



**UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA**

**GEOQUÍMICA DE PERFIS LATERÍTICOS E
MORFOLOGIA DO OURO DE ALTO HORIZONTE (GO)
E ALMAS -NATIVIDADE (TO)**

RAFAEL DA SILVA LIMA

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Nº 385

Área de Concentração: Geologia Econômica e Prospecção

**BRASÍLIA - DF
Fevereiro 2017**



**UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA**

**GEOQUÍMICA DE PERFIS LATERÍTICOS E
MORFOLOGIA DO OURO EM ALTO HORIZONTE (GO)
E ALMAS -NATIVIDADE (TO)**

RAFAEL DA SILVA LIMA

Dissertação apresentada à Universidade de Brasília, como parte das exigências do Programa de Pós-Graduação em Geologia, área de concentração em Geologia econômica e prospecção, para a obtenção do título de Mestre.

Orientadora: Prof. Dr^a. Adriana Maria Coimbra Horbe

**BRASÍLIA – DF
Fevereiro 2017**



**UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA**

**GEOQUÍMICA DE PERFIS LATERÍTICOS E
MORFOLOGIA DO OURO EM ALTO HORIZONTE (GO)
E ALMAS -NATIVIDADE (TO)**

RAFAEL DA SILVA LIMA

Aprovada em 17 de fevereiro de 2017

Banca Examinadora

Prof. Dr^a. Adriana Maria Coimbra Horbe (UnB)

Prof. Dr. Valmir da Silva Souza (UnB)

Prof. Dr. Claudio Gerheim Porto (UFRJ-CPRM)

**BRASÍLIA - DF
Fevereiro 2017**

AGRADECIMENTO

Primeiramente agradeço a Deus, que continuamente me dá forças e faz com que surjam momentos únicos em nossa vida, por ter me dado oportunidades de conquistar meus objetivos. Tenho muitas pessoas para agradecer e algumas em especial.

A Professora Dr^a. Adriana Horbe pelas orientações baseadas na críticas, exigências, sugestões e conselhos para meu crescimento durante todo o desenvolvimento do trabalho. Aos membros da banca examinadora Prof. Dr. Valmir, da Silva Souza e Prof. Dr. Claudio Gerheim Porto. Meus sinceros agradecimentos.

A Capes pela concessão de bolsa de pesquisa na quais resultaram no presente trabalho. A Universidade de Brasília e o Instituto de Geociências pela a oportunidade de formação e apoio técnico e logístico. A todos que de alguma forma contribuíram para a realização deste trabalho.

Aos meus pais, irmãos e o meu amor, as pessoas mais importantes na minha vida, meus grandes incentivadores e apoiadores incondicional, que sempre me deram forças para continuar seguindo em frente, mesmo quando tudo parecia impossível.

Agradeço aos meus colegas e amigos, pela diversão, pelas palavras de força, incentivo e carinho nas horas difíceis, não vou citar nomes para não ser injusto com ninguém, mas cada um sabe diferença que fez na minha formação durante esses dois anos. Obrigado!

RESUMO

Em condições intempéricas/lateríticas, o ouro apresenta mobilidade na presença de complexos inorgânicos e orgânicos. Isso muda composição química e a morfologia das partículas de ouro nos horizontes do perfil laterítico em relação a rocha-mãe. Com o objetivo de estudar o comportamento geoquímico do ouro e de outros elementos químicos em perfis lateríticos e avaliar o grau de modificação das partículas sob essas condições, foi selecionada a região de Alto Horizonte (GO) e Almas - Natividade (TO), situada no Arco Magmático de Mara Rosa e na Zona Externa da Faixa Brasília. Nessas regiões, foram selecionados quatro perfis localizados na mina de Chapada em Alto Horizonte (GO) e um perfil na área de Vira Saia em Almas (TO). Além disso, na região de Almas-Natividades foram coletadas 19 partículas de ouro em Chapada de Natividade (mina da Engegold), 107 partículas no garimpo do Baú e 24 partículas no do Ribação ambos nas proximidades de Natividade (TO), 285 partículas no Capão da Onça, 3 partículas no de Vira Saia e 57 partículas no Córrego Martins Lopes em Almas (TO). O ouro está hospedado em veios de quartzo (forma livre) ou incluso em sulfetos, em granitóides, metavulcânicas ácidas e intermediária, turmalina quartzito, metarenito argilo-ferruginoso, metaconglomerado, filito sericítico carbonoso, formações ferríferas bandadas e anfibolitos nos terrenos *greenstone*. Nos perfis do depósito de Chapada, as concentrações de Zn, Ni, Sr, Y, Zr e La diminuíram em relação à rocha a partir da qual se desenvolveu o perfil. No perfil de Vira Saia, o Ba como o elemento traço mais abundante, Cu e Zn aumentaram, enquanto Au, Ag, Bi, Ca, K, La, Mo, Na, Ni, Li, Pb, Sb, Sc, Sr, V, Zr e Y diminuíram. A geoquímica dos perfis do depósito da Chapada e do Vira Saia apresentam algumas similaridades quando comparados em relação à rocha a partir da qual se desenvolveu o perfil, este composto por saprólito, mosqueado, horizonte pisolítico, crosta e solo. As morfologias das partículas de ouro independem dos locais e dos horizontes dos perfis, apesar de refletirem processos de dissolução, corrosão e transportes. Entretanto, as composições químicas das partículas de ouro que contêm Ag, Cd, Cu, Fe, Os, Pb, Pt e Zn estão associadas aos complexos granito-gnáissicos e às faixas do *greenstone* em ambiente de arco de ilha.

Palavras-chave: Ouro, geoquímica e perfil laterítico.

ABSTRACT

Under weathering/lateritic conditions, gold is mobile in the presence of inorganic and organic complexes. These conditions change the chemical composition and the morphology of the gold particles in the lateritic profile horizons in relation to the source rock. In order to study the geochemical behavior of gold and other chemical elements in lateritic profiles and evaluate the modification degree of the particles under these conditions, the region of Alto Horizonte (GO) and Almas - Natividade (TO) was chosen. These areas are located on Magmatic Arc of Mara Rosa and in the External Zone of the Brasilia Belt. In this region, four profiles were selected at Chapada mine, Alto Horizonte (GO) and one profile at Vira Saia in Almas (TO). In addition, 19 gold particles at Chapada de Natividade (Engesgold mine), 107 particles at Baú Gold-digging and 24 particles at Ribação, both close to Natividade (TO), 285 particles were collected at Capão da Onça, 3 particles at Vira Saia and 57 particles at Córrego Martins Lopes Almas (TO). The gold is hosted in quartz veins (free form) or even in sulphides on granitoids, in acidic and intermediate metavulcanics, quartzite tourmaline, clay-ferruginous metarenite, metaconglomerate, carbonic sericitic phyllite, Banded Iron Formations and amphibolites in greenstone. In the profiles of the Chapada deposit the concentrations of Zn, Ni, Sr, Y, Zr and La decreased with respect to the rock from which the profile was developed. In the profile of Vira Saia it maintained the Ba as the most abundant trace element, Cu and Zn increased, while Au, Ag, Bi, Ca, K, La, Mo, Na, Ni, Li, Pb, Sb, Sc, Sr, V, Zr and Y decreased. Profiles geochemistry of the Chapada and Vira Saia deposits show some similarities when compared to the rock where the profile was developed from, composed of saprolite, mottled, pisolithic horizon, crust and soil. Morphologies of the gold particles have relation to profiles locations and horizons, although they reflect processes of dissolution, corrosion and transport. However, chemical compositions of the particles containing Ag, Cd, Cu, Fe, Os, Pb, Pt and Zn are associated with the granite-gnassic complexes and greenstone belt volcanic arc environment.

