem glacial, com seixos de gnaisses, granitos, quartzo, quartzitos, siltitos e calcários, imersos em uma matriz fina. Ocorrem ainda ardósias laminadas com seixos pingados, arenitos grossos argilosos, conglomerados com estratificação cruzada e arenitos finos com laminação plano-paralela.

Formação Salitre

A Formação Salitre é constituída por várias litofácies carbonáticas, como calcarenitos finos a grossos, calcissiltitos e calcilutitos, depositadas em ambiente marinho raso com constante agitação de ondas e em ambiente do tipo planície de maré. Estas rochas podem ocorrer dolomitizadas e/ou silicificadas. As estruturas mais frequentes nas rochas desta formação são laminação plano-paralela, estratificação cruzada e marcas de ondulação.

2.3.5. COBERTURAS CENOZÓICAS

Na Chapada Diamantina, as coberturas Cenozóicas são representadas por coberturas terrígenas do Terciário–Quaternário e por depósitos aluviais do Quaternário, descritas a seguir de acordo com Dominguez (1996).

Coberturas Terrígenas

Estas coberturas são detríticas eluviais predominantemente arenosas e, em alguns locais, ricas em películas ferruginosas de cor avermelhada. Estes depósitos são pouco consolidados podendo apresentar laterização. Nas partes basais podem ocorrer conglomerados, em geral limonitizados.

Depósitos Aluviais

São formados por sedimentos arenosos com lentes mais finas de silte e argila, cascalhos variados em lentes no meio do conjunto, mas quase sempre na base. No rio Paraguaçu, ocorrem sedimentos grossos e diamantíferos. Nas planícies de inundação, formam-se áreas irregulares de sedimentos siltosos ricos em frações orgânicas.

2.4. GEOCRONOLOGIA

São poucas as datações radiométricas existentes na Chapada Diamantina. No Supergrupo Espinhaço foram datadas apenas algumas rochas do Grupo Rio dos Remédios e da Formação Caboclo do Grupo Chapada Diamantina. O Supergrupo São Francisco, representado nesta região pelo Grupo Una, possui datações de rochas das Formações Salitre e Bebedouro. Diques e *sills* básicos também foram datados. Uma síntese dos dados geocronológicos existentes é apresentada a seguir.

Jardim de Sá *et al.* (1976) através do método Rb/Sr em rocha total, dataram tufo vulcânicos, quartzo pórfiro e riolitos pertencentes ao Grupo Rio dos Remédios, obtendo respectivamente idades de 1.1756120 Ma, 650660 Ma e 1.1756120 Ma. Estas foram consideradas como idades mínimas, resultantes do reequilíbrio do sistema isotópico decorrente de metamorfismo. Brito Neves *et al.* (1979) aplicaram o método U/Pb em zircões de metariolitos da região de Conceição de Mato Dentro, no Espinhaço Meridional, obtendo uma idade de 1.770 Ma. Como estas rochas são análogas às vulcânicas ácidas do Grupo Rio dos Remédios, esta idade foi associada à fase inicial do processo vulcânico-sedimentar que gerou as rochas da Chapada Diamantina. Schobbenhaus *et al.* (1994) dataram riolitos da região entre Paramirim e Água Quente através do método U/Pb em zircão, obtendo a idade de 1.75264 Ma que foi relacionada à idade de cristalização destas rochas.

No Grupo Chapada Diamantina, folhelhos da Formação Caboclo foram datados por Jardim de Sá *et al.* (1976) através do método Rb/Sr, obtendo uma idade de 1.2506100 Ma, associada a um episódio metamórfico. Macedo & Bonhomme (1984), utilizando o método Rb/Sr em rocha total e fração argila, dataram argilitos e siltitos desta formação, extraindo uma idade de 960 Ma que foi relacionada a diagênese tardia. Rocha *et al.* (*apud* Silva, 1994) constatou em estromatólitos das fácies carbonáticas da Formação Caboclo, a presença de associação *collumnacolenia* – *stratifera* – *collumnaefacta* – *pseudokussiella* – *planicollenia* que sugere a deposição desta formação durante o Rifeano Médio, isto é, de 1.600 Ma a 1.000 Ma. Babinski *et al.* (1993) dataram calcários estromatolíticos através do método Pb/Pb em rocha total e obtiveram a idade de 1.1406140 Ma, sendo esta interpretada como idade mínima de deposição dos calcários.

Segundo Gomes *et al.* (1996), os diques máficos da Chapada Diamantina apresentam três gerações distintas, formadas nos intervalos de 1.300 Ma, 1.100 Ma e 700 a 500 Ma.

Jardim de Sá *et al.* (1976) utilizaram o método K/Ar em plagioclásio de gabro e em rocha total de gabro saussuritizado, que resultou em idades 1.100655 Ma e 492625 Ma respectivamente. Esta última idade foi relacionada por estes autores a fenômenos de alteração próximos à superfície e/ou a levantamento epirogenético da região. Brito Neves *et al.* (1980, *apud* Danderfer Filho, 1990) através dos métodos Rb/Sr e K/Ar, dataram rochas básicas obtendo uma idade de aproximadamente 1.200 Ma.

Para o Grupo Una, Macedo & Bonhomme (*op. cit.*) através do método Rb/Sr aplicada em rocha total e fração argila, obtiveram idades de deposição entre 767-900 Ma para a Formação Salitre e entre 900-958 Ma para a Formação Bebedouro.

2.5. GEOLOGIA ESTRUTURAL

O comportamento estrutural das coberturas meta-sedimentares da Chapada Diamantina é caracterizado por um arranjo de blocos e subblocos triangulares definidos por dobras de eixos NNW (caimento para N) e falhas transcorrentes. A amplitude destas dobras diminui progressivamente de leste para oeste, onde começam a ficar mais evidentes as grandes linhas estruturais e o envolvimento do embasamento (Rocha & Dominguez, 1993).

Segundo Magnavita & Rocha (1996), na Chapada Diamantina Oriental, as dobras possuem planos axiais verticalizados, sem vergência definida, muitas vezes em associação com

falhas verticais, longitudinais, transcorrentes, de rejeito modesto. Neste domínio, as dobras apresentam evidências de terem sido formadas flexuralmente em regime crustal elevado e condições de metamorfismo incipiente.

Na Chapada Diamantina Ocidental, as dobras passam a apresentar foliação plano axial em regime de cisalhamento e o metamorfismo adquire as condições de xisto - verde a anfibolito baixo. É comum a presença de cisalhamentos dúcteis longitudinais com movimentos oblíquos ou inversos.

De acordo com Danderfer Filho *et al.* (1993), estas dobras exibem ligeira assimetria ou estão associadas a falhas de empurrão, em geral de alto ângulo e mergulhando para WSW. Com desenvolvimento tardio ou simultâneo em relação aos dobramentos maiores, estas falhas evoluíram a partir da inversão de falhas normais pré-existentes no embasamento, geradas na época de formação do *rift* ensialítico do Espinhaço.

Na parte norte da Chapada Diamantina, segundo Rocha & Dominguez (1993), há uma desestruturação do eixo NNW para a posição EW, definindo um domínio particular com superposição de dobras (domos e bacias) e cisalhamentos intraestratais, com movimentos de massa de norte para sul. Nesta região ocorrem comumente cisalhamentos transcorrentes (dúcteis e rúpteis) com direções em torno de NNW (dextral) e NNE (sinistral), formando geralmente ângulos de 30° a 40° entre si (Magnavita & Rocha, 1996).

Na borda oeste, no contato da Chapada Diamantina com o Bloco do Paramirim, ocorrem dobramentos com planos axiais em torno de NNE/45°NW, paralelos a uma clivagem de crenulação e transpostas em alguns pontos. As dobras indicam vergência para ESE e estão preservadas em um ambiente com metamorfismo em fácies anfibolito baixo (Magnavita & Rocha, 1996).

Segundo Danderfer Filho (1990), Alkimin *et al.* (1993), Danderfer Filho *et al.* (1993), Rocha & Dominguez (1993) e Magnavita & Rocha (1996), a origem das estruturas de direção NNW, bem como as transversais a estas, estão associadas a duas fases deformacionais ocorridas durante o Brasiliano, pois ambas as etapas são encontradas nas coberturas do Supergrupo São Francisco. Rocha & Dominguez (*op. cit.*) e Magnavita & Rocha (*op. cit.*) reconhecem uma terceira fase deformacional relacionada aos dobramentos NNE da borda oeste da chapada, junto ao contato com o Bloco do Paramirim.

É consenso entre todos os autores citados que a primeira fase deformacional é resultante de compressões oriundas de faixas brasileiras, que ocasionaram a inversão do *rift* do Espinhaço. Para Rocha & Dominguez (1993) os esforços compressionais seriam provenientes de faixas situadas nas bordas oeste ou leste do Cráton de São Francisco. Já Danderfer Filho *et al.* (1993) localizam-nas a norte ou a sudeste do cráton.

A segunda fase deformacional também associa-se a compressões provenientes de faixas brasileiras, mais precisamente as faixas Sergipana, Formosa do Rio Preto e Riacho do Pontal, localizadas ao norte do Cráton de São Francisco. Segundo Magnavita & Rocha (1996), nesta etapa de deformação houve geração de empurrões, dobramentos e transcorrências, que subdividiram a cobertura e o embasamento em pequenos blocos. A movimentação destes blocos ocasionou a subida do Bloco do Paramirim que causou inversão de camadas em alguns locais da borda da chapada. As estruturas originadas pela ascensão deste bloco estão relacionadas à terceira fase de deformação.

2.6. MINERALIZAÇÕES AURÍFERAS NA CHAPADA DIAMANTINA

Segundo IPT (1993), as mineralizações auríferas na Chapada Diamantina encontram-se restritas à região ocidental desta, divididas em dois domínios principais: Rio de Contas-Ibitiara e Brotas de Macaúbas-Gentio do Ouro.

No Domínio Rio de Contas-Ibitiara, o ouro primário ocorre em veios de quartzo encaixados em rochas metavulcânicas ácidas, em metaritimitos e em metabásicas. As mineralizações secundárias ocorrem associadas a aluviões, a eluviões e a coluviões (IPT, 1993).

As ocorrências auríferas primárias no Domínio Brotas de Macaúbas-Gentio do Ouro, ocorrem em veios de quartzo associados a rochas metabásicas. Carvalho (1985) cita que na região de Itajubaquara, dentro deste domínio, há intrusões de veios de quartzo auríferos em rochas metavulcânicas intermediárias a ácidas, não detalhando estas ocorrências, que também não foram identificadas por outros autores como (IPT 1993) e Sales & Guerra (1993). As mineralizações secundárias neste domínio são encontradas em couraças lateríticas, em aluviões, em eluviões e em coluviões.

Fora destes dois domínios, Sales & Guerra apontam ocorrências isoladas, descritas como mineralizações aluvio-coluvionares nas regiões de Boninal, Barra da Estiva e Contendas do

Sincorá e mineralização em um veio de quartzo intrudido em rocha sedimentar, na região de Ibiquera.

2.7. GEOLOGIA DA ÁREA DE ESTUDO

A região de Gentio do Ouro é caracterizada por rochas do Supergrupo Espinhaço, com predomínio das Formações Lagoa de Dentro e Açuruá do Grupo Paraguaçu. A presença de rochas do Grupo Chapada Diamantina fica restrita aos limites NW, NE e SE desta área.

Intrudidos nas rochas do Grupo Paraguaçu ocorrem *sills* básicos, que por sua vez, junto com suas encaixantes, são cortados por veios de quartzo.

Carvalho (1985) cita que na região de Itajubaquara, a 20 km WNW de Gentio do Ouro, ocorrem rochas vulcanoclástica e metatufos, ambas bastante alteradas e deformadas, sendo que a presença destas rochas não consta nos mapas geológicos da região.

As coberturas cenozóicas na região de estudo estão representadas por coberturas detrítico-arenosas e areno-argilosas, couraças e carapaças lateríticas, todas do Terciário-Quaternário e latossolos, coluviões arenosos, talus e aluviões do Quaternário (Figura 2.2).

Segundo Neves & Souza (1984), a Formação Lagoa de Dentro é constituída por metassiltitos e quartzitos sericíticos com intercalações de ardósias e paraconglomerados locais, enquanto a Formação Açuruá apresenta metarenitos imaturos avermelhados e metassiltitos subordinados.

Carvalho (1985) caracteriza a Formação Lagoa de Dentro como sendo constituída por metassiltitos micáceos, laminados, com intercalações de metarenitos argilosos finos a grosseiros, que passam lateral e verticalmente para metarenitos róseo-avermelhados, de matriz argilosa, com impregnações de óxido de ferro e com intercalações subordinadas de metassiltitos. Para este autor, a Formação Açuruá é constituída por quartzitos bem estratificados, ortoquartzitos, com intercalação subordinada de quartzitos placóides micáceos.

O Grupo Chapada Diamantina é representado na área de estudo pela Formação Lavras que segundo Neves & Souza (1984) e Carvalho (1985), é dividida em membro inferior, constituído por quartzitos com níveis de conglomerados intraformacionais diamantíferos; membro médio, que apresenta quartzitos micáceos; e membro superior, formado por quartzitos com níveis de

conglomerados localmente diamantíferos. Atualmente esta formação é considerada como parte da Formação Tombador, representando apenas uma continuidade lateral desta (Dominguez, 1996).

As rochas básicas ocorrem encaixadas principalmente nas litologias da Formação Lagoa de Dentro, concordantes com o acamamento das metassedimentares, o que caracteriza estas intrusões como *sills*.

Estas rochas básicas de composição toleítica (Grimm & Friedrich, 1991) foram classificadas por Carvalho (1985) como gabros, dioritos e diabásios. Os dioritos, segundo este autor, apresentam granulação média, textura ofítica e coloração cinza-escuro. São constituídos por plagioclásio saussuritizado, clinopiroxênio fortemente substituído por hornblenda, que por sua vez é substituída parcialmente por biotita, sendo que esta encontra-se alterada para clorita e tremolita. Ocorrem ainda quartzo, opacos, apatita, epidoto, clorita e carbonato.

Os gabros apresentam textura média a grossa, cor cinza-escuro e textura blastodiabásica. O plagioclásio é prismático, subédrico, ripiforme e apresenta inclusões de apatita e anfibólio. Apesar de saussuritizado, às vezes é possível classificá-lo como labradorita. O piroxênio é do tipo augita, prismático e apresenta inclusões de opacos. Altera-se nas fraturas e bordos para anfibólio fibroso, hornblenda e biotita. O ortoclásio ocorre sob a forma de intercrescimentos gráficos com o quartzo. Os diabásios possuem granulação fina e textura pórfírica. O plagioclásio ocorre totalmente saussuritizado e os máficos quase sempre estão transformados em óxido de ferro (Carvalho, 1985).

Carvalho (1984), identificou ainda a presença de magnetita e hematita nas rochas básicas, com ocorrência de processos de martitização.

A descalcificação do plagioclásio e a substituição do piroxênio para minerais hidratados secundários se deu, de acordo com Carvalho (1985), devido a deformações cataclásticas e ação de fluidos hidrotermais nas rochas básicas.

Os efeitos do metamorfismo de contato entre as rochas máficas e os metassedimentos encaixantes são mascarados pelo metassomatismo sílico-ferruginoso, no contato entre estas litologias, e pelo intemperismo. A ocorrência de metamorfismo é comprovada pela presença de tremolita fina e de quartzitos nas encaixantes (Carvalho, 1984).

Carvalho (1985) caracterizou as coberturas do Terciário-Quaternário através da descrição destas em duas áreas da bacia de drenagem do Riacho Baixa Grande. Segundo este autor, estas

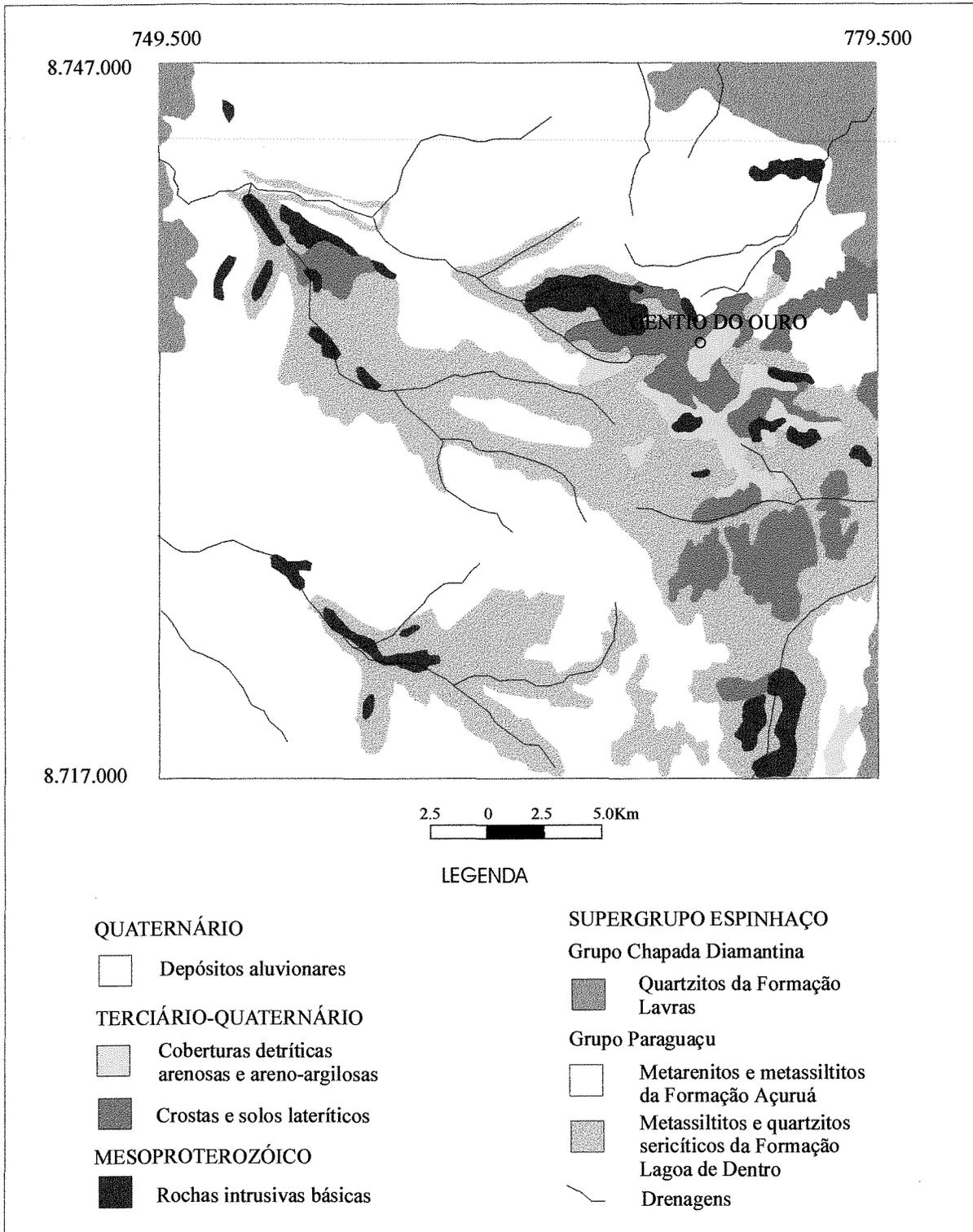


Figura 2.2. Mapa geológico da área estudada (Neves & Souza, 1984).

coberturas são representadas por arenito argiloso mal classificado, impregnado de óxido de ferro, que passa lateralmente para uma carapaça laterítica de aspecto cavernoso, textura maciça, tendo ao topo uma couraça também de feição cavernosa, com nódulos de arenito e fragmentos de quartzo pouco freqüentes. Este tipo de laterita ocorre preferencialmente nas vertentes dos vales dos riachos e passa lateralmente, na base, para cascalho laterítico eluvial nas proximidades de veios.

O segundo tipo de cobertura apresenta na base rocha básica profundamente intemperizada, parcialmente cavernosa que passa verticalmente para carapaça cavernosa de aspecto maciço, cor vermelho-tijolo. No topo do perfil ocorre couraça de aspecto cavernoso com fragmentos angulosos de quartzo leitoso e nódulos de rochas básicas dispostos em uma matriz arenosa média a grossa, com bastante cimento de óxido de ferro.

Quanto às coberturas quaternárias da região, Carvalho (1985) as caracteriza como sedimentos arenosos inconsolidados, bem como depósitos de talus provenientes dos metarenitos da região. Aluviões constituídos de sedimentos areno-argilosos encontram-se sobrepostos a um nível cascalhoso de natureza colúvio-aluvionar, extremamente grosso e composto de fragmentos de quartzo leitoso, metarenito e laterita. Este autor também identificou latossolos constituídos de sedimentos areno-argilosos vermelho a marrom avermelhado, pouco consolidados, apresentando nódulos de metarenito. Estes latossolos são provenientes da alteração de rochas metassedimentares e básicas.

Geologia Estrutural

O modelamento estrutural da região de Gentio do Ouro, de acordo com Carvalho (1985), é caracterizado por *horst e grabens* em dois sistemas de falhas de direção NW-SE e NE-SW e por dobramentos holomórficos de amplo raio de curvatura e rejeitos relativamente baixos. Segundo este autor, os fálhamentos foram reativados segundo um mecanismo de cisalhamento transcorrente de direção NW-SE, configurando zonas com feições fortemente lineares (Figura 2.3). Estes cisalhamentos ocasionaram a deformação e estiramento NW-SE de *sills* e diques básicos e a formação de uma marcante foliação cataclástica, com surgimentos locais de dobras de arrasto.

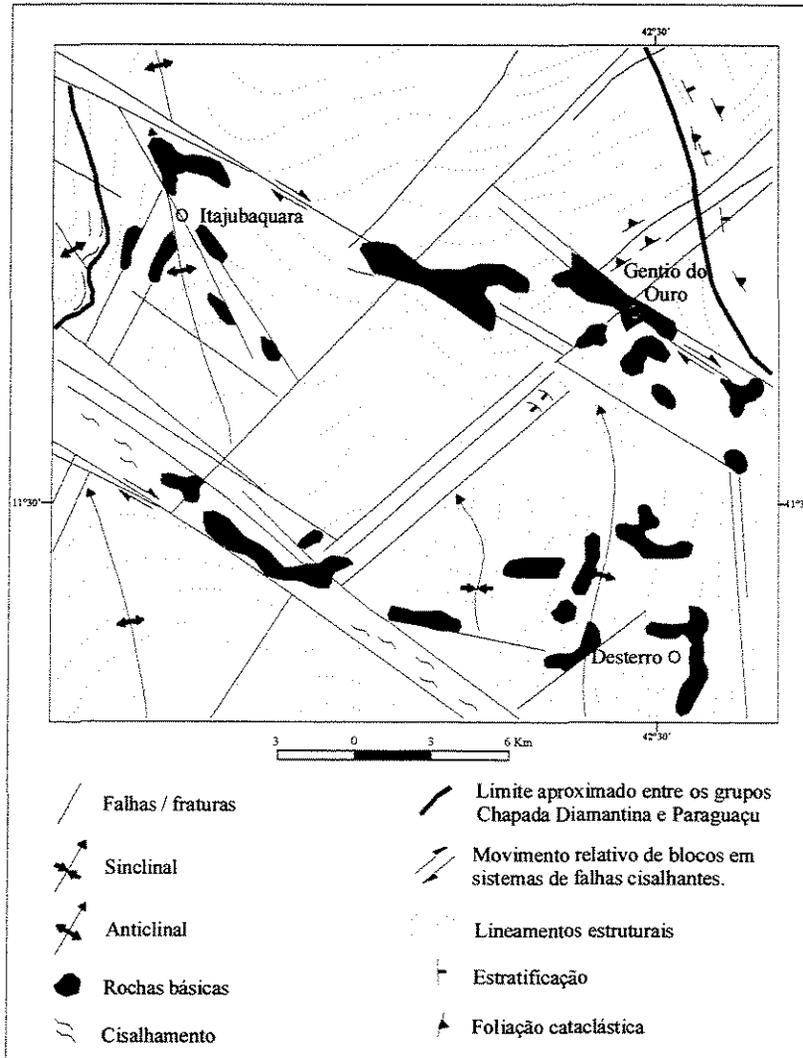


Figura 2.3. Mapa Estrutural da região de Gentio do Ouro (Carvalho, 1985).

Mineralizações Auríferas na Área de Estudo

Na região de Gentio do Ouro a mineralização primária de ouro ocorre em veios de quartzo leitoso, hospedados em rochas básicas e no contato destas com as rochas metassedimentares da Formação Lagoa de Dentro. Albuquerque & Carvalho (1997) identificaram a presença de prata associada ao ouro primário, ambos disseminados em tipos líticos da zona de metassomatismo, como gabro silicificado e rocha sedimentar ferruginizada.

Segundo Carvalho (1985), a percolação de fluidos hidrotermais silicosos nas rochas básicas se deu através de feições planares de natureza cataclástica, formadas por cisalhamentos.

Estes fluidos carregaram ferro e complexos químicos sulfetados, trazendo o ouro em solução, que posteriormente se depositou em zonas específicas dos sítios de deformação. Como resultado da percolação destes fluidos, as rochas básicas sofreram alteração hidrotermal com desenvolvimento, de acordo com Grimm & Friedrich (1991), de zonas de carbonatação e sericitização (Figura 2.4).

As zonas de sericitização ocorrem próximas aos veios e apresentam coloração esbranquiçada, enquanto que as de carbonatação possuem cor amarelada. Podem ocorrer ainda zonas de cloritização nas partes mais distais dos veios, que apresentam cores cinza avermelhada e verde (Figuras 2.5).

Na Figura 2.6, na sua parte inferior, ocorre rocha básica que, apesar de intemperizada, exibe zona de cloritização, com coloração cinza avermelhada, e zona de carbonatação nas porções amareladas. Estas zonas de alteração hidrotermal encontram-se associadas a um veio de quartzo verticalizado, intrudido no contato das rochas básicas com quartzitos, rochas estas com foliação subvertical. Nas rochas básicas mais frescas observa-se a presença de clorita, carbonato e hematita.

Os veios de quartzo desta região não apresentam um mergulho preferencial, sendo que os veios maiores, que ocorrem no contato dos *sills* básicos com as rochas sedimentares, podem apresentar mergulhos verticais ou subhorizontais. Os veios subhorizontais possuem mergulhos com direções entre N230° a N240°, perpendiculares às direções dos planos de foliação das rochas encaixantes dobradas, que variam de N320° a N342° com mergulhos de 45° a 70°SW. Os veios subverticais ocorrem concordantes com o mergulho da foliação subvertical das encaixantes, sendo esta verticalidade do mergulho contrastante com os dobramentos da área, indicando falhamentos na região (Figura 2.7). É comum os grandes veios apresentarem *boxworks* centimétricos, além de carbonato, hematita e rutilo (Figura 2.8). Segundo IPT (1993) estes veios podem ocorrer com até dezenas de metros de comprimento.

Os pequenos veios que cortam as rochas básicas em zonas cataclásticas não possuem orientações e mergulhos preferenciais. Estes veios são formados por quartzo, carbonato e apresentam uma maior quantidade em *boxworks* (Figuras 2.9 e 2.10).

Segundo Carvalho (1985), o ouro concentra-se preferencialmente no contato da lente principal de quartzo leitoso com as rochas metassedimentares ou com a rocha intrusiva básica, onde ocorreram processos de alteração hidrotermal e deformações.



Figura 2.4. Cava principal de garimpo com rocha básica intemperizada no topo e alterada hidrotermalmente na parte inferior, apresentando processos de carbonatação e sericitização.



Figura 2.5. Rocha básica alterada hidrotermalmente e cortada por veios de quartzo com carbonato e óxidos de ferro. No canto direito nota-se uma zona de cloritização.



Figura 2.6. Rocha básica com alteração hidrotermal associada a intrusão de veio de quartzo. Na parte inferior da foto nota-se zona de cloritização; mais acima, observa-se a zona de carbonatação com coloração amarelada. No topo da ocorrem afloramentos de quartzitos.

Especificamente, o ouro é encontrado no interior de fraturas do quartzo, geralmente associado com óxidos de ferro do tipo hematita e goethita. Além destes minerais, a paragênese definida por este autor nos níveis auríferos é constituída por magnetita, ilmenita, rutilo, monazita, zircão, anatásio, turmalina, epidoto, xenotímio, pirita limonitizada, óxido de manganês, estauroлита, micas, granada, cianita, fosfato e piroxênio (Carvalho, 1985). Grimm & Friedrich (1991) identificaram ainda a predominância de baixo conteúdo de prata associado aos veios de quartzo da região.

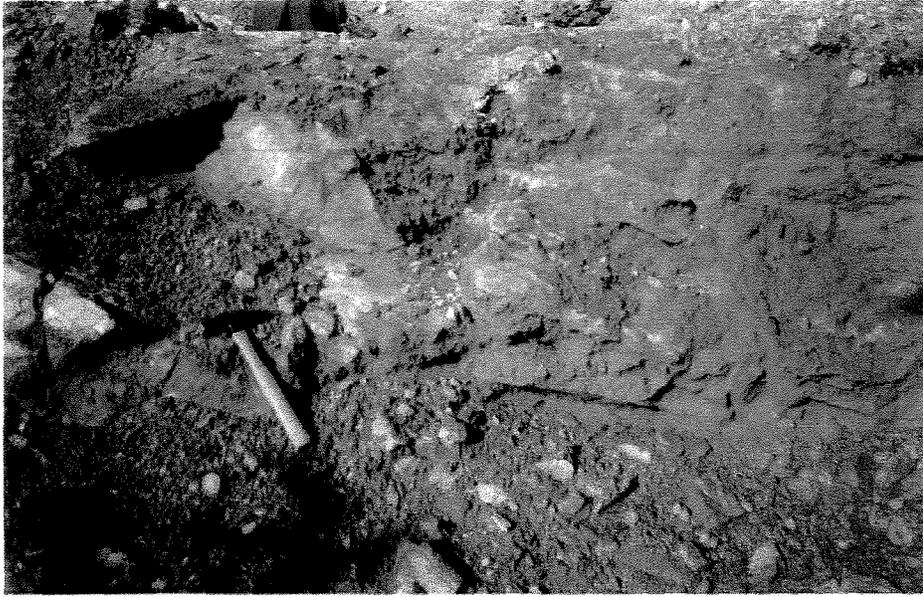


Figura 2.7. Veio de quartzo verticalizado com dois metros de largura, com óxidos de ferro associado, intrudido em rocha básica.



Figura 2.8. Rejeito de garimpo formado por fragmentos de veios de quartzo com grande quantidade de *boxworks*.

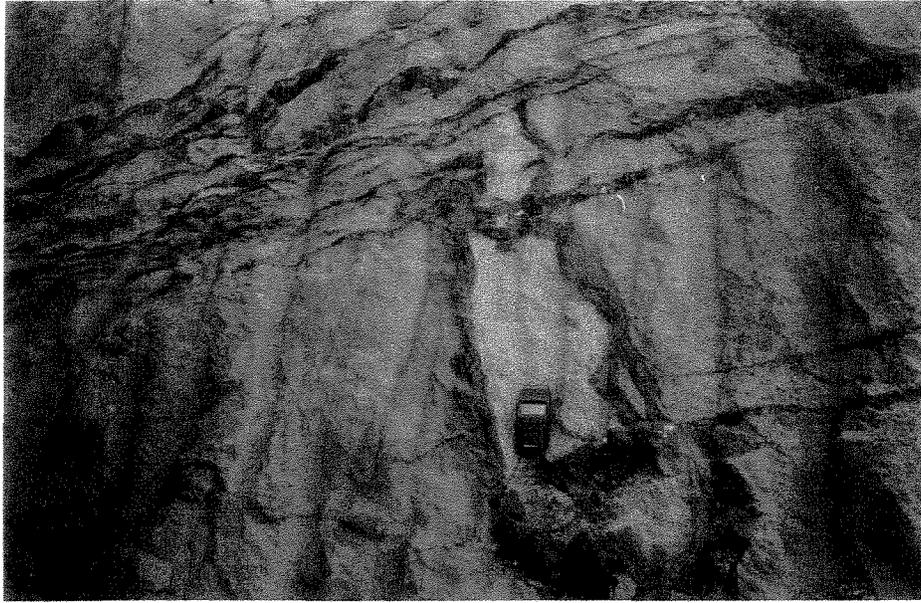


Figura 2.9. Zona cataclástica com fraturas preenchidas por quartzo, carbonato e *boxworks*.

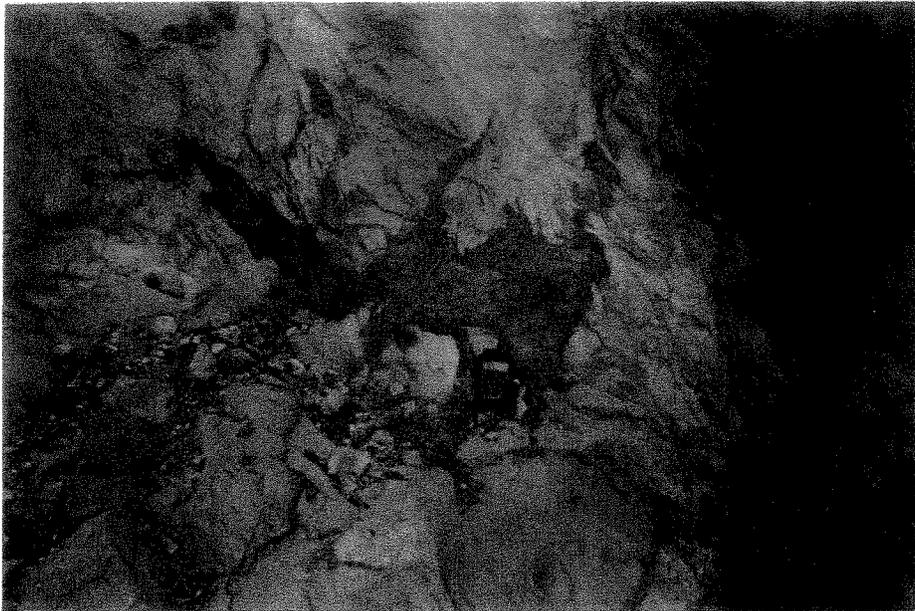


Figura 2.10. Bolsão de *boxwork* em zona de cataclase, com quartzo e carbonato associados.

A mineralização aurífera secundária na região de Gentio do Ouro, segundo Carvalho (1985), ocorre associada a processos de laterização, que afetaram as rochas básicas e a processos de intemperismo químico e físico, que deram origem aos depósitos detríticos auríferos eluvionares, elúvio-coluvionares e colúvio-aluvionares. Albuquerque & Carvalho (1997) identificaram a presença de prata associada ao ouro em latossolos e couraças lateríticas, ocorrendo altas razões Au/Ag.