Keywords: Gold, geochemistry and lateritic profile.

SUMÁRIO

AGRADECIMENTO	3
RESUMO	4
ABSTRACT	5
LISTA DE FIGURAS	7
LISTA DE TABELAS	7
CAPÍTULO I.....	8
I. APRESENTAÇÃO	8
II. INTRODUÇÃO	8
III. OBJETIVO	9
IV. ÁREA DE ESTUDO	10
V. MATERIAIS E MÉTODOS	11
VI. GEOLOGIA/ METALOGÊNESE	13
I. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL.....	13
II. CONTEXTO GEOTECTÔNICO	16
III. LITOESTRATIGRAFIA	17
IV. GEOLOGIA LOCAL	18
V. MINERALIZAÇÕES AURÍFERAS NA ÁREA I E ÁREA II	21
VI. MOBILIDADE DO OURO EM AMBIENTE SUPERGÊNICO.....	22
VII. MORFOLOGIA DAS PARTÍCULAS DE OURO	24
CAPÍTULO II.....	26
GEOQUÍMICA DE PERFIS LATERÍTICOS E MORFOLOGIA DO OURO EM ALTO HORIZONTE (GO) E ALMAS -NATIVIDADE (TO).....	26
RESUMO	26
1. INTRODUÇÃO	27
2. MATERIAIS E MÉTODOS	28
3. GEOLOGIA REGIONAL E LOCAL.....	29
4. RESULTADOS.....	34
4.1. GEOQUÍMICA DOS PERFIS LATERÍTICOS DAS ÁREAS I E II	34
4.2. MORFOLOGIA DAS PARTÍCULAS DE OURO NA ÁREA II	38
4.3. COMPOSIÇÃO DAS PARTÍCULAS DE OURO.....	41
5. DISCUSSÃO.....	44

6. CONCLUSÃO	45
7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	46
ANEXOS	58

LISTA DE FIGURAS

CAPÍTULO I

Figura 1.1: A) Mapa de localização das áreas de estudo .	11
Figura 2.1: Mapa geológico simplificado da Província Tocantins. Modificado de Pimentel et al. 2004.....	15
Figura 2.2: A) Mapa de localização das áreas de estudo;B) Mapa com representações das unidades geológicas de Alto Horizonte; C) mapa geológico da região de Almas- Natividades e com os garimpos que são alvos de estudo. .	20

CAPÍTULO II

Figura 1: A) Mapa Geológico da Província Tocantins. Modificado de Pimentel et al. 2004.; B)Mapa de localização das áreas de estudo e C) Mapa com representações das unidades geológicas de Alto Horizonte e D) Mapa com representação das unidades geológicas Almas- Natividade.	33
Figura 2: Esquema dos perfis e distribuição dos elementos químicos segundo os horizontes dos depósito de Chapada e Garimpo Vira Saia.	37
Figura 3: Morfologia das partículas de ouro.	40
Figura 4: Imagens do MEV de elétrons retroespalhados de partículas de ouro; A) partícula com superfície lisa e hexagonal (poligonal); B) estruturas escamosa e enrugada; C) cavidade de alto grau de corrosão; D) partícula com superfície lisa e cavidades de dissolução; E) marcas de estrias; F) junções de diferentes partículas; G) estrutura em folha; H) junção de diferentes partículas hexagonais.....	41
Figura 5: Variação na composição química das partículas de ouro em relação à média e desvio-padrão.	43
Figura 6: Diagramas da relação de concentração de e Au-Ag-Fe; Au-Ag-Pt e Au-Ag-S nas partículas de ouro.	44

LISTA DE TABELAS

CAPÍTULO I

Tabela 1.1: Origem e solubilidade de complexos que mobilizam o ouro.	23
Tabela 2.1: Critérios utilizados para classificação morfológica e tamanho das partículas de ouro. Modificado de Blatt et al. (1982).	24
Tabela 2.2: Caracterização morfológica das partículas de ouro. Modificado de Freyssinet et al. (1988).	24

CAPÍTULO II

Tabela 1: Resultados geoquímicos em % para os elementos maiores, em ppm para elementos traços e em ppb para Au e Ag. A representação correspondente a elementos abaixo do limite de detecção é indicada pelo símbolo (<).	36
Tabela 2: Número de partículas representando as características morfológicas em cada garimpo.	39
Tabela 3: Composição química das partículas.	42
Tabela 4: Composições químicas médias (M) e desvio-padrão (DP) de Au, Ag, Fe, Pt e S das partículas de Capão da Onça, Martins Lopes, Vira Saia, Baú, Chapada de Natividade (Saprólito), Chapada de Natividade (Veio) e Ribação.	42

CAPÍTULO I

I. APRESENTAÇÃO

Para melhor compreensão esta dissertação é dividida em dois capítulos. O capítulo I é composto por introdução, objetivos, apresentação da área de estudo, geologia regional e local, materiais e métodos, além disso, apresenta uma síntese sobre a mobilidade e morfologia do ouro em ambiente supergênico. O capítulo II é constituído pelo artigo foco desta dissertação com intuito de submissão para revista internacional, em que são apresentados os resultados, discussões e conclusões obtidos pela elaboração deste trabalho.

II. INTRODUÇÃO

As rochas sob intensa ação do intemperismo em condições tropicais originam os perfis lateríticos, estes estão relacionados a vários tipos de depósitos minerais. Os minerais e a composição química refletem a rocha-mãe e as modificações atribuídas ao ambiente supergênico (Bradshaw, 1975; Boyle, 1979; Thomson, 1986; Butt & Zeegers, 1992; Larizzatti, 2002). Há ampla variação na composição mineralógica nos horizontes lateríticos, resultando na formação de argilominerais, óxi-hidróxidos de ferro, alumínio, titânio, manganês, fosfato e acumulação de minerais resistatos podendo formar depósitos supergênicos (Al, Fe, caulim, Ni, Mn, Au, Pt, Ti, P) (Bardossy, 1982; Valetton, 1972; Aleva, 1981; Costa, 1997; Melfi, 1994).

A mobilidade geoquímica dos elementos no processo de formação de perfil laterítico reflete as condições ambientais de exposição e composição química da rocha. O comportamento dos elementos e compostos químicos apresenta uma variação de padrão nos horizontes da base para topo, quando comparado com a rocha-mãe, há uma diminuição dos teores de SiO₂, dos elementos alcalinos e alcalinos terrosos, ocorre um enriquecimento nos teores de Fe³⁺ e Al na forma de óxi-hidróxidos e hidróxidos de alumínio ou fosfatos, há um aumento na concentração de titânio como mineral de anatásio. Na base do perfil, concentram-se os teores de Ba, ETR, Co, Cu, Mn, Mo, Ni e Sr associados aos óxi-hidróxidos Fe e Al, argilominerais 2:1. Nas zonas de transição, ocorre o aumento dos teores de Au e de V, Mo, As, Hg, Cu, Ni, Cr e Mn em goethita e hematita. Por fim, na crosta laterítica e latossolo, ocorre aumento nos teores de P, Sr, Ba, ETR, Y, Sc, U aos fosfatos e também associados a goethita e hematita e Al associado a gibbsita e caulinita (Costa *et al.* 1997, Anand & Paine 2002; Costa, 2007). Este tipo de estudo tem grande relevância na

compreensão da evolução do perfil laterítico de uma determinada área e pela facilidade em encontrar material geológico disponível, geralmente aflorante. Mas também por apresentarem grande potencialidade em depósitos supergênicos (Costa, 1991, 1993 e 1997).