Para Carvalho (1985), as lateritas com enriquecimento supergênico de ouro são provenientes do intemperismo químico sobre rochas básicas deformadas e portadoras de veios e lentes de quartzo auríferos. Os processos de intemperismo físico e químico que causaram a desagregação, decomposição e desmoronamento de grande parte das lentes e veios de quartzo, cujos produtos se acumularam “*in situ*”, deram origem aos pláceres auríferos eluvionares, onde a mineralização distribui-se por um nível de cascalho. A concentração de ouro é dependente dos processos de laterização, que são responsáveis pelo enriquecimento supergênico deste (Figura 2.11). Segundo este autor, o material eluvionar, quando transportado e acumulado em calhas de rios, forma junto com material aluvionar os pláceres auríferos colúvio – aluvionares, com o ouro concentrado em níveis de cascalho.

De acordo com Carvalho (1985), no Quaternário, processos intempéricos causaram a degradação de lateritas, originando acumulações auríferas elúvio-coluvionares de nódulos e concreções ferruginosas, nas proximidades das lentes e veios de quartzo. O ouro ocorre como partículas manchadas de óxido de ferro ou envolvidas por material limonítico. A origem do ouro químico, segundo este autor, encontra-se na oxidação de níveis cisalhados e/ou milonitizados, nas faixas cataclásticas com lentes e veios de quartzo ou nos eluviões próximos, causando a destruição de minerais sulfetados e gerando ácido sulfúrico, que favorece a mobilização do ouro na forma de complexos e colóides, que são adsorvidos e/ou coprecipitados por óxidos de ferro hidratados (limonita).

Modelos de Depósitos para as Mineralizações Auríferas Primárias

Modelos de depósitos para as mineralizações auríferas em Gentio do Ouro foram elaboradas por alguns autores.



Figura 2.11. Garimpo associado a depósito eluvionar aurífero, formado por fragmentos de veios de quartzo e de rochas básicas.

Soubiés *et al.* (apud Carvalho, 1984) associam os corpos básicos como rochas fontes para o ouro primário. Segundo estes autores, o resfriamento muito lento do material básico intrusivo possibilitou o desenvolvimento de uma auréola de fraco metamorfismo de contato, afetando os metassedimentos e a ocorrência de metassomatismo hidrotermal, com deposição de ferro e sílica. A sílica depositou-se também em filões camadas constituindo os depósitos de quartzo auríferos.

Grimm & Friedrich (1991) classificaram os veios como mesotermiais através da presença de alterações hidrotermais do tipo carbonatação e sericitização e de análises de inclusões fluidas, que mostraram serem estes fluidos ricos em CO_2 , provenientes de áreas profundas e com temperatura de homogenização entre 200° e 300° . Segundo estes autores, a geração destes fluidos

através de uma intrusão profunda é confirmada pelo fato de que o baixo grau metamórfico nas rochas da região de Gentio do Ouro e o tamanho restrito das intrusões básicas não podem ser responsáveis pela formação de grande quantidade de fluidos transportadores de ouro.

Segundo Grimm & Friedrich (op. cit.), os fluidos formadores dos veios de quartzo auríferos em Gentio do Ouro apresentam características como salinidade, conteúdo de CO₂ e temperaturas homogêneas que permitem uma comparação com os veios do depósito de Sigma Mine, no Greenstone Belt de Abitibi no Canadá. Neste depósito arqueano, dois tipos de veios de quartzo auríferos ocorrem associados a rochas vulcânicas deformadas. Um tipo de veio é subvertical e está associado a zonas de cisalhamento dúctil e o outro, subhorizontal, ocorre em fraturas extensionais. Estudos das inclusões fluidas revelaram estar a deposição de ouro nos veios, associada a dois tipos de fluidos, sendo um de alta salinidade, contendo Ca, Na, K, Fe, Mg, Li e CO₂ e o outro de baixa salinidade, rico em CO₂ e com pouca quantidade de H₂O e CH₄. Estes dois fluidos provavelmente foram produzidos por um fluido homogêneo de H₂O e CO₂ de baixa salinidade (Robert & Kelly, 1987).

Um exemplo de veios de quartzo auríferos mesotermiais do Proterozóico ocorre no domínio de Flin Flon no Canadá. Estes veios ocorrem associados a zonas de cisalhamento dúctil-rúptil e cortam seqüências vulcânicas e sedimentares, bem como corpos graníticos e gabróicos intrudidos nestas. Os fluidos hidrotermais formadores destes veios são constituídos predominantemente por CO₂-H₂O-NaCl, sendo ricos em CO₂ (Ansdell & Kyser, 1992).

Para IPT (1993) a proveniência do ouro primário da Chapada Diamantina estaria associada à formação das rochas sedimentares, sendo as rochas básicas apenas agentes concentradores de ouro remobilizado do pacote sedimentar. O ouro transportado através de águas superficiais ou subterrâneas, na forma de suspensão coloidal ou solução, teria atingido o mar Paraguaçu e precipitado junto com argila por ação de matéria orgânica, em ambiente de planície de maré ou estuarino. As intrusões básicas podem ter contribuído com ouro, calor ou condições mecânicas e químicas para trapeamento do ouro. A compressão do Bloco do Paramirim sobre a bacia Paraguaçu, teria criado condições necessárias para gerar soluções metamórficas capazes de remobilizar, transportar e depositar o ouro. Sales & Guerra (1993) concordando com este modelo, associaram como área fonte de ouro para o mar Paraguaçu as rochas efusivas ácidas do Grupo Rio dos Remédios e as rochas do embasamento da Chapada Diamantina.

O modelo elaborado por IPT (1993) talvez possa ser utilizado para o Domínio Aurífero Rio de Contas-Ibitiara, onde há presença de veios de quartzo com ouro associados a rochas metassedimentares. Para a região de Gentio do Ouro ele não é apropriado, pois as mineralizações auríferas primárias ocorrem associadas a veios de quartzo intrudidos em rochas básicas, sendo estéreis tanto os veios presentes nas rochas metassedimentares, como estas encaixantes.

CAPÍTULO 3
PROCESSAMENTO DIGITAL DE DADOS
MULTIESPECTRAIS LANDSAT-TM E
AEROGEOFÍSICOS

3.1. INTRODUÇÃO

Neste capítulo são apresentados os resultados obtidos através da aplicação de técnicas de processamento digital dos dados multiespectrais LANDSAT-TM e aerogeofísicos para a identificação de corpos básicos, de zonas de alteração hidrotermal e de estruturas condicionantes dos veios de quartzo. No último item deste capítulo é descrita a integração destes dados, bem como os resultados alcançados.

3.2. PROCESSAMENTO DIGITAL DOS DADOS DO SATÉLITE LANDSAT 5-TM

O processamento digital da imagem do satélite LANDSAT-5 TM foi realizado em duas fases: pré-processamento e processamento da imagem.

O pré-processamento consistiu no corte da imagem, em uma área um pouco maior que a área estudada, para que os pontos necessários à correção geométrica tivessem uma distribuição regular na cena. A correção geométrica da imagem foi realizada com base em pontos de controle no terreno, extraídos de mapas topográficos na escala 1:100.000. Para esta correção foi utilizada a projeção UTM, zona 23 sul e o datum Córrego Alegre. Após o georreferenciamento, a imagem foi cortada nos limites exatos da área de estudo, ficando com a dimensão de 1.000 x 1.000 pixels.

Para a realização do processamento da imagem foram analisados os parâmetros estatísticos das seis bandas da imagem, apresentados na Tabela 3.1. Observa-se os maiores valores de DN mínimo para as bandas TM1 e TM2, uma vez que estas sofrem mais intensamente os efeitos do espalhamento atmosférico. Pela mesma razão, na matriz de correlação estas duas bandas apresentam alta correlação (Tabela 3.1). Nesta mesma matriz, a banda de menor coeficiente de correlação com as outras bandas é a TM4, por esta conter a assinatura espectral referente a vegetação.

As maiores variâncias da imagem estão relacionadas às bandas TM4, TM5 e TM7, observadas através da análise dos valores dos desvios padrões. Por possibilitarem uma maior separabilidade espectral dos materiais, estas bandas foram escolhidas para a confecção de composição colorida para a diferenciação das litologias da área.

	Band1	Band2	Band3	Band4	Band5	Band7
Mínimo	38.000	10.000	7.000	5.000	1.000	1.000
Máximo	151.000	89.000	123.000	112.000	255.000	255.000
Média	51.103	21.940	21.974	49.874	68.457	18.809
Mediana	51.000	21.000	21.000	50.000	65.000	18.000
Desvio Padrão	3.933	3.175	5.623	7.396	14.919	7.085
Desvio Padrão (n-1)	3.933	3.175	5.623	7.396	14.919	7.085
Correlação entre auto-valores	4.349	0.821	0.366	0.208	0.154	0.102
Covariância entre auto-valores	310.116	41.486	19.497	7.523	4.522	1.507
Matriz de Correlação	Band1	Band2	Band3	Band4	Band5	Band7
Band1	1.000	0.850	0.745	0.322	0.683	0.777
Band2	0.850	1.000	0.794	0.420	0.723	0.818
Band3	0.745	0.794	1.000	0.380	0.847	0.781
Band4	0.322	0.420	0.380	1.000	0.518	0.317
Band5	0.683	0.723	0.847	0.518	1.000	0.781
Band7	0.777	0.818	0.781	0.317	0.781	1.000
Matriz de covariância	Band1	Band2	Band3	Band4	Band5	Band7
Band1	15.468	10.613	16.465	9.380	40.093	21.642
Band2	10.613	10.081	14.180	9.859	34.243	18.402
Band3	16.465	14.180	31.618	15.794	71.061	31.133
Band4	9.380	9.859	15.794	54.697	57.144	16.635
Band5	40.093	34.243	71.061	57.144	222.590	82.519
Band7	21.642	18.402	31.133	16.635	82.519	50.196

Tabela 3.1. Estatística das seis bandas TM da imagem cortada.

Comparada com outras composições coloridas, inclusive com a RGB147 que possui as bandas de menor correlação, a composição RGB 457 (Figura 3.1) apresentou uma melhor discriminação entre as unidades metassedimentares e as coberturas presentes na área. Nesta composição, a cobertura vegetal corresponde às cores vermelha e laranja, as rochas e solos expostos às cores verdes e azuis, as áreas de aluviões, estradas e algumas de solos expostos, à diferentes cores em tons claros.

Como o mapa geológico (Figura 2.2) é proveniente de um mapeamento regional, pois não existe mapa de detalhe que abranja a área estudada, procurou-se contribuir para o aperfeiçoamento deste através da interpretação das imagens. Através do relevo evidenciado pelo sombreamento topográfico e por meio de misturas ou predomínio de cores dos pixels, foi realizada a foto-interpretação preliminar da imagem RGB 457 e esta comparada ao mapa geológico (Figura 3.1).

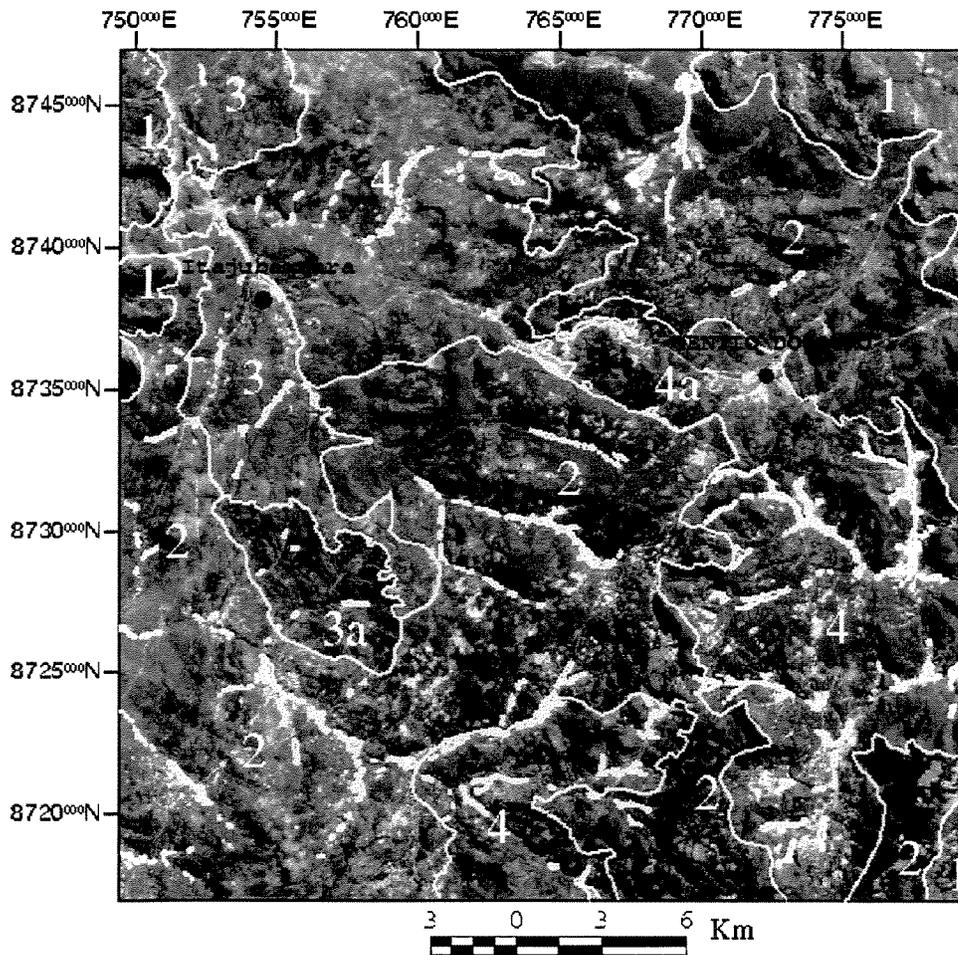


Figura 3.1. Composição colorida RGB457 onde a vegetação aparece em vermelho e laranja e os solos e rochas em azul, verde e *cyan*. Os vetores correspondem ao mapa geológico preliminar.

Observa-se, através do sombreamento topográfico, que as áreas de número 1 apresentam as maiores altitudes. Os pixels em vermelho, laranja e azul predominam nestas regiões que, comparadas ao mapa geológico, correspondem às rochas da Formação Lavras do Grupo Chapada Diamantina. Os pixels azuis representam afloramentos expostos dos quartzitos desta formação.

As áreas de número 2 possuem relevos mais baixos e suaves que as de número 1, com predomínio de pixels vermelhos devido à intensa cobertura vegetal. Nestas áreas, associadas à Formação Açuruá, as áreas azuis estão relacionados à exposição de metarenitos.

Nas áreas de número 3 e 3a ocorrem misturas de pixels vermelhos, laranjas e verde-claros e escuros. Estas áreas apresentam relevo mais suave que as de número 2, correspondendo no mapa geológico às rochas da Formação Açuruá do Grupo Paraguaçu. A área 3a difere das outras de mesma numeração por apresentar uma forma alongada para NW e pelo padrão de drenagem pinado que lhe confere um aspecto foliado. Este padrão é característico de rochas de granulação fina deformadas. As áreas 3 e 3a podem compreender as mesmas litologias, porém com deformações de intensidades diferentes.

Nas áreas de número 4 há uma maior concentração de pixels verde-escuros, menos na 4a que apresenta uma maior mistura de cores. Estas áreas apresentam cotas topográficas mais baixas e encostas mais íngremes que as de número 2 e 3 e correspondem às rochas da Formação Lagoa de Dentro.

As áreas delimitadas junto às drenagens correspondem a aluviões, que não apresentam numeração devido às suas reduzidas dimensões. Como em várias partes existem estradas não pavimentadas bem próximas às drenagens, com resposta espectral semelhante aos aluviões, não foi possível definir os limites de algumas destas áreas.

Espalhadas pela área de estudo sem estarem delimitados, tanto nas cotas mais altas como nas mais baixas próximo às drenagens, ocorrem agrupamento de pixels claros de diferentes cores, com predomínio de azul e branco, associados a solos expostos (coberturas cenozóicas).

O mapa final, com os limites litológicos selecionados a partir desta interpretação da imagem, foi usado no decorrer deste capítulo para comparação com os resultados das demais técnicas de processamento. A área 3a foi mantida por apresentar um aspecto foliado que não é comum no restante da área, pois não foram encontradas em trabalhos de estudo da região de Gentio do Ouro nenhuma referência à mesma.

Para a identificação dos corpos básicos foi gerada uma composição RGB 431 que possibilita a identificação de áreas com presença de óxidos e hidróxidos de ferro. Estes minerais possuem como característica espectral a reflexão na banda 3 e a absorção nas bandas 1 e 4, aparecendo na imagem na cor verde.

A técnica *Feature Oriented Principal Componentes Selection* – FPCS (Crósta & Moore, 1989; Loughlin, 1991), que permite realçar espectralmente a ocorrência de solos e rochas ricos em óxido de ferro e de minerais contendo o íon hidroxila, mostrou-se mais eficiente na discriminação das rochas básicas, sendo utilizada também na identificação de solos lateríticos e áreas de alteração hidrotermal.

Na imagem TM da região de Gentio do Ouro, e baseado na metodologia descrita por Loughlin (op. cit.), foram selecionadas a PC4 das bandas 1345, referente à componente óxido de ferro, e a PC3 das bandas 1457, referente à componente contendo minerais portadores do íon hidroxila. A escolha destas PCs baseou-se na análise da matriz de auto-vetores dos dois conjuntos de bandas, que mostrou ser a PC4 a componente que tem as maiores contribuições modulares, porém de sinais opostos, das bandas 1 e 3 (realce dos óxidos de ferro) para o conjunto TM1345 (Tabela 3.2), e a PC3 a componente que tem as maiores contribuições modulares, com sinais opostos, das bandas 5 e 7 (realce dos minerais com hidroxila) para o conjunto TM1457 (Tabela 3.3). Essas duas PCs foram então denominadas de Componente Fe e Componente Hy, respectivamente.

AUTOVETORES	PC1	PC2	PC3	PC4
BANDA 1	0.169	0.142	-0.714	-0.665
BANDA 3	0.281	0.215	-0.576	0.736
BANDA 4	0.287	-0.944	-0.159	0.042
BANDA 5	0.900	0.207	0.365	-0.119

Tabela 3.2. Coeficiente de autovetores referentes às bandas 1345.

AUTOVETORES	PC1	PC2	PC3	PC4
BANDA 1	0.171	0.163	-0.427	-0.873
BANDA 4	0.272	-0.910	-0.312	0.036
BANDA 5	0.881	0.105	0.460	-0.033
BANDA 7	0.347	0.368	-0.713	0.485

Tabela 3.3. Coeficiente de autovetores referentes às bandas 1457.

Em seguida, utilizou-se essas duas imagens em uma composição colorida, onde a componente Hy é alocada à cor vermelha, a componente Fe à cor azul e uma terceira imagem, correspondente a PC1 das duas componentes (Fe+Hy) é alocada à cor verde. A esta imagem RGB foi associada a PC1 das seis bandas da imagem original, como atributo intensidade, introduzindo a informação espectral referente ao sombreamento topográfico e ao albedo da cena.

A imagem gerada através do uso direcionado da técnica de Análise por Principais Componentes é apresentada na Figura 3.2, onde os pixels azul e *cyan* correspondem a áreas com óxido de ferro e os pixels vermelho e laranja a áreas com minerais contendo o íon hidroxila.

Nesta imagem os pixels vermelhos e alaranjados apresentam-se disseminados, com concentração em algumas áreas e junto às drenagens e às estradas. A disseminação pode ser atribuída à presença de flossilicatos, em especial a sericita, nas rochas metassedimentares da região. Os pixels azul e *cyan* ocorrem associados a áreas de solos expostos e às drenagens.

A seleção de alvos de interesse à prospecção de ouro baseou-se na escolha de áreas na imagem que apresentam concentrações de pixels referentes à ocorrência de óxido de ferro, que indica a presença de rochas básicas, associados a concentrações de pixels que correspondem à presença de argilo minerais, referentes à alterações hidrotermais nestas rochas. A localização de *pixels* brancos em zonas de alteração hidrotermal, que segundo Loughlin (*op. cit.*) são indicadores de maior ocorrência conjunta de ferro e argilo minerais, também influenciaram na escolha dos alvos. Durante a seleção foram descartadas as concentrações associadas às rochas do Gr. Chapada Diamantina, já que os corpos básicos só ocorrem associados às rochas do Gr. Paraguaçu e as concentrações em áreas que na composição RGB 457 foram classificadas como afloramentos de metarenitos da Fm. Açuruá.

A Figura 3.3 apresenta os corpos básicos e as coberturas cenozóicas delimitadas e os pontos correspondentes aos garipos da região, descritos na Tabela 3.4. Nem todos os corpos básicos que aparecem no mapa geológico da Figura 2.2. foram identificados na imagem, alguns por ocorrerem junto às drenagens e terem seus pixels confundidos com os dos aluviões, outros talvez por não existirem. Acredita-se que isto se deve ao fato de que este mapeamento foi feito em escala regional (1:250.000) e estes corpos podem ter sido delimitados erroneamente por fotointerpretação, sem posterior checagem de campo. Todos os corpos básicos definidos nesta imagem apresentam concentrações variáveis de *pixels* em vermelho, laranja, branco, azul e *cyan*,

com estas duas últimas cores predominantes devido à maior presença de óxido de ferro, sendo todos, portanto, de interesse para a prospecção de ouro.

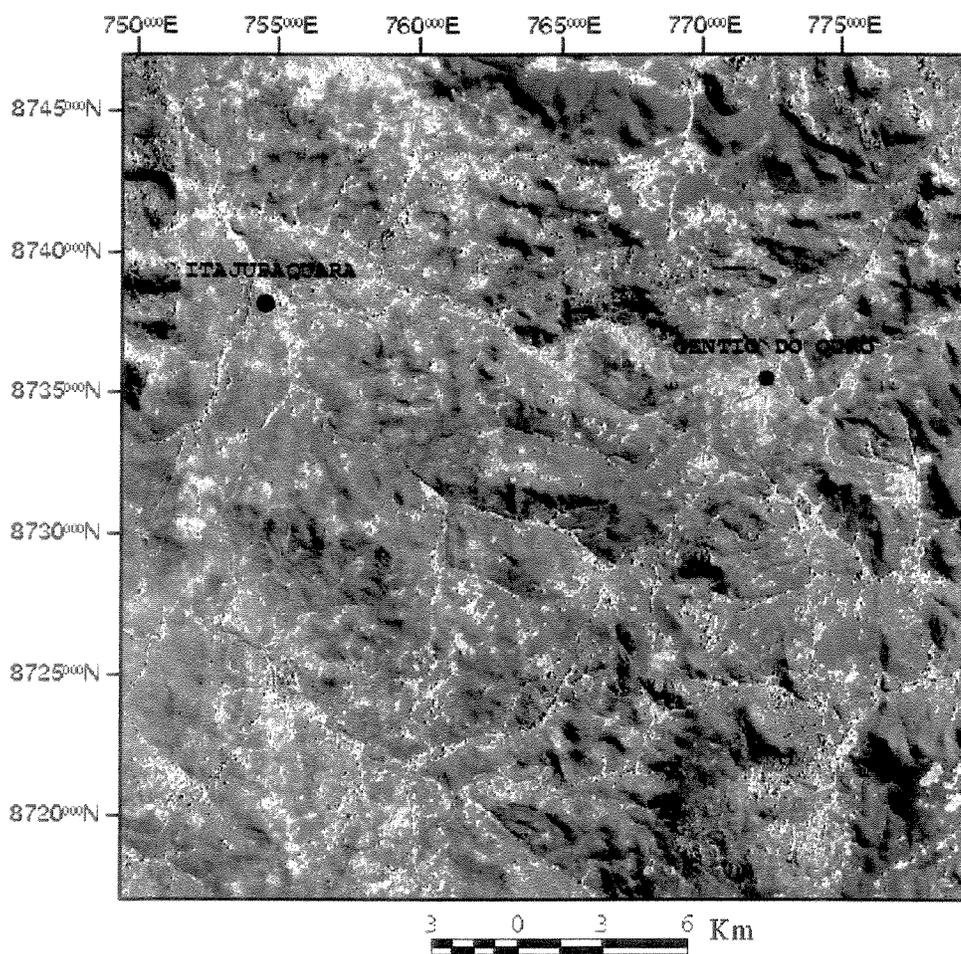


Figura 3.2. Composição colorida resultante da técnica FPCS, onde os pixels azuis e cyan correspondem à presença de óxido de ferro e os pixels vermelhos e laranjas à presença de minerais que possuem o íon hidroxila.

Como na região de Gentio do Ouro há presença de mineralizações secundárias associadas a coberturas cenozóicas (aluviões, coluviões, eluviões e lateritas), as áreas identificadas na composição RGB 457 como solos expostos e que apresentam principalmente pixels azul e cyan na Figura 3.3, podem conter ouro associado, assim como junto às drenagens, em zonas de aluvião. Estas coberturas cenozóicas, quando ricas em óxido de ferro, principalmente eluviões e lateritas, podem indicar a presença de rocha básica no local, coberta por camada de alteração superficial proveniente da própria rocha.

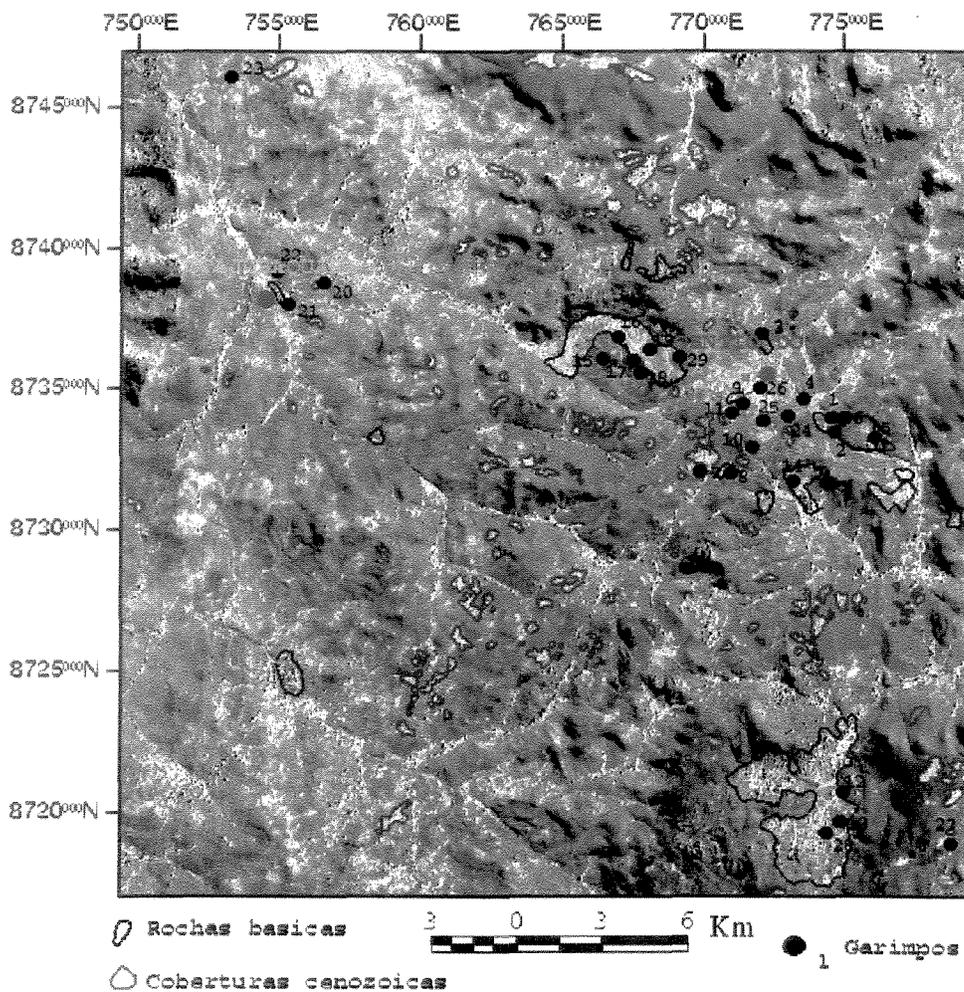


Figura 3.3. Interpretação da composição RGB resultante da técnica FPCS com a localização dos garimpos descritos na Tabela 3.4.

NUMERAÇÃO DOS GARIMPOS	TIPOS DE MINERALIZAÇÕES AURÍFERAS	
	PRIMÁRIA	SECUNDÁRIA
1, 3	Veio de quartzo em rocha básica	Laterita
4, 5, 6, 12, 16	Veio de quartzo em rocha básica	Coluvionar
8, 9, 17, 18, 19, 29	Veio de quartzo em rocha básica	Colúvio-eluvionar
14	Veio de quartzo em rocha básica	Laterita e coluvionar
10	—	Laterita
2, 7, 15, 20, 21, 22	—	Colúvio-eluvionar
13, 23, 24, 25, 28, 11	—	Colúvio
26	—	Laterita e coluvionar
27	—	Aluvião

Tabela 3.4. Caracterização das mineralizações auríferas nos garimpos da região de Gentio do Ouro, obtidas através de análise de campo, de Sales & Guerra (1993) e de IPT (1993).

Para a interpretação das estruturas da área de estudo, expressa pelos lineamentos nas imagens TM, foi aplicada à PC1 de todas as bandas uma técnica de iluminação artificial, ortogonal às direções das estruturas na área de estudo. Os azimutes de iluminação solar utilizados foram de 50°, 320°, 0° e 90°.

Os lineamentos foram traçados de maneira descontínua pois segundo Liu (1986), uma sequência de feições lineares, com a mesma direção mas não claramente contínua, deve ser representada por uma sequência de lineamentos cujos comprimentos são compatíveis com o comprimento de cada feição linear que representam.

Na Figura 3.4, obtida através da técnica de iluminação artificial, observa-se que foram obtidos predominantemente lineamentos com direções NW-SE e NE-SW, com raras orientações para E-W e N-S. Estes resultados podem ser observados através do diagrama de roseta na Figura 3.4, que representa a distribuição dos lineamentos extraídos da imagem de acordo com seus azimutes.

Segundo Magnavita & Rocha (1993), na parte norte da Chapada Diamantina é comum a ocorrência de cisalhamentos transcorrentes com direções NNW e NNE, gerados pela compressão brasileira. Especificamente na região de Gentio do Ouro, Carvalho (1985) relacionou as estruturas NW e NE a falhas e fraturas, sendo que as falhas NW sofreram reativações por cisalhamentos transcorrentes.

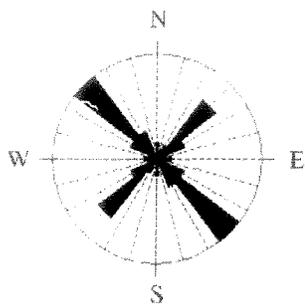
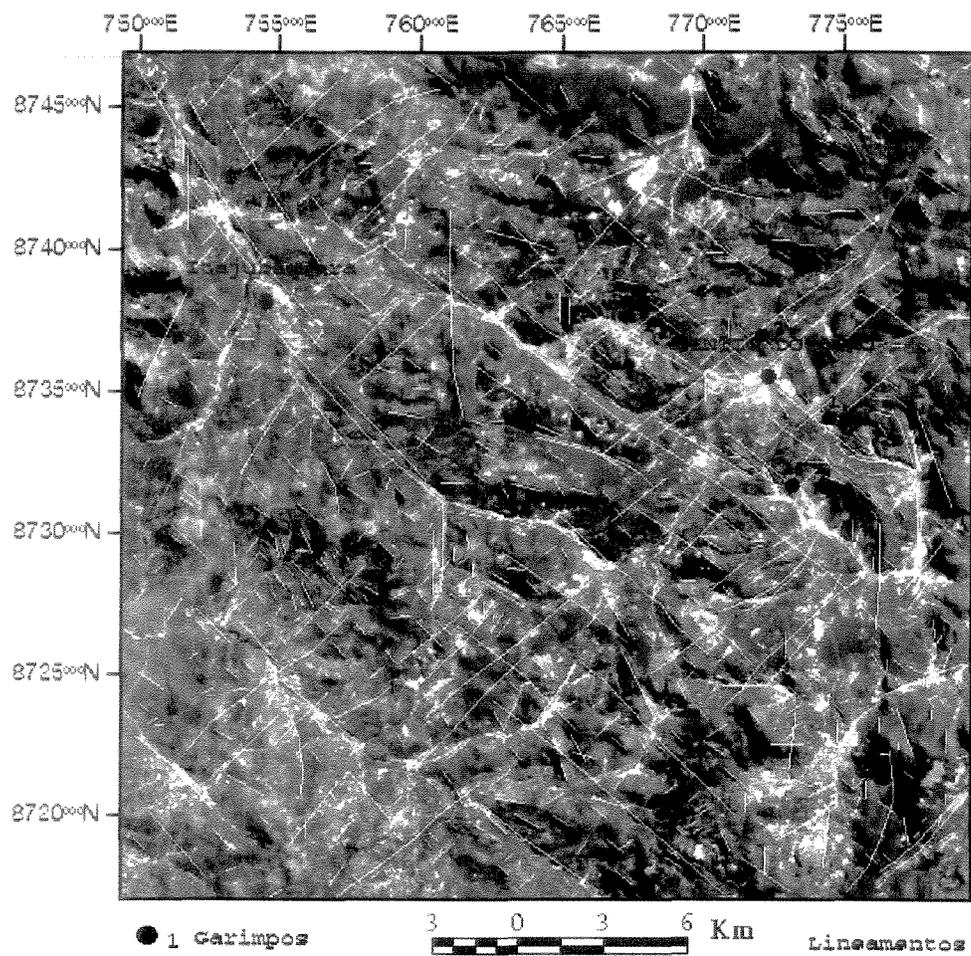


Figura 3.4. PCI das seis bandas da imagem com lineamentos extraídos através da técnica de iluminação artificial. Ao lado, o diagrama de rosetas com a distribuição dos lineamentos de acordo com seus azimutes, mostrando o predomínio destes para NW e NE.

Na Figura 3.4. encontram-se plotados alguns garimpos estudados durante o trabalho de campo. As rochas básicas nestes locais apresentam-se foliadas, com as seguintes orientações de mergulhos: ponto 1-Sn 45°SW com Ln 60°SW; 3-Sn 45°NE com Ln 60°NE; 6-Sn 50°SE e ponto 14-Sn 70°NE. Estas orientações indicam serem os lineamentos associados a estes pontos, falhas de direção NW-SE para os pontos 1, 3 e 14 e de direção NE-SW para o ponto 6. As lineações minerais obtidas nos pontos 1 e 3, por serem *dip* às foliações, indicam ser estas falhas normais ou de empurrão.