O ouro, em ambientes supergênicos, apresenta mobilidade quando associado a alguns complexos orgânicos e inorgânicos (Mann, 1984; Butt & Smith, 1980; Butt, 1989). Evidências dessa mobilidade são dadas por: 1) feições de corrosão na superfície das partículas primárias; 2) presença de cristais secundários euédricos de alta pureza; 3) pepitas de ouro envolvidas por goethita neoformada; 4) diminuição ou aumento do tamanho das partículas de ouro para o topo do perfil laterítico; 5) presença de córtex de ouro puro em torno dos grãos de ouro primários; 6) aumento da concentração de ouro dissolvido nas águas que drenam zonas auríferas, entre outras. Essas feições indicam três modelos de mobilidade do ouro: 1) dissolução preferencial da prata durante o intemperismo; 2) precipitação de ouro puro ao redor das partículas de ouro primário (cimentação) e 3) autoeletrorefinamento quando o ouro da superfície da partícula é dissolvido e precipita imediatamente ao redor da partícula formando uma película mais pura (Larizzatti, 2002).

O estudo da morfologia e composição química das partículas de ouro associadas aos mecanismos de dissolução, transporte e precipitação em superfície são de extrema importância para a prospecção geoquímica, pois o grau de pureza das partículas pode ser indicativo tanto da natureza quanto da proximidade da fonte, além de servir como critério para estabelecimento de depósitos de ouro primário e secundário no regolito (Grant *et al.* 1991).

III. OBJETIVO

Esta dissertação de mestrado tem dois objetivos: o primeiro objetivo consiste em estudar o comportamento geoquímico do ouro e de outros elementos químicos em perfis lateríticos no depósito de Chapada em Alto Horizonte-GO e no garimpo Vira Saia em Almas-TO, com a finalidade de caracterizar e compreender a influência da lateritização na distribuição e dispersão do ouro nas duas regiões, no intuito de apresentar comparações e identificar características comuns e distintas entre eles.

O segundo objetivo é caracterizar a morfologia e composição química das partículas de ouro de 6 garimpos (Chapada de Natividade, Baú, Ribação, Capão da Onça, Vira Saia e Córrego Martins Lopes) distribuídos nos municípios de Chapada de Natividade, Natividade e Almas-TO. Deste modo, analisar como o processo de intemperismo e lateritização desta região afetam a morfologia e química das partículas de ouro primárias e secundárias durante a dissolução, transporte e deposição nos seus respectivos horizontes de origem.

Com essas informações espera-se ampliar o conhecimento sobre a mobilidade do ouro durante a lateritização nas regiões estudadas, fornecer subsídios à evolução geoquímica da mineralização supergênica e ajudar no entendimento dos processos de dispersão das partículas de ouro nos horizontes do perfil laterítico.

IV. ÁREA DE ESTUDO

Nesta dissertação de mestrado serão abordadas duas áreas de estudos, assim denominadas para simplificação:

- **Área I** - Região de Alto Horizonte; nesta localiza-se o depósito Cu-Au de Chapada, a sudoeste do município de Alto Horizonte, na porção noroeste do estado de Goiás (Figura 1.1). Na área I, foi concentrado o estudo da geoquímica de quatro perfis lateríticos. A morfologia e a composição ficaram prejudicadas em razão da indisponibilidade de partículas de ouro para análise.
- **Área II** - Região Almas-Natividade; são estudados 6 garimpos em três diferentes municípios: Chapada de Natividade, Natividade e Almas, na porção sudeste do estado Tocantins (Figura 1.1). Na área II, analisou-se o perfil laterítico do garimpo Vira Saia. Tanto para esse quanto para os demais garimpos da região, foram estudadas a morfologia e a composição química das partículas de ouro:

Chapada de Natividade

1. Chapada de Natividade

Natividade

2. Baú
3. Ribação

Almas

4. Capão da Onça
5. Vira Saia
6. Córrego Martins

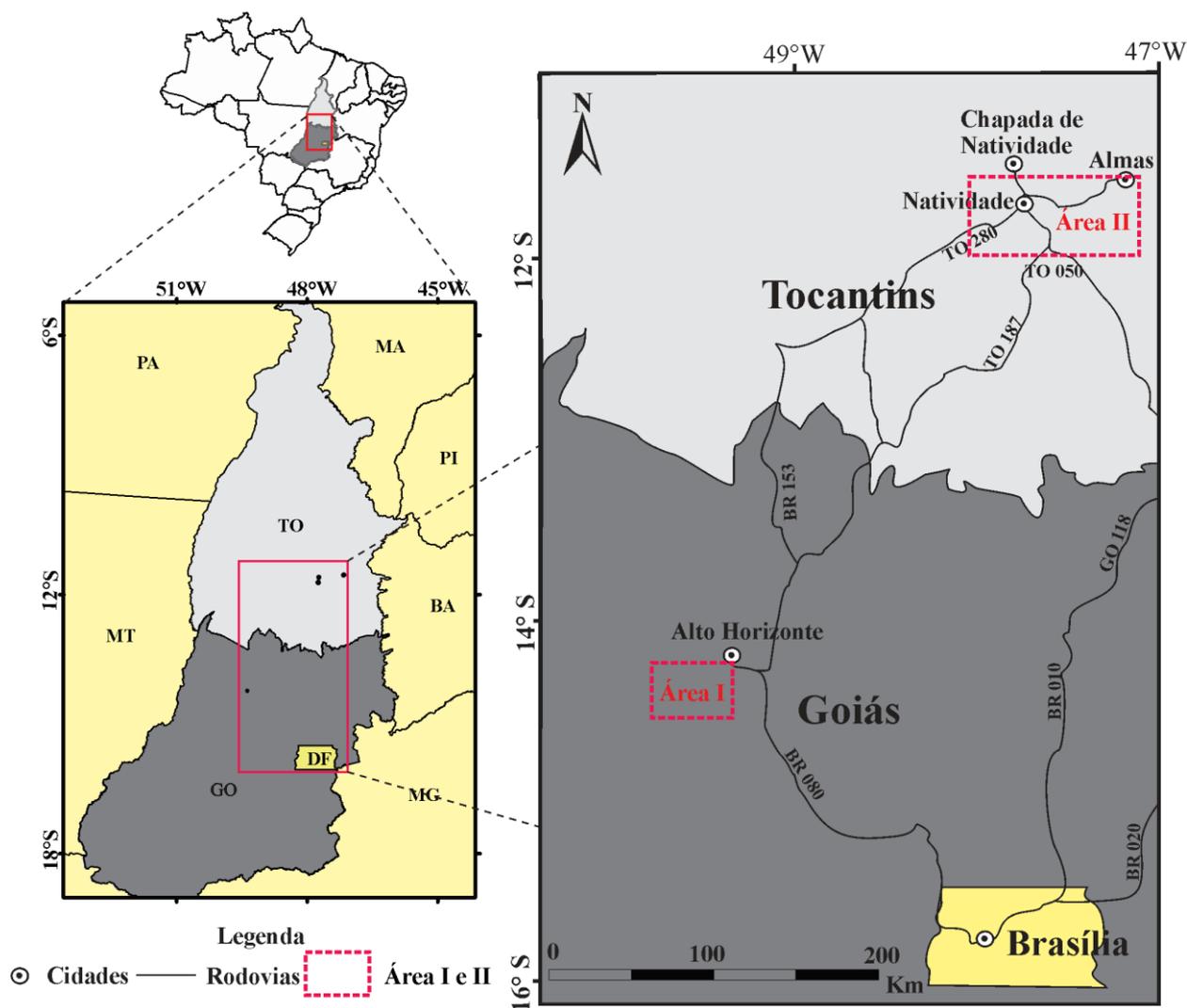


Figura 1.1: Mapa de localização das áreas de estudo.