Comparando os lineamentos obtidos através da técnica de iluminação artificial com mapa foto-geológico (Figura 3.5), observa-se que a área alongada para NW (área 3a definida na Figura 3.1), com aspecto foliado, encontra-se inserida entre lineamentos NW-SE, que quando comparados ao mapa estrutural da Figura 2.3, identifica-se neste local uma zona de cisalhamento. O aspecto foliado nesta área pode estar associado a uma maior deformação das rochas neste local, devido ao cisalhamento.

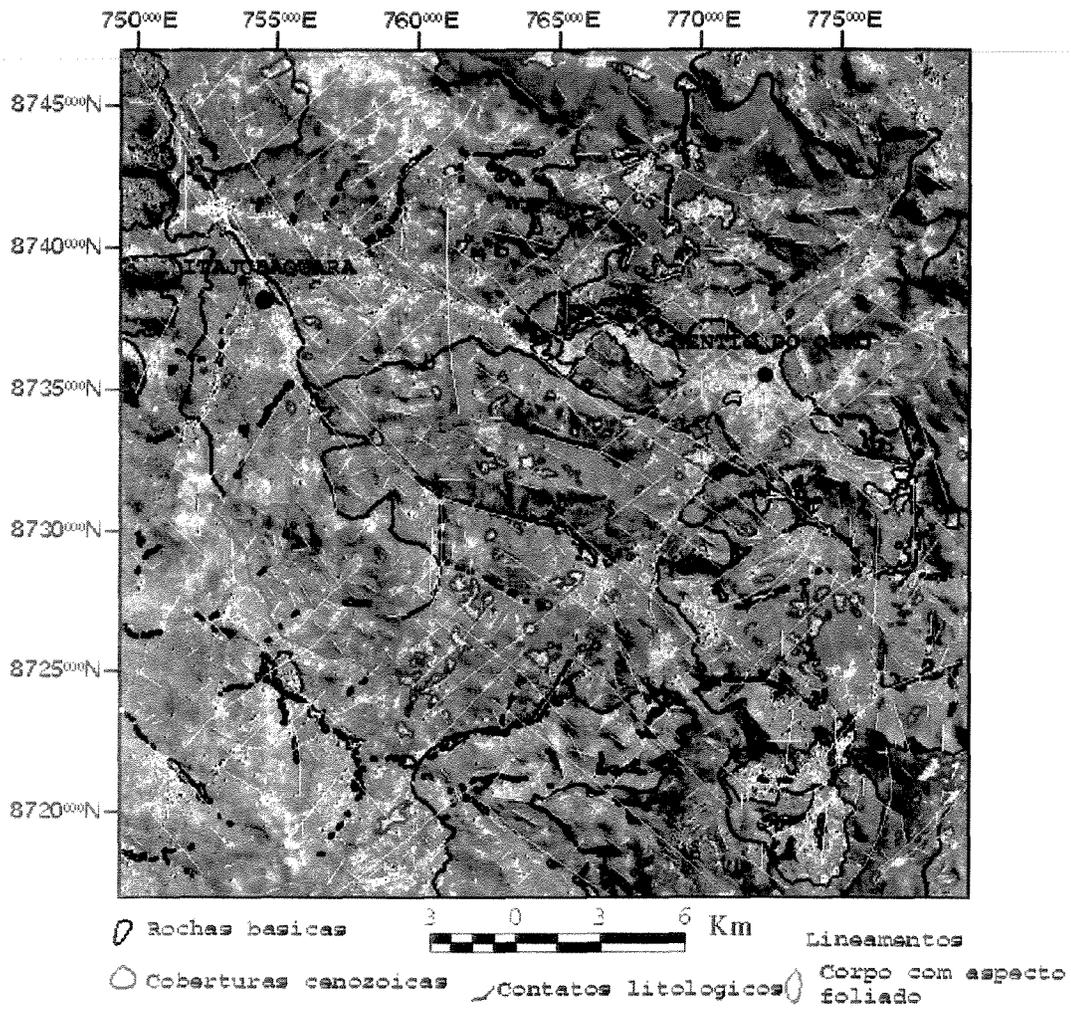


Figura 3.5. Lineamentos extraídos através da técnica de iluminação artificial associados ao mapa foto-geológico. No lado SW da área observa-se que a feição (em azul claro) de aspecto foliado encontra-se inserida entre lineamentos NW-SE.

3.3.PROCESSAMENTO DIGITAL DOS DADOS AEROGEOFÍSICOS

O grande espaçamento entre as linhas de vôo utilizado no levantamento aerogeofísico do Projeto Espinhaço Setentrional não permitiu o detalhamento da área estudada. Mesmo assim foi possível obter alguns resultados positivos com o processamento dos dados gamaespectrométricos e magnetométricos, apresentados a seguir.

Originalmente em contagem por segundo (cps), os dados gamaespectrométricos tiveram seus valores qualitativos mantidos. Os dados magnetométricos apresentam valores quantitativos em nanotesla (nT) e correspondem ao campo magnético residual.

Na etapa de pré-processamento foram selecionadas as linhas de vôo abrangidas pela área de estudo, totalizando apenas 8 linhas devido ao espaçamento de 4 km entre estas. Posteriormente, utilizando-se um interpolador de mínima curvatura, foram geradas malhas regulares quadradas (*grids*), referentes aos canais de U, Th, K, Contagem Total (CT) e aos dados magnetométricos. O tamanho definido para as células destas malhas foi de 1Km, referente a $\frac{1}{4}$ do espaçamento entre as linhas de vôo.

Na geração das anomalias, o grande espaçamento entre as linhas de vôo podem ocasionar valores nos *grids* entre estas, que levem a perda de informações. Por este motivo, durante a interpretação das imagens magnetométricas e gamaespectrométricas só foram levadas em consideração as anomalias associadas diretamente às linhas de vôo ou bem próximas delas.

Na Tabela 3.5 observa-se que dos canais gamaespectrométricos, o K apresenta valor máximo muito superior a U e Th, sendo que estes dois canais possuem valores mais próximos entre si. Os valores negativos do canal magnetométrico indica que estes dados correspondem ao campo magnético residual.

	Th	U	K	CT	MAG
VALOR MÍNIMO	17	13	25	280	-138,42
VALOR MÁXIMO	207	175	764	2339	-22,75
MÉDIA	67	69	238	975	-69,19
DESVIO PADRÃO	27	28	114	368	21,52

Tabela 3.5. Valores estatísticos dos dados gamaespectrométricos e magnetométricos.

No processamento dos dados gamaespectrométricos, com a geração de imagens pseudocor, observa-se a semelhança entre as imagens referentes ao Th e ao U (Figura 3.6 e 3.7), não só pelos valores das anomalias, como também pela localização destas na área de estudo. As maiores anomalias destes elementos ocorrem associadas às rochas das formações Açuruá e Lagoa de Dentro, com destaque para as anomalias no W da área, orientadas para NNW.

As maiores anomalias de Th (123-150 cps) e de U (131-160 cps) podem estar associadas a metassiltitos da Formação Lagoa de Dentro e principalmente da Formação Açuruá, por esta ser de ambiente marinho. Segundo Durrance (1986), rochas sedimentares com material carbonoso favorecem a formação de um ambiente redutor, propício a precipitação de U e Th. Estes elementos podem ainda estar relacionados às coberturas cenozóicas da área de estudo, já que óxidos e hidróxidos de ferro e argilo minerais tendem a reter Th e U (Dickson & Scott, 1997) provenientes da alteração de outros minerais. As anomalias mais baixas de Th e U encontram-se relacionadas aos quartzitos e metarenitos das formações Lagoa de Dentro e Açuruá, às rochas da Formação Lavras e as rochas básicas.

Comparando esta imagem com o mapa estrutural da Figura 2.3, nota-se que ocorre uma mudança no *trend* destas anomalias orientadas para NNW, próximo à Itajubaquara, acompanhando o eixo de uma dobra anticlinal, aparentando um controle estrutural para estes elementos.

A maior anomalia do K (Figura 3.8) ocorre no centro da região norte, coincidindo em parte com as anomalias de Th e U, abrangendo principalmente as rochas da formação Açuruá. Na região SE da área há um conjunto de anomalias associadas às rochas da Formação Lagoa de Dentro, formação esta que concentra a maior quantidade de corpos básicos. Como os processos hidrotermais responsáveis pela concentração de ouro caracterizam-se também pela formação de assembléias ricas em K, as altas anomalias deste elemento podem indicar sítios favoráveis à presença de ouro. Comparando estas anomalias de K com o mapa geológico da Figura 2.2, apenas a anomalia logo abaixo de Gentio do Ouro e a da borda sul da imagem, coincidem com a ocorrências de rochas básicas conhecidas. Este elemento pode ainda estar associado aos quartzitos sericíticos que ocorrem na área e a sedimentos cenozóicos, provenientes das zonas de alteração hidrotermal e dos quartzitos.

A imagem magnetométrica (Figura 3.9) aparenta uma inversão nas anomalias quando comparada com o mapa da Figura 2.2, pois os menores valores magnéticos estão associados às áreas de maior ocorrência de corpos básicos, rochas estas comumente com alto magnetismo devido à presença de magnetita em sua composição. A inversão das anomalias pode ter sido causada por diversas razões ainda não esclarecidas, entre elas:

1) durante o cálculo do campo magnético residual, o valor do campo magnético normal da Terra, o IGRF (*Internacional Geomagnetic Reference Field*), é extraído de cada medida tomada no levantamento aerogeofísico. Pode ter ocorrido uma inversão na subtração dos dados, tendo sido extraídos do IGRF os valores obtidos no levantamento.

2) a inversão do relevo magnético pode estar associado ainda à diminuição do magnetismo em rochas magnéticas. Na região de Gentio do Ouro as rochas básicas apresentam processo de martitização (Carvalho, 1984), onde a magnetita altera-se para hematita. Argumenta-se que somente a alteração superficial não seria capaz de diminuir tanto o magnetismo.

3) segundo Grant (1984), em áreas com grandes falhamentos associados a zonas de fraturas ou de cisalhamento e extensiva alteração hidrotermal, a percolação de fluidos causa alterações químicas na magnetita. Os fluidos ricos em CO₂ ocasionam a redução da magnetita para siderita e fluidos ricos em sílica, provocam oxidação da magnetita para hematita. As rochas básicas da região de Gentio do Ouro estão associadas a zonas de cisalhamento e encontram-se cataclásadas, o que aumenta a sua permeabilidade e permite a percolação de fluidos tanto hidrotermais como intempéricos. Apesar destas características, dificilmente esta seria a resposta para a diminuição do magnetismo destas rochas, pois a deformação teria de ser muito mais intensa do que a constatada na área de estudo.

As maiores anomalias localizadas nas porções NW e SW da imagem magnetométrica, se não estiverem invertidas devido à subtração errada do IGRF, podem estar relacionadas a corpos básicos, talvez não aflorantes e menos deformados, portanto menos alterados.

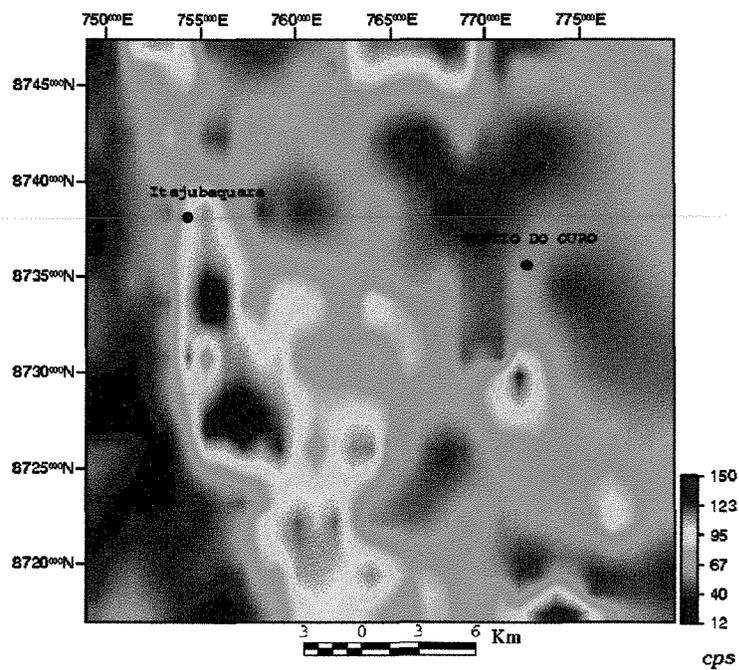


Figura 3.6. Imagem pseudocor do Th onde observa-se uma grande anomalia a SW da imagem, com forma alongada e com direção NW.

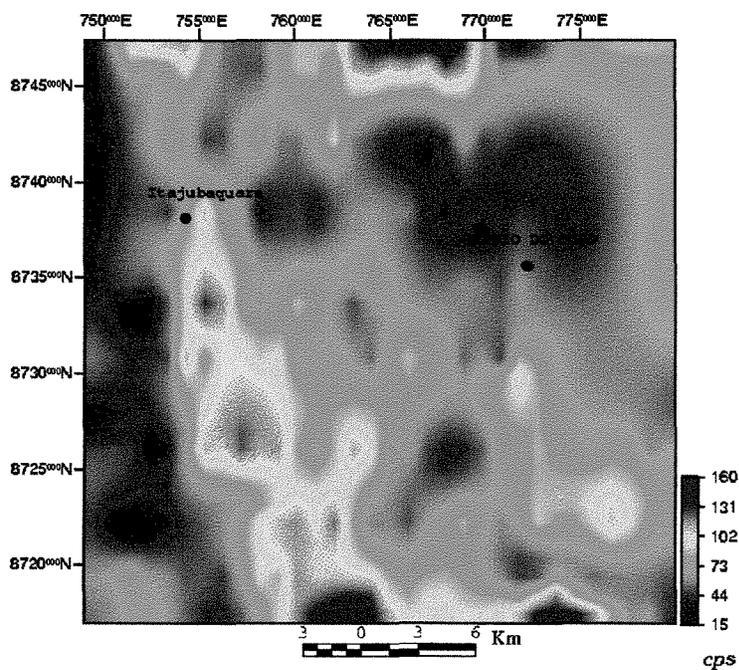


Figura 3.7. Imagem pseudocor do U. Nota-se que a posição das anomalias de U coincide com as de Th, sendo os valores de contagem de cada radioelemento também semelhantes.

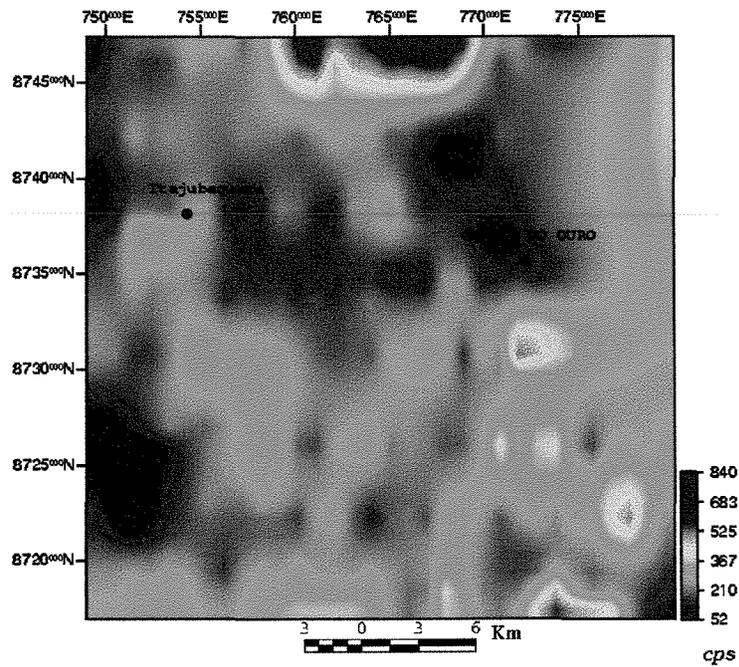


Figura 3.8. Imagem pseudocor do K com as maiores anomalias no norte da área. Na porção SE ocorrem algumas anomalias associadas a Formação Lagoa de Dentro.

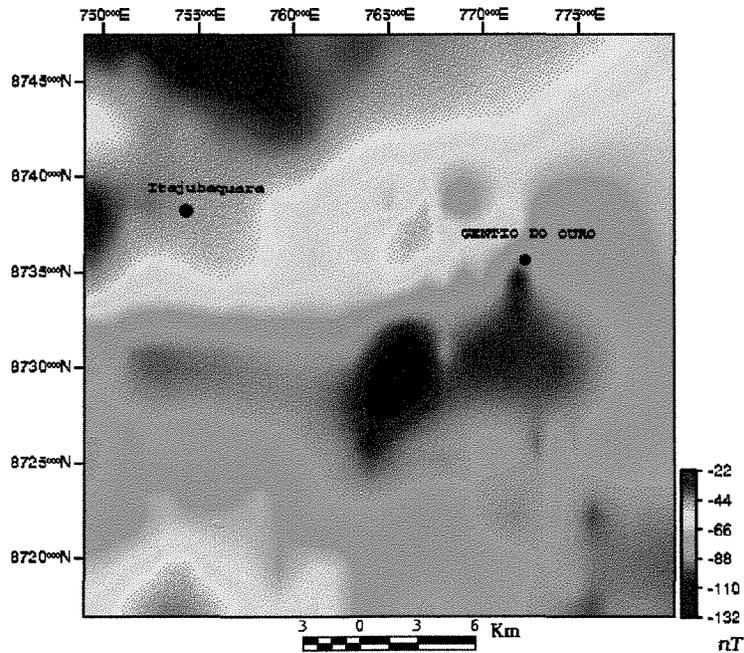


Figura 3.9. Imagem do campo magnético residual em pseudocor com anomalias dipolares, próximas a Gentio do Ouro.