V. MATERIAIS E MÉTODOS

Na Área I, o depósito de Chapada em Alto Horizonte, foram selecionados quatro perfis e analisados os seguintes horizontes: saprólito, mosqueado, horizonte dismantelado, crosta laterítica (Figura 1.2). Os dados geoquímicos das amostras dos horizontes dos perfis foram analisados por ICP-MS para leitura dos seguintes elementos: Au, Ag e Hg (em ppb), Al, Ca, Fe, Mg, Na, P, K, S e Ti (em %), As, B, Ba, Be, Bi, , Cd, Ce, Co, Cr, Cs, Cu, , Ga, Ge, Hg, Hf, In, , La, Li, , Mn, Mo, Nb, Ni, , Pb, Pd, Pt, Rb, Re, Sb, Sc, Se, Sn, Sr, Ta, Te, Th, , Tl, U, V, W, Y, Zn e Zr (em ppm) realizado com abertura ácida com água régia 1:3 (HNO₃ e HCl) no ACMELab, Canadá.

Na Área II, o garimpo Vira Saia, foi selecionado um perfil composto pelos seguintes horizontes: saprólito e solo. O dado geoquímico do perfil foi analisado por ICP-MS para leitura

dos seguintes elementos: Al, Fe, K, Mg, Na, P, S (em %), Au (em ppb), Ag, As, Ba, Be, Bi, Ca, Cd, Co, Cr, Cu, Hg, La, Li, Mn, Mo, Ni, Pb, Sb, Sc, Sn, Sr, Ti, V, W, Y, Zn e Zr (em ppm), realizado com abertura ácida com água régia 1:3 (HNO₃ e HCl) no SGS Geosol. Com esses dados geoquímicos disponíveis, foram analisados elementos comuns às duas áreas, descartando-se os elementos abaixo do limite de detecção para, assim, fazer correlação dos comportamentos dos elementos nos horizontes dos perfis lateríticos do depósito de Chapada e Vira Saia.

Além disso, também foram coletadas partículas de ouro para o estudo morfológico e a composição química, pelo método concentrado de batéia, nos seguintes garimpos e horizontes: 1) Chapada de Natividade (mina da Engegold) - 19 partículas de ouro no saprólito e uma amostra do veio com ouro; 2) Baú no colúvio - 107 partículas; 3) Ribação - 24 partículas no veio; 4) Capão da Onça - 285 partículas na aluvião; 5) Vira Saia - 3 partículas no veio e 6) Córrego Martins Lopes - 57 partículas no veio.

A identificação da mineralogia dos perfis lateríticos seguiu a técnica convencional para análise de amostra total, com o pó da amostra pulverizado e pressionado em lâmina vazada de vidro e em seguida analisado no Laboratório de Difractometria de raios-X, no Instituto de Geociências da Universidade de Brasília, utilizando o equipamento Rigaku-Ultimate IV, lâmpada de Cu, 35Kv, 15 Ma, velocidade 5°/min, passo: 0,05°, 2θ, 2-80°. O software usado para identificação dos minerais foi o JADE 9.0.

Para a análise morfológica, foi utilizado o microscópico binocular Leica, modelo EZ4, com zoom de 12,8 a 56x do Laboratório Palaios, no Instituto de Geociências da Universidade de Brasília.

Para o estudo da composição química qualitativa e as feições nas superfícies das partículas de ouro, foram aderidas as partículas de ouro sobre uma fita de carbono em uma lâmina e depois metalizadas com carbono. As análises foram efetuadas no Laboratório Geocrono, em Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV) com sistema de dispersão de energia acoplado (EDS), no Instituto de Geociências da Universidade de Brasília, utilizando o equipamento FEI QUANTA 450 e EDS da EDAX, feixe de elétrons com resolução nominal de 0,0035μm, regulável para tensões de 15 ou 20 kV, vácuo da análise de 10⁻⁴ Pa e vácuo da metalização de 10⁻⁵ bar. O tempo de contagem do EDS foi de 100 s por análise.

VI. GEOLOGIA/ METALOGÊNESE

I. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

A Província Tocantins está localizada entre o Cráton Amazônico, a oeste, o Cráton São Francisco, a leste, Bacia do Paraná, a sul, e a Bacia Parnaíba, a nordeste (Almeida *et al.* 1977). As ocorrências de vários ciclos orogênicos no Neoproterozóico foram responsáveis pela formação de faixas móveis dentro desta Província (Pimentel *et al.* 1999).

As unidades geotectônicas que compõem a Província Tocantins são: Maciço de Goiás, Arco Magmático de Goiás, Faixas de Dobramento Paraguai e Araguaia, e Faixa Brasília, dividida em zona Interna e zona Externa (Pimentel *et al.* 2004; Fuck *et al.* 2014) (Figura 2.1). As áreas de trabalho estão situadas sobre Arco Magmático de Goiás e Maciço de Goiás onde está inserida a Área 1 e a Zona Externa da Faixa Brasília onde está localizada a Área II.

O Maciço de Goiás é composto por terrenos granito-*greenstone* arqueanos, ortognaisses paleoproterozóicos, cobertos por sequências metassedimentares dobradas, complexos máfica-ultramáficos (Barro Alto, Niquelândia e Cana Brava) em sequências vulcano-sedimentares (Juscelândia, Palmeirópolis, Indianópolis) mesoproterozóicas e neoproterozóicas (Pimentel *et al.* 2004; Fuck *et al.* 2014).