A Figura 3.10 apresenta a imagem gerada a partir do filtro de sinal analítico aplicado à imagem do campo magnético residual. Comparando esta imagem com a Figura 3.9, observa-se que os corpos magnéticos ocorrem justamente nas áreas abrangidas pelas menores anomalias do campo magnético residual, sendo que as anomalias intermediárias deste foram delimitadas através do sinal analítico com intensidade intermediária, como no caso da anomalia no SW da imagem. Como este filtro indica a origem da fonte magnética, definindo a borda dos corpos magnetizados, conclui-se que os valores das anomalias do campo magnético residual realmente estão invertidos, provavelmente devido à extração errada do IGRF.

Na imagem gerada através do sinal analítico (Figura 3.10) observa-se que muitos corpos magnéticos não coincidem com as ocorrências de rochas básicas identificadas no mapa geológico da área, podendo estes corpos estarem em subsuperfície, não apresentando assim afloramentos nas suas áreas de ocorrência. No centro-leste da área ocorre uma concentração de corpos básicos, cujo conjunto aparenta ter orientação NE-SW.

A imagem do campo magnético residual apresentou um par de anomalias dipolares na região central da área, relacionadas à presença de corpos básicos. Esta imagem foi processada através da aplicação de filtro direcional NW-SE, que resultou em uma melhor definição da localização dos dois corpos básicos associados às anomalias dipolares. A Figura 3.11 apresenta a imagem resultante da aplicação deste filtro, sendo que entre os dois corpos definidos pela filtragem dos dados magnéticos observa-se um deslocamento NE-SW, sugerindo a existência de uma falha neste local. Comparando este resultado ao mapa estrutural da região, observa-se que as estruturas NE-SW nesta área são identificadas como falhas e fraturas não diferenciadas.

A aplicação do filtro de primeira derivada vertical, que permite realçar as frequências de corpos rasos e manter as dos corpos intermediários, resultou em uma imagem parecida com a do filtro de sinal analítico, mas com um aumento significativo do ruído associado às linhas de vôo. Como a primeira derivada considera o valor do campo magnético, as anomalias referentes aos corpos magnetizados aparecem como sendo as mais baixas, devido à inversão dos valores deste. Na Figura 3.12, através da orientação de altos magnéticos, foi possível identificar três lineamentos magnéticos que podem estar associados a estruturas da área, já que o filtro de primeira derivada é utilizado também na identificação de estruturas como dobras e falhas

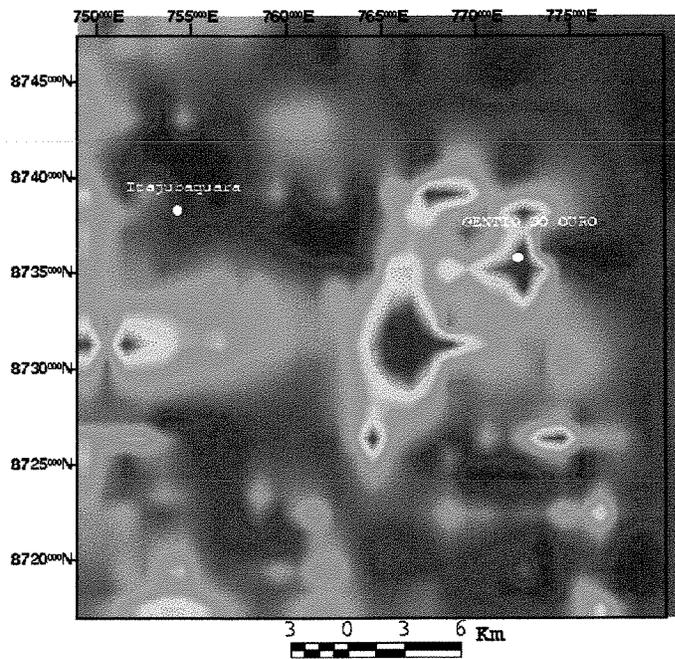


Figura 3.10. Imagem pseudocor resultante da aplicação do filtro de sinal analítico.

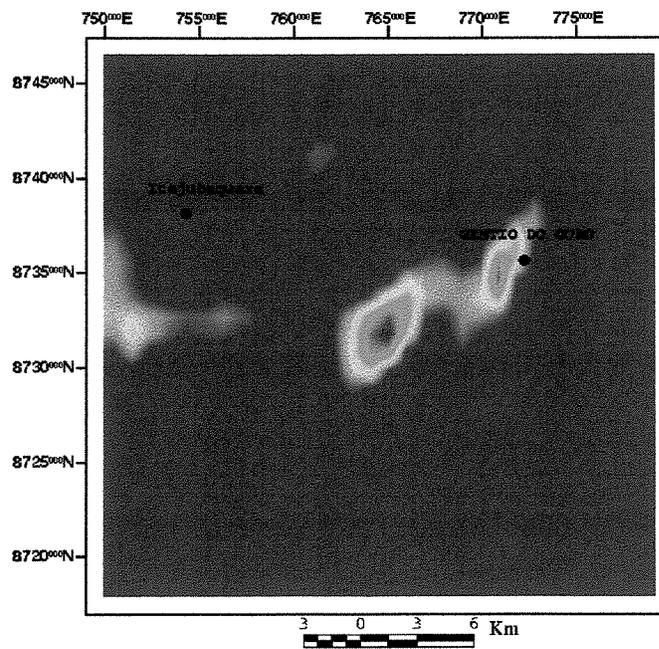


Figura 3.11. Imagem pseudocor resultante da aplicação do filtro direcional, com definição da localização de dois corpos básicos com deslocamento NE-SW entre estes.

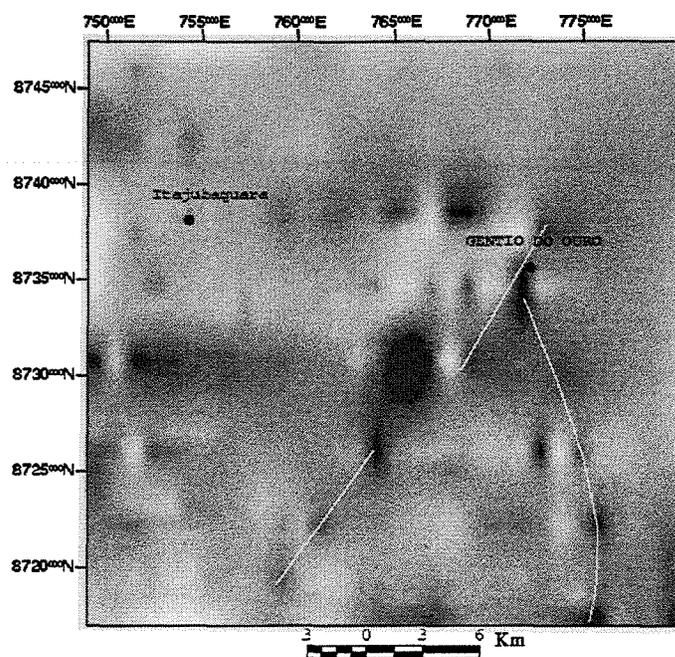


Figura 3.12. Imagem do filtro de primeira derivada vertical em nível de cinza, com lineamentos obtidos através das anomalias positivas.

associadas a *trends* magnéticos de anomalias. Dois destes lineamentos apresentam orientação NE-SW coincidente com o deslocamento dos corpos da Figura 3.11. No quadrante SW da imagem observa-se um lineamento curvilíneo.

3.4. INTEGRAÇÃO DIGITAL DE DADOS EXPLORATÓRIOS REGIONAIS

A integração dos resultados do processamento da imagem multiespectral e dos dados aerogeofísicos é uma ferramenta importante na identificação de áreas favoráveis a mineralizações auríferas. Apesar dos resultados do processamento dos dados aerogeofísicos não serem espacialmente detalhados, devido ao grande espaçamento entre as linhas de voo, mesmo assim foi possível inferir quais os tipos de controles exercidos sobre as anomalias.

A Figura 3.13 apresenta a integração da imagem referente à CT, do mapa foto-geológico e dos lineamentos, tanto os extraídos da PC1 das bandas da imagem multiespectral como os da

imagem do filtro de primeira derivada. Observa-se que as anomalias na região SW da área, relacionadas à presença de TH e U, aparentam estar controladas estruturalmente pois são concordantes com lineamentos NW. Comparando esta imagem com o mapa estrutural da Figura 2.3, nota-se que ocorre uma mudança no *trend* destas para norte, próximo a Itajubaquara, acompanhando o eixo de uma dobra anticlinal. As anomalias de números 1, 2, e 3 apresentam flexões para NNE, acompanhando os lineamentos que possuem esta orientação, diminuindo o valor destas a medida em que elas se aproximam do centro da área, aparentando uma remobilização destes elementos ao longo dos lineamentos. As direções destas são parecidas com a orientação do deslocamento dos corpos da Figura 3.11, indicando uma falha neste local.

Uma das anomalias na porção SW da área encontra-se sobreposta ao corpo com aspecto foliado associado a lineamentos NW-SE que, de acordo com o mapa estrutural da área, trata-se de uma zona de cisalhamento. Esta feição foi interpretada como rocha de granulação fina deformada, devido ao padrão pinado da drenagem observada na imagem RGB457 (Figura 3.1). Provavelmente estas anomalias no NW da área estão relacionadas a metassiltitos marinhos, mais deformados junto a zona de cisalhamento. As anomalias de números 1, 2 e 3 podem estar relacionadas a metassiltitos.

As relações de ocorrências do K são claramente observadas na imagem RGBKThU (Figura 3.14). Esta composição colorida, onde o K foi alocado ao vermelho, o Th ao verde e o U ao azul, foi integrada ao mapa foto-geológico e aos resultados obtidos através da técnica FPCS. As áreas brancas, representando os três radioelementos, aparecem a norte e a sudeste da cena, onde as concentrações de U e Th devem ser provenientes de afloramentos de metassiltitos ou a processos de alteração destas rochas. No sudeste, Sales & Guerra (1993) descrevem afloramentos destas rochas e de quartzitos para os garimpos próximos, associados a este corpo básico. A concentração de K nesta área pode estar associada à presença de quartzitos sericíticos ou mais provavelmente, de argilo-minerais provenientes do processo de alteração hidrotermal da rocha básica.

No norte da área não foi identificado nenhum corpo básico, mas ocorrem solos expostos com presença de óxidos de ferro, identificados como sedimentos cenozóicos através da técnica FPCS. Óxidos e hidróxidos de ferro podem ter retido U e Th resultantes da alteração de metassiltitos próximos do local. O K pode ter origem na alteração de quartzitos sericíticos ou em

rochas básicas cujos afloramentos foram totalmente intemperizados.

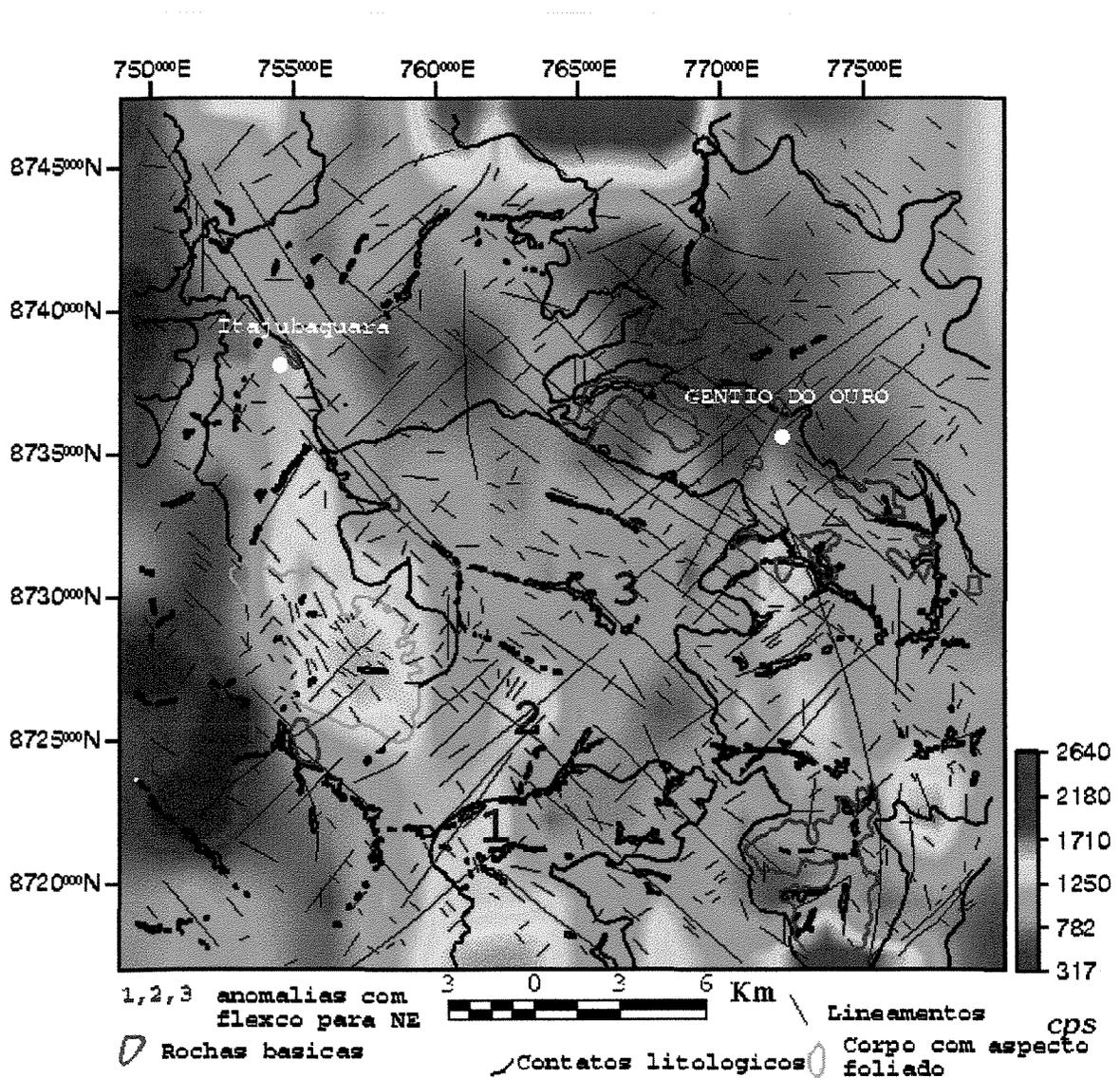


Figura 3.13. Imagem pseudocolor da CT com sobreposição do mapa foto-geológico e dos lineamentos.

As áreas com presença maior de K em vermelho, ou estão associadas a rochas básicas ou a sedimentos cenozóicos. Quando associado a estes sedimentos, o K também é um bom indicador para a ocorrência de ouro, pois estas coberturas podem ocorrer diretamente sobre corpos básicos,

formando crostas e solos lateríticos e depósitos eluvionares e eluvio-colúvionares. A área em magenta no norte da imagem indica concentração de K e U. A ausência do Th provavelmente indica ser o U proveniente de outro local, já que o Th é bem menos móvel que o U.

A Figura 3.15 apresenta a imagem do campo magnético com sombreamento sintético (azimute de iluminação de 90°), relacionada com os corpos magnéticos obtidos através do sinal analítico, os lineamentos e a interpretação extraída através da técnica FPCS. Comparando esta figura com o mapa estrutural (Figura 2.3), os lineamentos NW-SE estão associados a zonas de cisalhamento, fraturas e falhas e os lineamentos NE-SW a fraturas e falhas. Através de dados de campo foram identificadas falhas normais ou de empurrão com as duas orientações. O filtro direcional (Figura 3.11) apresentou um aparente deslocamento NE-SW para dois corpos magnéticos, podendo indicar uma falha transcorrente.

Observa-se na figura 3.15 que a maior parte dos corpos básicos encontram-se em torno da cidade de Gentio do Ouro. Nesta região a maior concentração de intersecções das estruturas NE-SW e NW-SE indicam zonas de maior permeabilidade, propícias para a percolação de fluidos hidrotermais formadores de veios de quartzo. No quadrante SE da imagem, as rochas básicas estão relacionadas com lineamentos curvilíneos, de mesma orientação e forma que os eixos das dobras representadas no mapa estrutural.

A Figura 3.16 apresenta a imagem resultante do filtro do sinal analítico, associada com os resultados da técnica FPCS, as ocorrências de K obtidas na imagem RGBKThU e os garimpos caracterizados na Tabela 3.4. Observa-se que nem sempre há coincidência na ocorrência entre os corpos definidos pelo sinal analítico, os identificados através da técnica FPCS, as ocorrências de K e os garimpos. Isto se deve ao pouco detalhamento dos dados aerogeofísicos, em razão do grande espaçamento entre as linhas de vôo, já que os garimpos com mineralizações primárias coincidem com a maioria das básicas obtidas através da técnica FPCS. Estes corpos junto com os do sinal analítico foram utilizadas no mapa geológico final (Figura 3.17) e todos considerados prioritários como alvos de interesse à prospecção mineral, sendo designados de prioridade 1.