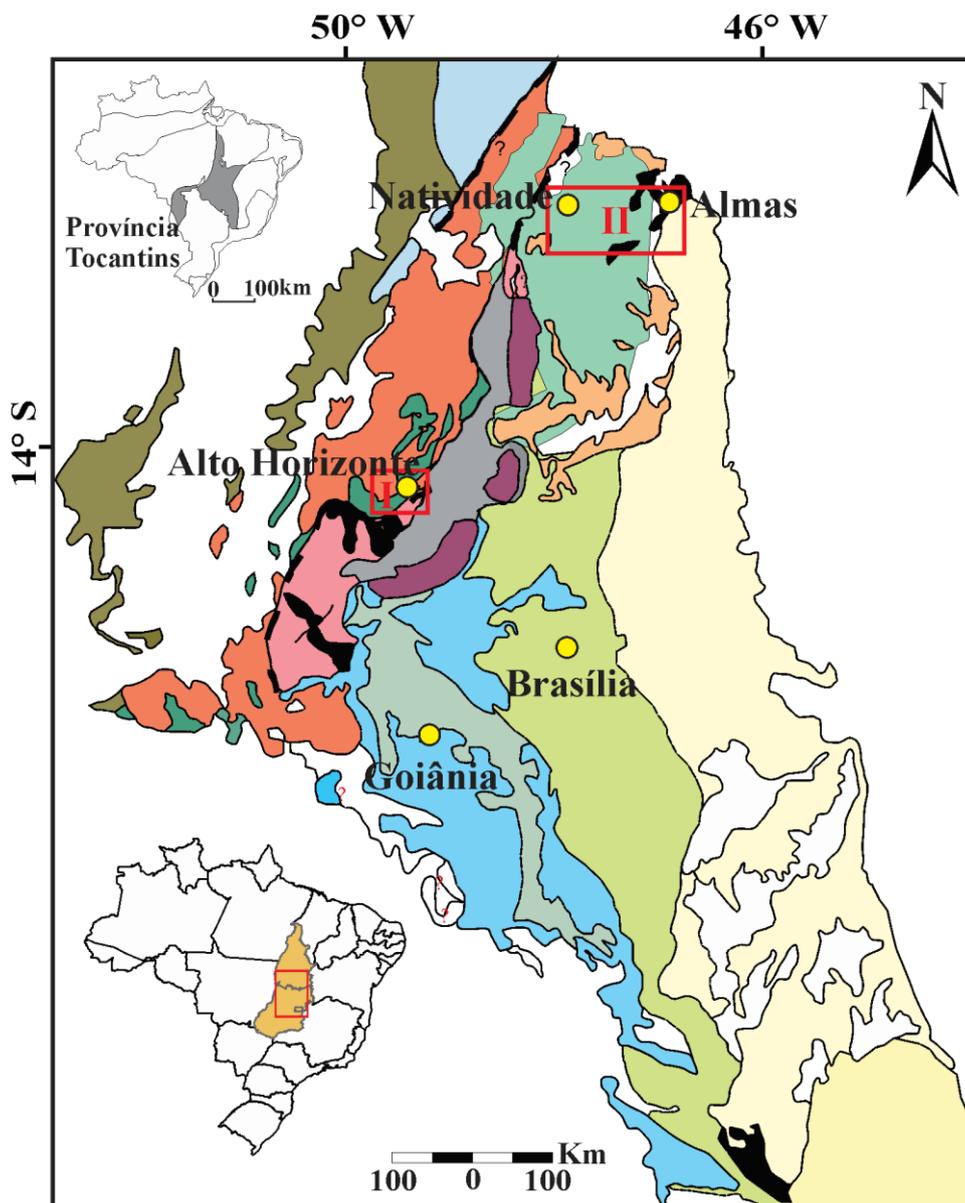
O Arco Magmático de Goiás é constituído pelos Arcos neoproterozóicos de Arenópolis e Mara Rosa (Pimentel *et al.* 1997, 2000 e 2004), representados por rochas metaplutônicas dioríticas e graníticas expostas entre as estreitas faixas das sequências meta-vulcano-sedimentares

O Arco de Arenópolis é representado por ortognaisses cálcicos a cálcio-alcalinos (dos gnaisses de Arenópolis, Sanclerlândia, Matrinxã, Firminópolis, Turvânia, e o granitóide de Choupana e Mara Rosa), granitos miloníticos (dos granitos Macacos, Serra do Tatu e de Mina de Posse no Arco de Mara Rosa) e sequências vulcanossedimentares (sequências de Bom Jardim de Goiás, Arenópolis, Iporá, Amarinópolis, Jaupaci, Anicuns-Itaberaí no Arco Arenópolis, Mara Rosa e Terezinha no Arco de Mara Rosa) (Pimentel *et al.* 2000 e 2004).

O Arco de Mara Rosa é representado por ortognaisses (o gnaisse Mara Rosa), granitos miloníticos (o granito de Mina de Posse) e sequências vulcano-sedimentares (sequências Mara Rosa e Santa Terezinha) (Pimentel *et al.* 2000 e 2004).

Na porção central da Província está a Faixa Brasília, um cinturão de dobramentos de idade neoproterozóica, compartimentada em zona externa e zona interna (Fuck, 1994; Fuck *et al.* 1994). A zona externa é composta por terreno granito-*greenstone* paleoproterozóico (porções englobadas nos blocos crustais), rochas sedimentares de margem passiva neo-mesoproterozóicas (das

formações Andrelândia, Canastra, Vazante, Ibiá), deformadas sob metamorfismo de fácies xisto verde de baixo grau, sequências metassedimentares (grupos Paranoá e Canastra) do paleo-mesoproterozóico, incluindo sequências vulcano-sedimentares (Dardenne, 2000; Pimentel *et al.* 2000; Valeriano *et al.* 2004; Fuck *et al.* 2014). A zona interna da Faixa Brasília é representada por granulitos e ortognaisses (núcleo metamórfico dos complexos Anápolis-Itaçu), que estão separados por sequências de falhas das rochas metassedimentares (do Grupo Araxá, incluindo mélanges ofiolítica e rochas metabásicas) (Fuck *et al.* 2014).



LEGENDA

- Áreas de Estudo

- Cobertura Fanerozoica

- Faixa Paraguai-Araguaia**
- Seqüências Dobradas
- Embasamento ?
- Arco Magmático**
- Seqüências Vulcanossedimentares
- Ortognaisses
- Maçõ de Goiás**
- Cobertura Dobrada
- Complexos Básicos e Ultrabásicos
- Seqüências Vulcanossedimentares
- Ortognaisses/Greenstone Belts

- Faixa Brasília**
- Zona externa*
- Seqüência de Margem Passiva - Neoproterozóica
- Seqüência Paleo-Mesoproterozóica
- Ortognaisses/Greenstone Belts
- Zona interna*
- Mélange Ofiolítica e outras seqüências
- Inlier (Granulitos e Ortognaisses)

- Cráton do São Francisco**
- Coberturas
- Embasamentos

Figura 2.1: Mapa geológico simplificado da Província Tocantins. Modificado de Pimentel *et al.* 2004. I – Área I, II – Área II.

II. CONTEXTO GEOTECTÔNICO

As principais unidades geotectônicas que abrangem a área de trabalho são o Arco Magmático de Goiás, o Maciço de Goiás e as rochas da zona externa da Faixa Brasília.

O Arco Magmático de Goiás, Neoproterozóico, é composto por arcos juvenis referidos como Arcos de Arenópolis e Mara Rosa (Pimentel *et al.* 1997, 2000 e 2004) onde está localizada a Área I. Este Arco encontra-se limitado pela Falha Rio dos Bois e pelo Lineamento Transbrasiliano, na porção leste e oeste desta unidade, respectivamente.

Pimentel *et al.* (2000, 2004 e 2011) afirmam, por meio de dados de geocronologia isotópica, que os arcos de ilhas juvenis desenvolveram-se em torno de 900 – 600 Ma, como resultado do fechamento do oceano, seguido da colisão entre os Crátons Amazônico e São Francisco, durante a Orogenia Brasileira. Cordani *et al.* (2013) demonstraram evidencia deste fechamento por meio da composição cálcio-alcálica de algumas rochas que indicam processo de margem ativa.