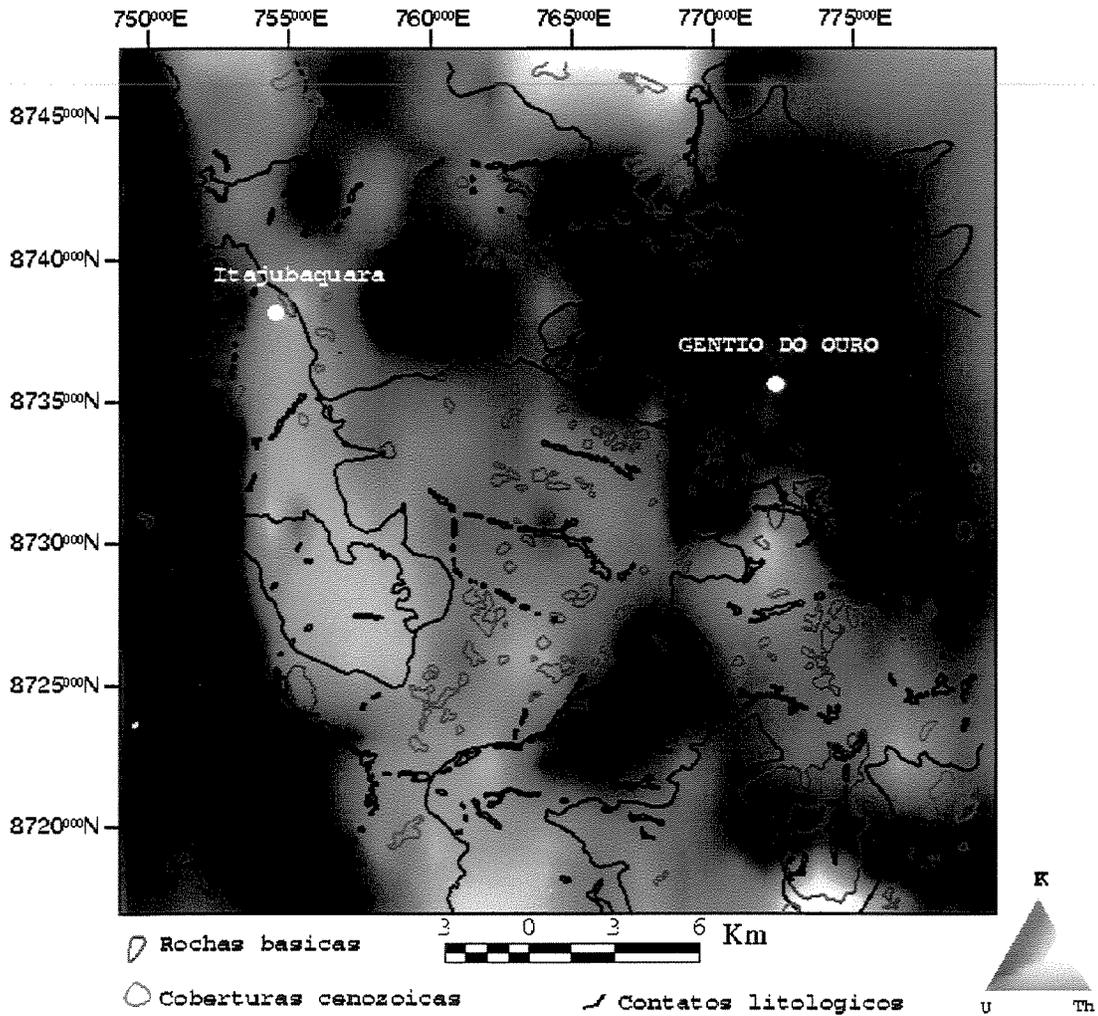


Figura 3.14. Composição colorida RGBKThU onde observa-se as ocorrências de K em vermelho e do K associado ao Th e U em branco.

As coberturas cenozóicas associadas às ocorrências de potássio foram identificadas como prioridade 2, pois estas ocorrências podem estar relacionadas a pequenos corpos básicos não identificados pelo sinal analítico, com afloramentos incipientes ou então muito intemperizados. As coberturas cenozóicas não coincidentes com as áreas de prioridades 1 e 2, quando próximas a

estas e em cotas topográficas mais baixas, podem apresentar mineralizações secundárias, ficando como prioridade 3.

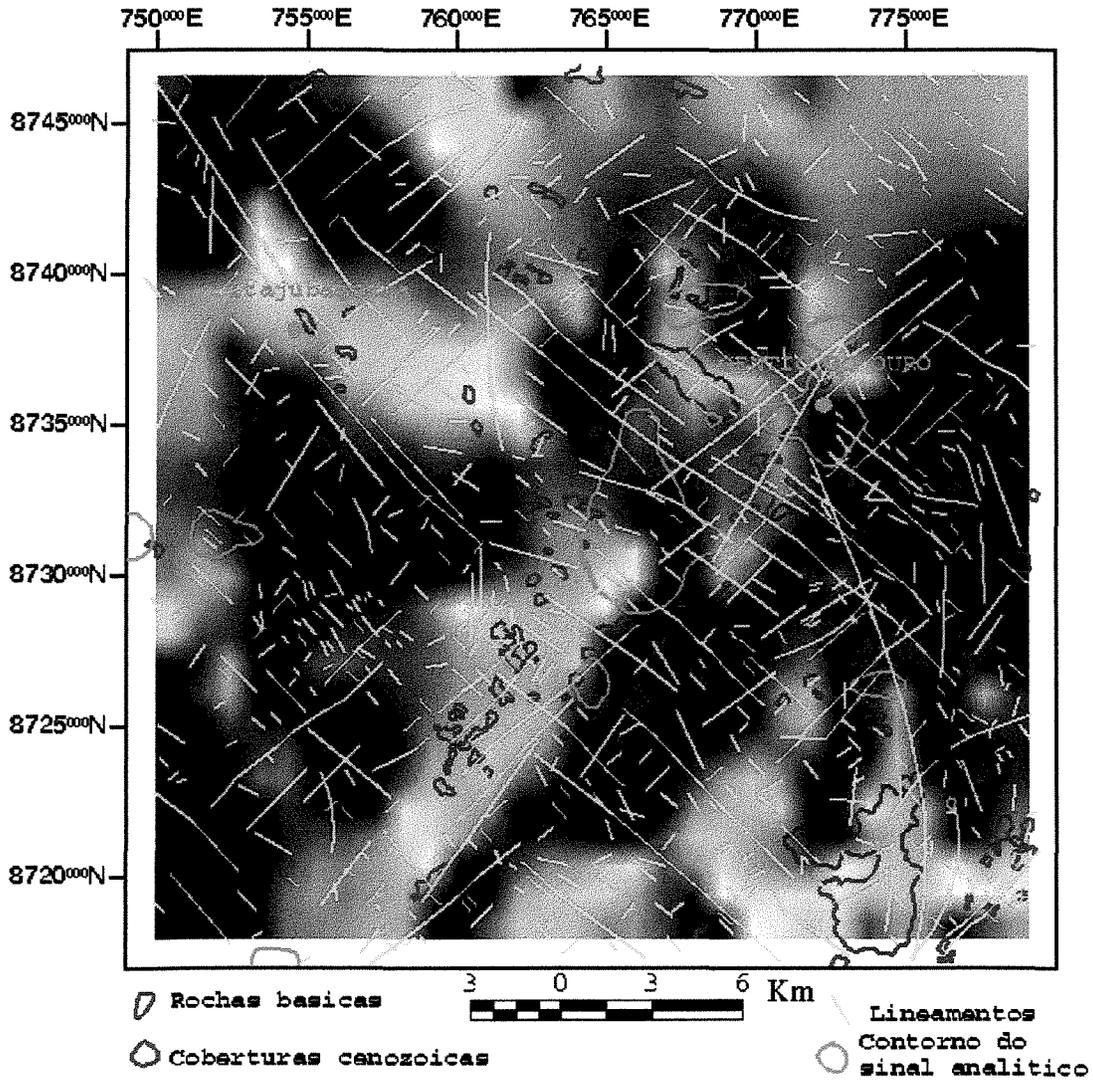


Figura 3.15. Imagem em nível de cinza do campo magnético residual, com sombreamento sintético, associados aos lineamentos, aos corpos magnéticos obtidos através do sinal analítico e a interpretação extraída através da técnica FPCS.

As áreas de aluvião próximas às demais áreas alvos também são de interesse para a prospecção, pois podem apresentar ocorrências secundárias de ouro. A Figura 3.18 mostra as áreas de interesse para a prospecção mineral com exceção dos aluviões devido ao pequeno tamanho destes.

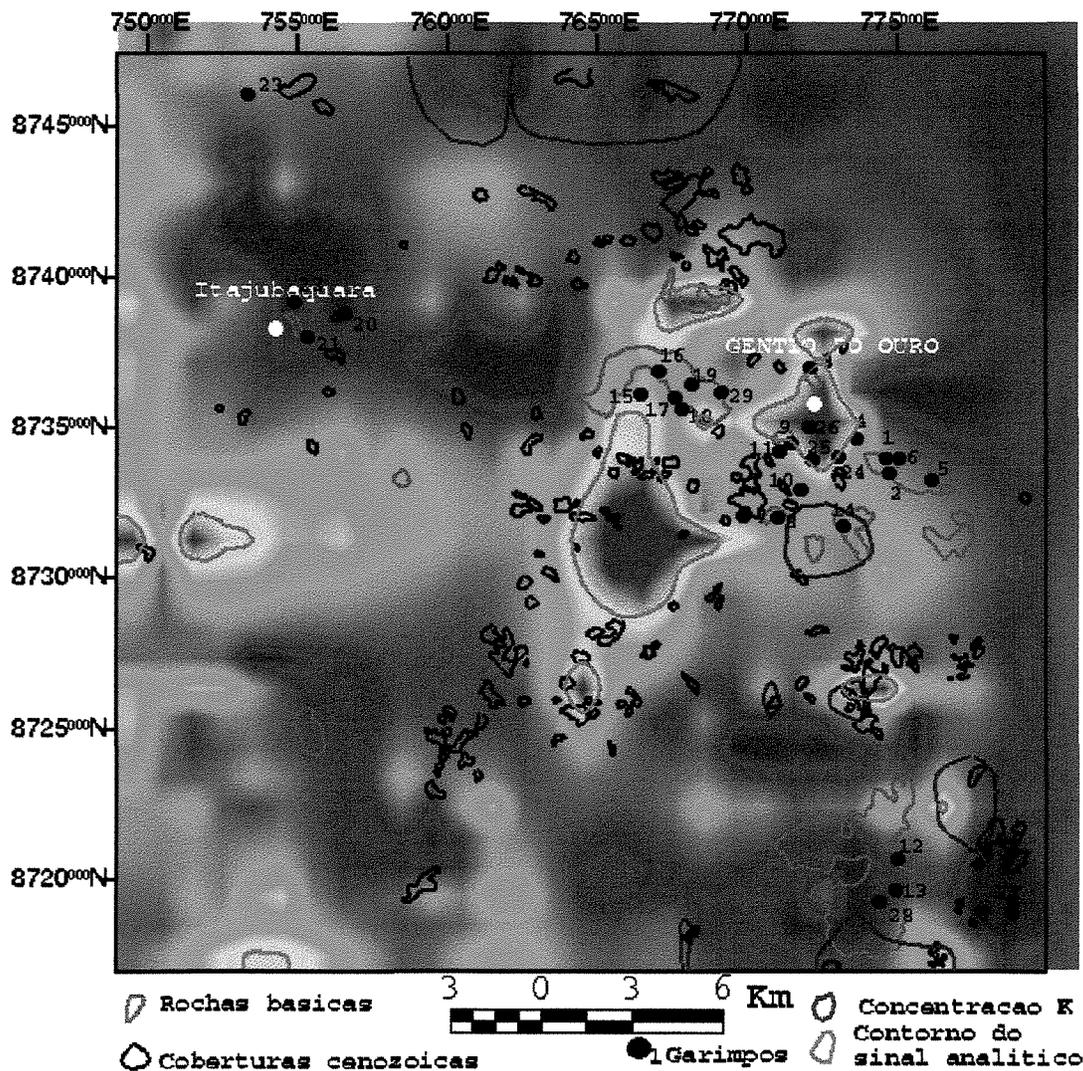


Figura 3.16. Imagem resultante do filtro do sinal analítico, com a interpretação da técnica FPCS, as ocorrências de K obtidas na imagem RGBKThU e os garimpos apresentados na Tabela 3.4.

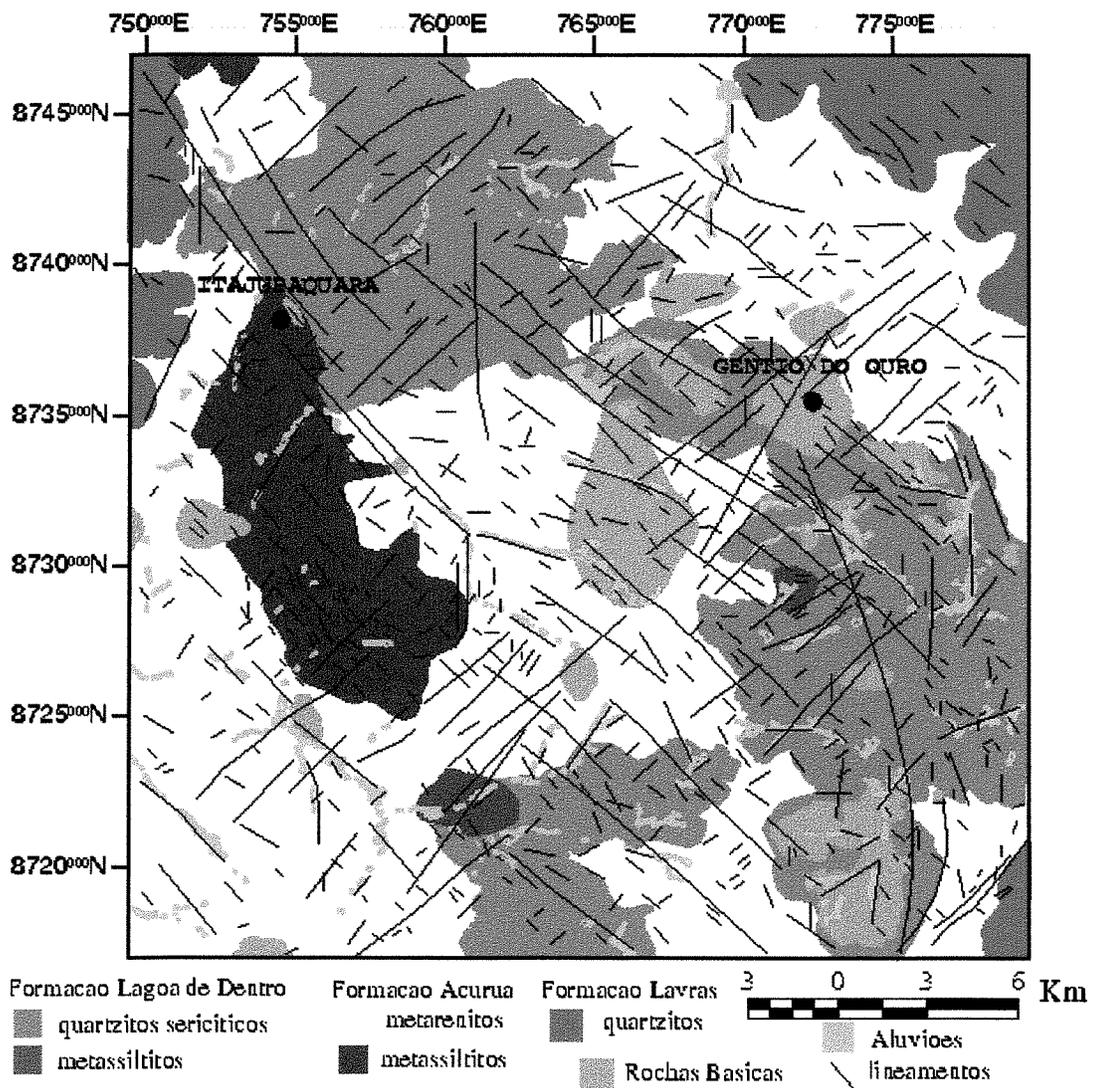


Figura 3.17. Mapa geológico proposto para a região de Gentio do Ouro

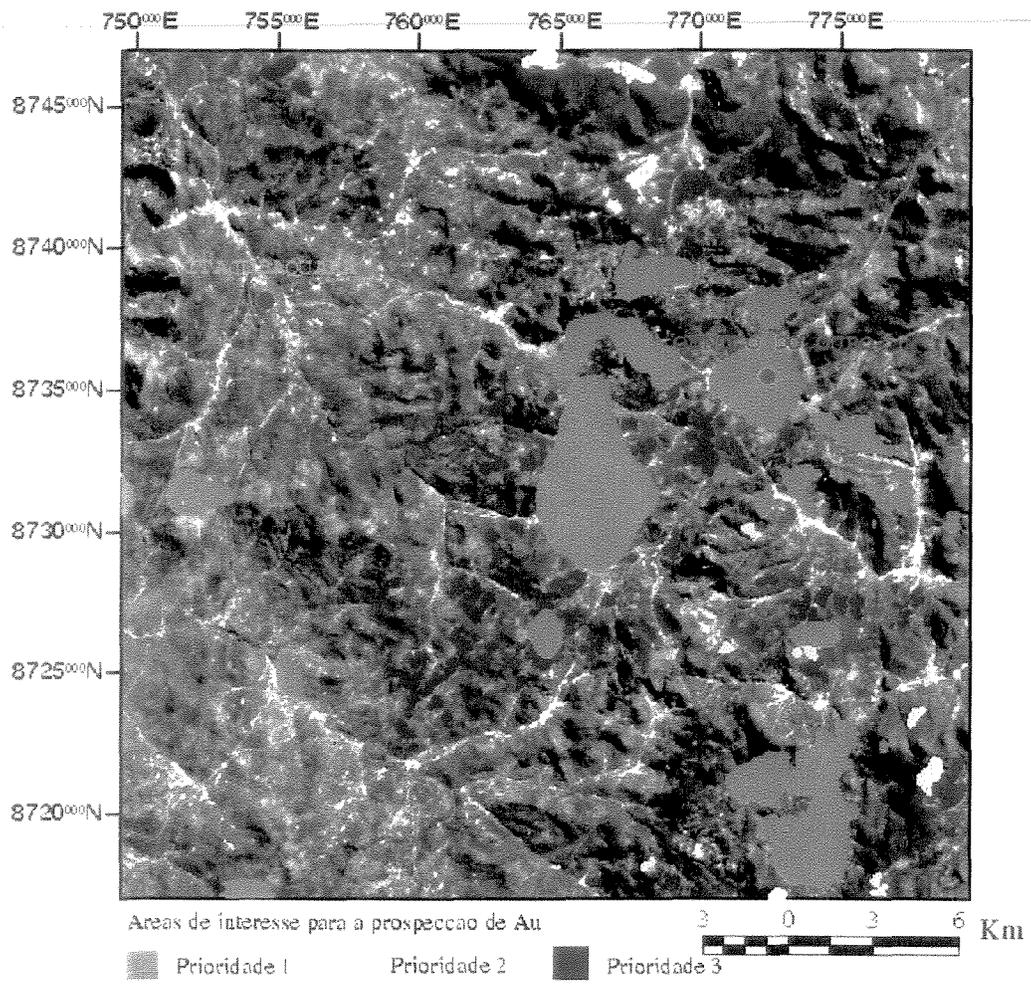


Figura 3.18. Imagem PCI das seis bandas do satélite LANDSAT-5 TM, com as áreas de interesse para a prospecção de ouro na região de Gentio do Ouro.