O Arco Magmático de Mara Rosa apresenta um sistema regional de zonas de cisalhamento e falhas de empurrão de corresponde às falhas Rios dos Bois, com direção preferencial NE e transporte para W, que indicam transporte para leste (D’el Rey Silva *et al.* 2008). Este transporte seria responsável pela justaposição do bloco neoproterozóico aos terrenos granito-*greenstone* arqueanos, Maciço de Goiás, e à sequência de rochas metassedimentares paleoproterozóicas da Sequência Campinorte (Cordeiro *et al.* 2014). Além de um sistema espaçado de zonas de cisalhamento transcorrente dextral com orientação NNE. Ambos são cortados por falhas de cisalhamento orientadas NW.

O Maciço de Goiás é composto por terrenos granito-*greenstones* arqueanos que constituem o embasamento cristalino da Faixa Brasília (Cordeiro *et al.* 2014). No ciclo orogênico Brasileiro o Maciço de Goiás era basicamente um bloco alóctone que acabou fazendo parte do evento de fechamento dos Crátons Amazônico e São Francisco (Padilha *et al.* 2013).

A evolução geotectônica da zona externa da Faixa Brasília de idade neoproterozóica, compreende um cinturão de dobras e empurrões, com predomínio de foliação Sp, de médio a baixo grau de metamorfismo, que ocorre na borda ocidental do Cráton do São Francisco (Uhlein *et al.* 2012). Segundo Pimentel *et al.* (2001) essa zona está estruturada em direção NW, onde aflora o embasamento retrabalhado e uma cobertura paleoproterozóica, pertencente ao Grupo Araí. As falhas reversas e empurrões tem o transporte para sudeste em direção ao Cráton do São Francisco, enquanto as falhas e zonas de cisalhamento transcorrente para NW em direção ao Lineamento Transbrasiliano (Uhlein *et al.* 2012). Valeriano *et al.* (2004) mostram que a deformação

transpressiva com *thrusts* oblíquos está em transição para zonas de cisalhamento transcorrentes dextrais. Segundo Moura *et al.* (2008) a idade da deformação da zona externa da Faixa Brasília é de 560 a 540 Ma.

III. LITOESTRATIGRAFIA

Na Área I são encontradas as rochas do Arco Magmático de Mara Rosa, representadas por ortognaisses tonalíticos a dioríticos, intercalados com faixas estreitas e anastomosadas de sequência vulcanossedimentar com direção NE e mergulho para NW (Arantes *et al.* 1991; Pimentel *et al.* 1997).

De acordo com Fuck *et al.* (2006), descrevem as unidades litoestratigráficas da porção sul do Arco Magmático de Mara Rosa expostas são rochas dos complexos arqueano Hidrolina, Anta, Serra Santa, da sequência vulcanosedimentar Campinorte, de idade Paleoproterozóica, do Grupo Serra da Mesa e do Complexo Uruaçu.

As unidades arqueanas do Arco Mara Rosa são representadas por rochas do Complexo Hidrolina, composta por leucognaisses granodioríticos e granodioritos pouco deformados, o Complexo da Anta composto por ortognaisses de composição tonalítica e grano diorítica e pelas rochas metaultramáficas e intercalações de metassedimentares de origem química da Formação Córrego do Alagadinho e o Complexo Serra composta por biotita gnaisse bandado (Fuck *et al.* (2006).

Segundo Kuyumjian *et al.* (2004) a unidade Paleoproterozóica é composta pela a sequência metavulcanossedimentares Campinorte, que é representada por metapsamitos, metapelitos, rochas metassedimentares químicas e rochas metavulcânicas ácidas a intermediárias. Os litotipos vulcânicos são representados por rochas piroclásticas ácidas, riolitos e riolacitos porfiríticos, onde ocorre também intercalações de metaultramáficas e anfíbolito subordinadas.

Giustina *et al.* (2009) destacou na unidade sequência Campinorte uma variação de rochas plutônicas ácidas, pertencentes à suíte Pau de mel (milonito granítico Mundinho e o gnaisse tonalítico Pau de Mel).

O Grupo Serra da Mesa é composto por rochas metassedimentares psamo-pelíticas, subordinados às rochas metamargas e metacalcários dolomíticos, porém o posicionamento desta unidade é controverso, as rochas desta unidade permitem que sejam correlacionadas ao Grupo Araí (Pimentel e Fuck, 1992).

O complexo Granulítico Uruaçu é representado por gnaisse (paraderivados e ortoderivados), com metamorfismo das fácies anfíbolito a granulito (Larceda Filho *et al.* 1999).

A Área II situa-se na zona externa da Faixa Brasília, as unidades litoestratigráficas compreendem uma espessa sequência de unidades metassedimentares e metavulcanossedimentares do Mesoproterozoico ao Paleoproterozoico, a leste, e porções do embasamento Arqueano-Paleoproterozóico aflorantes entre sequências metassedimentares dobradas a norte (Uhlein *et al.* 2012; Fuck *et al.* 2014). As unidades da zona externa da Faixa Brasília compreendem as rochas metassedimentares dos grupos Araí, Paranoá, Canastra, Bambuí e Natividade (Fuck, 1994).

O Grupo Araí é constituído por quartzitos e metavulcânicas e por uma sequência pelitocarbonática (Schobbenhaus, 1993; Dardenne, 1981; 2000). O Grupo Paranoá é composto por uma sequência psamítica-pelítica, pelítica-carbonática (Dardenne, 1981; Schobbenhaus, 1993; Faria 1995). O Grupo Canastra é equivalente lateral do Grupo Paranoá, porém mais metamórfico (Campos Neto 1979; Dardenne, 1981; Faria 1995). O Grupo Bambuí, representadas por metassiltitos, mármore e ardósias e, de forma subsidiária, rochas atribuídas ao Grupo Paranoá (quartzitos) e do embasamento.

O Grupo Natividade é representado por metadolomitos, metassiltitos, quartzitos intercalados com metaconglomerados, metadolomitos intercalados com metacalcários cinza, metassiltitos com lentes de metadolomitos, quartzitos, metassiltitos esverdeados e metadolomitos, quartzitos e metassiltitos laminados e dobrados e metassiltitos (Dardenne e Saboia, 2007). Estes grupos recobrem o embasamento ortognáissico paleoproterozóico (Uhlein *et al.* 2012)

IV. GEOLOGIA LOCAL

A principais unidades estratigráficas que compõem o arcabouço geológico das áreas de pesquisa são:

Na Área I, numa síntese da geologia da região, há exposição de rochas granito-gnáissicas do Complexo Hidrolina, sequências metassedimentares do grupo Serra da Mesa e rochas metaplutônicas e sequências metavulcanossedimentares do Arco Magmático de Mara Rosa. A falha do Rio dos Bois, de direção preferencial NE, exerce controle estrutural e separa a sequência metavulcanosedimentar Campinorte do Arco Magmático de Mara Rosa (Kuyumjian *et al.* .2004) (Figura 2.2).

Segundo Oliveira *et al.* (2006) a sequência vulcanosedimentares Mara Rosa é composta por rochas metassedimentares psamo-pelítica e metavulcânicas básicas e ortognáisses tonalíticos cálcio-alcalina), enquanto que a sequência vulcanosedimentar Santa Terezinha é representada por

anfíbolitos, metavulcânicas ácidas e anfíbolio xisto, clorita-muscovita xisto, xisto rico em cianita e cianitito). A sequência vulcanosedimentar Campinorte compreende rochas metapsamitos, metapelitos, rochas metassedimentares e metavulcânicas ácidas a intermediárias, com intrusões graníticas peraluminosas, deformadas e metamorfizadas das fácies xisto verde e anfíbolito, pertencentes à suíte plutônica Pau de Mel (milonito granítico Mundinho e o gnaiss tonalítico Pau de Mel).

O Grupo Serra da Mesa é composto por rochas metassedimentares metamargas, metacalcários dolomíticos e psamo-pelíticas (quartzitos, quartzo-xisto e clorita-muscovita quartzo xisto, magnetita-clorita-muscovita xisto e granada-clorita-muscovita xisto) (Pimentel e Fuck, 1992).

Na Área II encontram-se rochas da zona externa da Faixa Brasília (Dardene, 2000), cuja região tem embasamento síalico conhecido como o terreno granito-*greenstone* do Tocantins ou Bloco Cavalcante-Natividade de idade paleoproterozóico (Cruz e Kuyumjian, 1999; Kuyumjian *et al.* 2012; Fuck *et al.* 2014). Os terrenos paleoproterozóicos Almas-Natividade são compostos por sequências metavulcanossedimentares e complexos granito-gnáissicos (Pimentel *et al.* 2000, 2004; Kuyumjian *et al.* 2012). Dados geocronológicos recentes, utilizando o método U-Pb em zircão, comprovam que as rochas do complexo são de idade paleoproterozóica (Fuck *et al.* 2014) (Figura 2.2).

A sequência metavulcanossedimentar do Grupo Riachão do Ouro, é subdivida em Formação Córrego do Paiol que engloba rochas meta-ultrabásicas, metadacitos e metabasaltos. A Formação Morro do Carneiro é constituída por filitos sericíticos, localmente carbonosos com intercalações de rochas metavulcânicas félsicas, intermediárias e máficas, quartzitos, metaconglomerados e formação ferríferas bandada. As rochas do Grupo Natividade, Bambuí e Urucua recobrem o embasamento. (Costa, 1984; Cruz, 1993; Cruz e Kuyumjian, 1998, 1999; Kuyumjian *et al.* 2012).

Os complexos granito-gnáissicos associados a tipos TTG (tonalito, trondhjemitó, granodiorito), individualizados em duas suítes e caracterizados pelo tipo e abundância de minerais máficos, apresentam filiação cálcio-alcálica de baixo K ou K₂O (Sá, 1982; Cruz e Kuyumjian, 1998). A primeira suíte, que representa a unidade gnáissico-migmatítica, é composta por tonalito, trondhjemitó, granodiorito, quartzó monzodiorito e quartzó diorito rico em anfíbolio e com baixo Al₂O₃ e de origem mantélica. A segunda suíte representa a unidade ortognáissica-granítica caracterizada por tonalito, trondhjemitó, granodiorito e monzogranito pobres em minerais máficos, o mineral mais abundante é a biotita, com alto Al₂O₃, provavelmente derivada da fusão parcial de metabasaltos (Cruz e Kuyumjian, 1998).

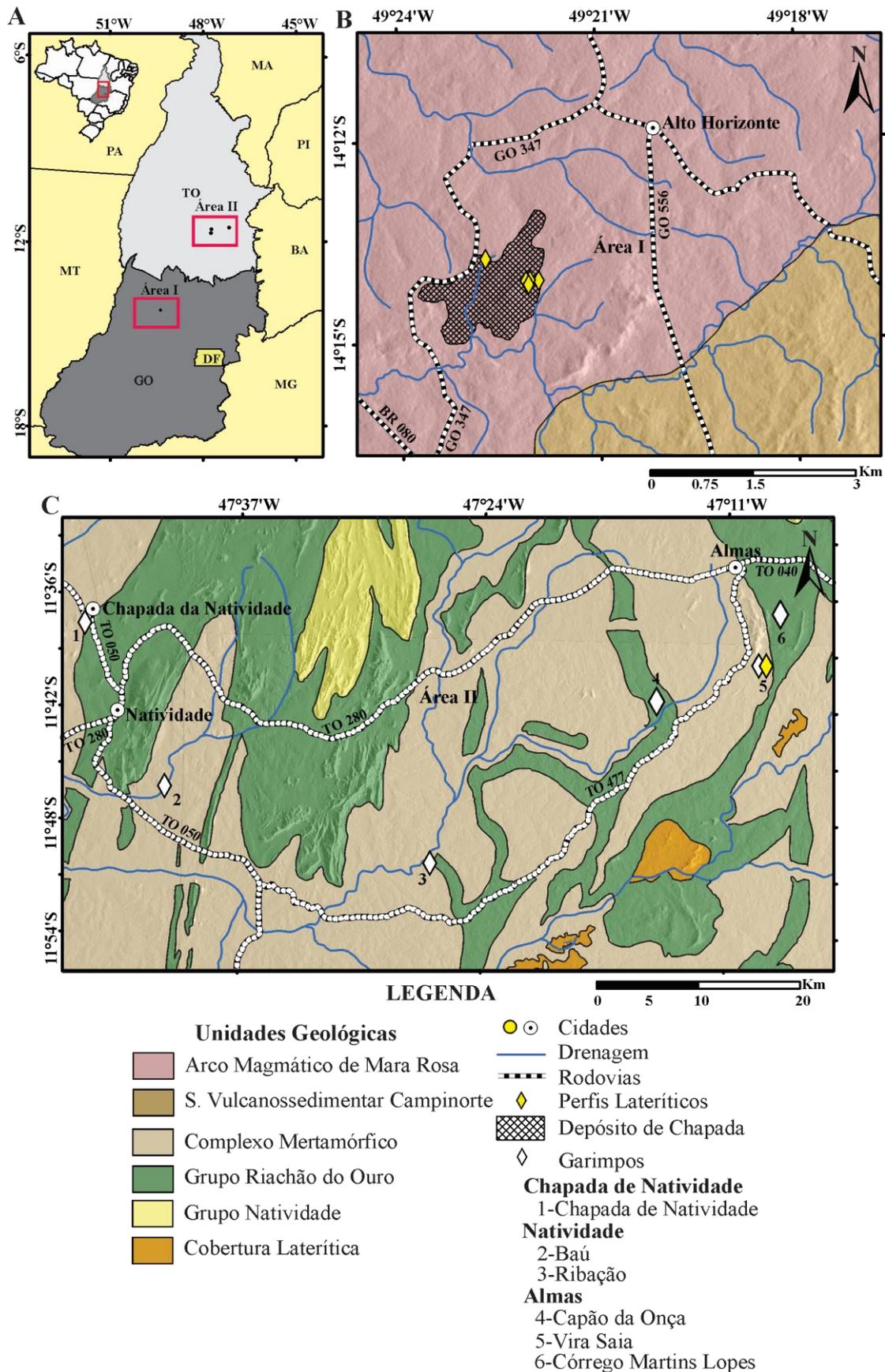


Figura 2.2: A) Mapa de localização das áreas de estudo; B) Mapa com representações das unidades geológicas de Alto Horizonte; C) Mapa geológico da região de Almas- Natividade e com os garimpos que são alvos de estudo.