CAPÍTULO 4
CONCLUSÕES

CONCLUSÕES

Esta dissertação objetivou a identificação de áreas potencialmente favoráveis à mineralizações auríferas através do uso de técnicas de processamento digital de dados multiespectrais *Thematic Mapper* do satélite LANDSAT-5 e aerogeofísicos. Estes foram utilizados no reconhecimento de áreas de ocorrência de rochas básicas, de zonas de alteração hidrotermal, de zonas lateríticas e de estruturas regionais associadas às mineralizações. Os resultados obtidos no processamento digital encontram-se descritos a seguir.

- O processamento digital da imagem LANDSAT-5 TM, apesar da cobertura vegetal da área, permitiu delinear os contatos das formações Lagoa de Dentro e Açuruá através da composição RGB457, bem como a presença de áreas com predomínio de metassiltitos. A identificação de corpos básicos e de áreas com presença de alteração hidrotermal foi feita com sucesso através da técnica FPCS. A técnica de iluminação artificial aplicada à PC1 das seis bandas mostrou-se eficiente na identificação de pequenos e grandes lineamentos e de feições associadas a zonas de cisalhamento.
- Os dados aerogeofísicos, apesar do grande espaçamento entre as linhas de vôo, apresentaram alguns resultados satisfatórios. Os dados magnetométricos, através dos filtros de primeira derivada vertical e direcionais, revelaram a existência de uma falha e de uma dobra associadas a presença de corpos básicos. O filtro de sinal analítico apresentou bons resultados na identificação de rochas básicas.
- As anomalias de K, tanto através de imagem pseudocor e de composição colorida RGB KThU, revelaram-se correlacionadas a corpos básicos apenas na área ao sul de Gentio do Ouro. A imagem RGB KThU também mostrou-se eficiente na identificação de anomalias conjuntas dos radioelementos. Através das ocorrências conjuntas de Th e U foi possível identificar áreas de rochas metassiltíticas e de coberturas cenozóicas ricas em óxidos de ferro.
- Através da integração dos dados multiespectrais e aerogeofísicos foi possível identificar a maior presença de rochas básicas em zonas de intersecção de estruturas como falhas, fraturas

e zonas de cisalhamento, que geraram permeabilidade para a percolação de fluidos hidrotermais formadores dos veios mineralizados.

- Através desta integração foi possível a definição de áreas prioritárias de interesse para a prospecção de ouro e o detalhamento do mapa geológico para a região de Gentio do Ouro.
- Os resultados obtidos através do processamento digital dos dados multiespectrais TM e dos dados aerogeofísicos demonstraram ser a integração de dados exploratórios regionais um método eficiente para o mapeamento de corpos básicos, zonas de alteração hidrotermal e estruturas, que pode ser utilizado em toda a região abrangida pelo domínio aurífero Brotas de Macaúbas – Gentio do Ouro.

CAPÍTULO 5
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Albuquerque, M.A.G.; Carvalho, I.G. 1997. Contribuição ao estudo da formação de ouro secundário em perfis lateríticos: uma revisão para o distrito aurífero de Gentio do Ouro, Bahia. In: SBGq, Congresso Brasileiro de Geoquímica, 6, Salvador, Anais, 1:404-407.
- Alkmin, F.F.; Brito Neves, B.B.; Castro Alves, J.A. 1993. Arcabouço tectônico do Cráton do São Francisco – uma revisão. In: J.M.L. Dominguez; A. Misi (eds.). O Cráton do São Francisco. SBG/SGM/CNPq, 45-62.
- Almeida, F.F.M. 1977. O Cráton do São Francisco. Revista Brasileira de Geociências, 7:349-364.
- Anderson, H.; Nash, C. 1997. Integrated lithostructural mapping of the Rössing area, Namibia using high resolution aeromagnetic, radiometric, Landsat data and aerial photographs. Exploration Geophysics, 28:185-191.
- Ansdell, K.M.; Kyser, T.K. 1992. Mesothermal gold mineralization in a Proterozoic Greenstone Belt: Western Flin Flon Domain, Saskatchewan, Canada. Economic Geology, 87:1496-1524.
- Babinski, M.; Van Schmus, W.R.; Chemale Jr., F.; Brito Neves, B.B.; Rocha, A.J.D. 1993. Idade isocrônica Pb/Pb em rochas carbonáticas da Formação Caboclo, em Morro do Chapéu, BA. In: SBG/ Núcleo Bahia-Sergipe, Simpósio sobre o Cráton do São Francisco - evolução tectônica e metalogenética, 2, Salvador, Anais, 160-163.
- Barbosa, J.S.F.; Dominguez, J.M.L. 1996. Geologia da Bahia: texto explicativo para o mapa geológico ao milionésimo. Salvador, SICM/SGRM, 400 p.
- Brito Neves, B.B.; Kawashita, K.; Cordani, U.G.; Delhal, J. 1979. A evolução geocronológica da cordilheira do Espinhaço; dados novos e integração. Revista Brasileira de Geociências, 9:71-74.
- Carvalho, I.G. 1984. Mineralizações auríferas de Gentio do Ouro (Bahia): características micromorfológicas. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 33, Rio de Janeiro, Anais, 8:4024-4040.

- Carvalho, L.M. 1983. Mineralizações auríferas de Gentio do Ouro – BA. In: CPM/SBG, Simpósio sobre mineralizações auríferas no estado da Bahia, Salvador, Anais, p. 39-45.
- Carvalho, L.M. 1985. Projeto Gentio do Ouro, Relatório Final de Pesquisa. Salvador, CPRM, 115 p.
- Chang, H.K.; Miranda, F.P.; Magalhães, L.; Alkmim, F.F. 1988. Considerações sobre a evolução tectônica da Bacia do São Francisco. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 35, Belém, Anais, 5:2076-2090.
- Cordani, U.G. 1973. Definição e caracterização do craton sanfranciscano. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 27, Aracaju, Anais, 2:143-145.
- Costa, L.A.M.; Inda, H.A.V. 1982. O aulacógeno do Espinhaço. Ciências da Terra, nº 2, p. 13-18.
- CPRM. 1995. Catálogo geral de produtos e serviços. Geologia. Levantamentos aerogeofísicos. Rio de Janeiro, Diretoria de Geologia e Recursos Hídricos, 136 p.
- Crippen, R.E. 1989. Selection of Landsat TM band and band-ratio combinations to maximize lithologic information in color composite displays. In: Environmental Research Institute of Michigan, Thematic Conference on Remote Sensing for Exploration Geology, 7, Calgary, proceedings, 2:917-921.
- Crósta, A.P. 1993. Processamento digital de imagens de sensoriamento remoto. Campinas, IG/UNICAMP, 170 p.
- Crósta, A.P.; Moore, J.M. 1989, Enhancement of Landsat thematic mapper imagery for residual soil mapping in SW Minas Gerais state, Brazil: a prospective case history in Greenstone Belt terrain. In: Proceedings, 7th Thematic Conference on Remote Sensing for Exploration Geology, Calgary, p. 1173-1187.

- Danderfer F°, A.1990. Análise estrutural descritiva e cinemática do Supergrupo Espinhaço na região da Chapada Diamantina, BA. Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, Dissertação de Mestrado, 99 p.
- Danderfer F°,A.; Lagoeiro, L.E.; Alkmin, F.F. 1993. O sistema de dobramentos e empurrões da Chapada Diamantina (BA): registro da inversão do aulacógeno do Espinhaço no decorrer do evento brasileiro. In: SBG/ Núcleo Bahia-Sergipe, Simpósio sobre o Cráton do São Francisco - evolução tectônica e metalogenética, 2, Salvador, Anais, 197-199.
- Dickson, B.L.; Scott, K.M. 1997. Interpretation of aerial gamma-ray surveys-adding the geochemical factors. AGSO Journal of Australian Geology & Geophysics, 17(2): 188-200.
- Dominguez, J.M.L. 1993. As coberturas do Cráton do São Francisco: uma abordagem do ponto de vista da análise de bacias. In: J.M.L. Dominguez; A. Misi (eds.). O Cráton do São Francisco. SBG/SGM/CNPq, 137-159.
- Dominguez, J.M.L. 1996. As coberturas plataformais do Proterozóico Médio e Superior. In: J.S.F Barbosa; J.M.L. Dominguez (coords.). Geologia da Bahia: texto explicativo para o mapa geológico ao milionésimo. Salvador, SICM/SGRM, 103-125.
- Drury, S.A. 1993. Image interpretation in geology. 2ed. London, Chapman & Hall, 283 p.
- Durrance, E.M. 1986. Radioactivity in geology: principles and applications. 1ed. Chichester, Ellis Horwood Limited, 441 p.
- Frei, M.; Jutz, S.L. 1989. Use of Thematic Mapper data for the detection of gold bearing formations in the eastern desert of Egypt.. In: Environmental Research Institute of Michigan, Thematic Conference on Remote Sensing for Exploration Geology, 7, Calgary, proceedings, 2:1157-1172.
- Fróes, R.J.B.; Souza, W.S.T. 1986. Hornfelses pelítico-arenosos de Ipupiara – Bahia. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 34, Goiânia, Boletim, 1:172.

- Gomes, L.C.C.; Oliveira, M.A.F.T.; Motta, A.C.; Cruz, M.J.M. 1996. Província de diques máficos do estado da Bahia. Salvador, SGM, 144 p.
- Grant, F.S. 1984/1985. Aeromagnetism, geology and ore environments, II. Magnetite and ore environments. *Geoexploration*, **23**:335-362.
- Grimm, B.; Friedrich, G. 1991. Precipitation and concentration of gold in colluvial soils in the semiarid region of Gentio do Ouro, Central Bahia, Brazil. In: AOBG, Symposium Brazil Gold'91, Belo Horizonte, Anais, 343-351.
- Inda, H.A.V.; Barbosa, J.F. 1978. Texto explicativo para o mapa geológico do estado da Bahia, escala 1:1.000.000. Salvador, SME/CPM, 137p.
- Inda, H.A.V.; Schorscher, H.D.; Dardenne, M.A.; Schobbenhaus, C.; Haralyi, N.L.E.; Branco, P.C.A.; Ramalho, R. 1984. O Cráton do São Francisco e a faixa de dobramentos Araçá. In: C. Schobbenhaus; D.A. Campos; G.R. Derze; H.E. Asmus (coords.) *Geologia do Brasil*. DNPM, 193-248.
- Instituto de Pesquisas Tecnológicas. 1993. Modelos de exploração mineral aplicáveis às unidades litoestruturais da Chapada Diamantina, BA. São Paulo, IPT, 129 p.
- Jardim de Sá, E.F.; Bartels, R.L.; Brito Neves, B.B.; McReath, I. 1976. Geocronologia e o modelo tectonomagmático da Chapada Diamantina e Espinhaço Setentrional, Bahia. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 29, Ouro Preto, Anais, **4**:205-227.
- Loughlin, W.P. 1991. Principal Component Analysis for Alteration Mapping. *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing*, **57**:1163-1169.
- Luiz, J.G.; Silva, L.M.C. 1995. Geofísica de prospecção. Belém, Universidade Federal do Pará, 311 p.

- Macedo, M.H.F.; Bonhomme, M.G. 1984. Contribuição à cronoestratigrafia das formações Caboclo, Bebedouro e Salitre na Chapada Diamantina (BA) pelos métodos Rb-Sr e K-Ar. *Revista Brasileira de Geociências*, **14**:153-163.
- Magnavita, L.P.; Rocha, G.M.F. 1996. Estruturas e tectônica das coberturas do estado da Bahia. In: J.S.F. Barbosa; J.M.L. Dominguez (coords.). *Geologia da Bahia: texto explicativo para o mapa geológico ao milionésimo*. SICM/SGRM, 227-259.
- Mascarenhas, J.F. 1990. Uma síntese sobre a geologia da Bahia. Salvador, SGRM, 50 p.
- McReath, I.; Jardim de Sá, E.F.; Fryer, B.J. 1981. As vulcânicas ácidas proterozóicas da região da bacia do Rio Paramirim – Bahia. In H.A.V. Inda; M.M. Marinho; F.B. Duarte (orgs.). *Geologia e recursos minerais do estado da Bahia*. CPM, 121-132.
- Milligan, P.R.; Gunn, P.J. 1997. Enhancement and presentation of airborne geophysical data. *AGSO Journal of Australian Geology & Geophysics*, **17**(2):63-75.
- Nash, C.; Jones, M. 1996. Clues to early mesozoic structural evolution of southeastern Queensland through integrated interpretation of remote sensing and aeromagnetic data. In: *Geol. Soc. Aust., Proc. Mesozoic Geology of the Eastern Australia Plate*, Brisbane, 43, Extended Abs., 409-413.
- Nash, C.; Leeming, P.; Kotsek, H.; Carey, R. 1996. Integrated interpretation of imaged airborne geophysical survey and remote sensing data with the aid of vectorised CAD/GIS coverage's: Halls Creek Mobile Belt, Australia. In: *Environmental Research Institute of Michigan, Thematic Conference Geologic Remote Sensing*, 11, Las Vegas, proceedings, 1:343-352.
- Neves, J.P.; Souza, J.D. 1984. Projeto Mapas Metalogenéticos e de Previsão de Recursos Minerais. Folha SC.23-Z-D Barra, escala 1:250.000. Salvador, CPRM, 40 p.
- Pflug, R. Schobbenhaus, C.; Renger, F. 1969. Contribuição à geotectônica do Brasil oriental. Recife, SUDENE/DG, 54 p. (Série Especial 9).

- Robert, F.; Kelly, W.C. 1987. Ore-forming fluids in Archean gold-bearing quartz veins at the Sigma Mine, Abitibi Greenstone Belt, Quebec, Canada. *Economic Geology*, **82**:1464-1482.
- Rocha, G.M.F.; Dominguez, J.M.L. 1993. As fases da deformação brasileira atuantes nos supergrupos Espinhaço e São Francisco no estado da Bahia. In: SBG/ Núcleo Bahia-Sergipe, Simpósio sobre o Cráton do São Francisco - evolução tectônica e metalogenética, 2, Salvador, Anais, 200-204.
- Sales, J.C.S.; Guerra, G.T.F. 1993. Projeto cadastramento de garimpos e ocorrências minerais na Chapada Diamantina Ocidental. Salvador, ECOGEO Projetos Ltda. S.A., 79 p.
- Schobbenhaus, C.; Hoppe, A.; Baumann, A.; Lork, A. 1994. Idade U/Pb do vulcanismo Rio dos Remédios, Chapada Diamantina, Bahia. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 38, Rio de Janeiro, Resumos Expandidos, 397-399.
- Silva, A.J.C.L.P. 1994. O Supergrupo Espinhaço na Chapada Diamantina centro-oriental, Bahia: sedimentologia, estratigrafia e tectônica. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Tese de Doutorado.
- Telford, W.M. 1990. *Applied Geophysics*. 2 ed. New York, Cambridge University Press, 770 p.
- Trompette, R.R.; Uhlein, A.; Silva, M.E.; Karmann, I. 1992. O cráton brasileiro do São Francisco – uma revisão. *Revista Brasileira de Geociências*, **22**:481-486.
- Vasconcellos, R.M.; Metelo, M.J.; Motta, A.C. E Gomes, R.D. 1994- *Geofísica em levantamentos geológicos no Brasil*. Rio de Janeiro, CPRM, 165 p.