V. MINERALIZAÇÕES AURÍFERAS NA ÁREA I E ÁREA II

Na Área I, a mineralização de ouro no depósito de Chapada está relacionada pela intensa alteração hidrotermal relacionada à falha do Rio dos Bois (Kuyumjian, 1991). Ocorrem lentes com sulfetos (pirita, calcopirita, pirrotita, bornita, calcocita, galena, esfalerita e traços de molibdenita), magnetita, hematita e raro Au livre (Richardson, 1986).

O início da formação do depósito estaria relacionado à interação da água do mar aquecida e os basaltos do Arco Magmático Mara Rosa. Posteriormente, fluidos hidrotermais associados às pequenas intrusões dioríticas cogenéticas lixiviaram elementos para a zona de mineralização hidrotermal. Por fim, os fluidos metamórficos, associados à orogênese brasileira, formaram os veios de quartzo mineralizados (Kuyumjian, 1995). Para Oliveira *et al.* (2000), a evolução dos depósitos de Cu-Au do Arco Magmático de Goiás está associada à evolução de um cinturão colisional semelhante ao postulado por Harris *et al.* (1986).

Adicionalmente, para Groves *et al.* (1998) a evolução compreende um modelo de depósito orogênico. A reserva indicada é de aproximadamente 280 Mt com teor de 0,38 % de Cu e 0,22 g/ton de Au (Ramos Filho *et al.* 2005).

Na Área II, as mineralizações de ouro nas regiões de Almas, Natividade e Chapada de Natividade estão relacionadas a alterações hidrotermais em zonas de cisalhamento associadas a metamorfismo em fácies xisto verde, originando depósitos auríferos do tipo orogênico (Kuyumjian *et al.* 2012).

O ouro desta área está hospedado em veios de quartzo (forma livre) ou incluso em sulfetos (arseniopirita, pirita, calcopirita e galena) nas zonas de alteração hidrotermal em granitoides do complexo granito-gnáissicos, metavulcânicas ácidas e intermediária, turmalina quartzito, metarenito argilo-ferruginoso, metaconglomerado, filito sericítico carbonoso, formações ferríferas bandadas e anfibolitos nos *greenstone* (Cruz e Kuyumjian, 1999; Alvarez, 2007). Nessas rochas, há enriquecimento variável de Au, Ag, As, B, Bi, Hg, Sb, Te, Se, W, Cu, Ni, Pb, Zn, K, Y, Zr, W, Mo, Nb, S e Sr em consequência da percolação do fluido mineralizante com encaixante que transporta o ouro na forma de complexo sulfatado (Kuyumjian *et al.* 2012).

Segundo Alvarez (2007), o controle das ocorrências de ouro nas regiões Almas, Natividade e Chapada de Natividade é exercido por dois fatores: estrutural e químico. A presença de clorita, sericita, carbonato e enxofre, é produto da alteração hidrotermal a que as rochas dos terrenos Almas-Natividade foram submetidas, da percolação de solução aquosa e carbônica e do transporte na forma de complexo de tiosulfato e deposição do ouro desempenhado pelo enxofre. As variações químicas ocorrem pela interação do fluido mineralizante com os diferentes tipos de

rochas encaixantes (anfíbolito, formação ferrífera bandada e complexos granitos-gnáissicos (Alvarez, 2007).

No garimpo Vira Saia, o ouro apresenta teores de 0,7g/t Au a 15g/t Au em protomilonitos, os milonitos com teores de 1,6g/t Au a 23g/t Au, os ultramilonitos os teores 2,3g/t Au a 57g/t Au e o solo apresentou teores superiores a 10ppm/Au (Martins-Ferreira, *et al.* 2017).

VI. MOBILIDADE DO OURO EM AMBIENTE SUPERGÊNICO

O ouro sob condições intempéricas é quimicamente imóvel, porém apresenta alguma mobilidade na presença de complexos aquosos inorgânicos e orgânicos. A mobilidade do ouro em solução depende da textura, estrutura, permeabilidade, porosidade, fraturamento, composição química e mineral da rocha e, quando em solução, depende do pH e potencial de oxidação (Eh) e do tipo dos complexos. A salinidade, pH e Eh são os fatores principais para a especiação e a solubilidade do ouro (Butt, 1988; Bowel *et al.* 1991; Macdonald, 2007).

O ouro, quando na forma de complexos inorgânicos e orgânicos adquire mobilidade, podendo ser representado nos três principais tipos a seguir: tiosulfatos gerados pela oxidação do sulfeto sob condições neutras a alcalinas; haletos formados por solução oxidativa do ouro sob condições salinas e ácidas; orgânicos formados pela interação do ouro com matéria orgânica em condições oxidantes (Tabela 1.1) (Butt, 1989; Larizzatti, 2002).

Segundo Mann (1984), são necessários entre 400 e 800g de CaCO_3 para que cada grama de FeS_2 consiga manter as condições alcalinas e produzir tiosulfato em condições redutoras. Para Freyssinet *et al.* 2005, a oxidação de sulfetos em depósitos de ouro primário forma $\text{S}_2\text{O}_3^{2-}$ e mobiliza o ouro como $\text{Au}(\text{S}_2\text{O}_3)$ se o pH for neutro a fracamente alcalino e oxidação baixa. Durante este processo, o ouro é mobilizado e disperso, ocasionando a formação de depósito supergênico de ouro (Larizzatti, 2002).

Em ambientes semiárido e árido, como no sul do Cráton Yilgarn, Austrália, a água subterrânea é hipersalina, ácida e oxidante e o transporte do ouro é feito por cloretos, principalmente por AuCl_4 . O Au é facilmente reduzido, formando pepitas, quando existe a precipitação de AuCl_2 sob condições redutoras na presença de ferro ferroso (Mann, 1984; Gammons *et al.* 1997; Freyssinet *et al.* 2005; Macdonald, 2007; Williams-Jones *et al.* 2009).

Em ambientes tropicais e equatoriais, onde o solo tem grande quantidade de compostos orgânicos, a mobilização do ouro é feita por ácidos orgânicos (ácidos húmicos e fúlvicos) (Freise, 1931; Fetzer, 1946; Baker, 1978; Boyle *et al.* 1975; Varshal *et al.* 1989; Colin e Vieillard, 1991; Bowell *et al.* 1992; Williams-Jones *et al.* 2009). Neste caso, o transporte é aquoso, o que contribui

para a mineralização em paleoaluviões e elúvios (Freise, 1931, Machesky *et al.* 1992). Os ácidos húmicos e fúlvicos são responsáveis pela dissolução do ouro em solução e precipitação na forma de colóides. O ácido húmico é moderadamente solúvel, mas em águas ácidas tem baixa solubilidade, desempenhando papel insignificante na dissolução do ouro. O ácido fúlvico é muito solúvel e quimicamente mais reativo na água do solo (Bowell, 1991).

Além desses complexos, existem outros responsáveis pela mobilidade do ouro em diferentes ambientes supergênicos, a saber: em condições menos oxidantes e ácidas forma-se $\text{AuOH}(\text{H}_2\text{O})$ (Mann, 1984; Macdonald, 2007), enquanto o $\text{Au}(\text{HS})_2$ é formado em condições redutoras (Freyssinet *et al.* 2005). Segundo Kolotov *et al.* (1980), os colóides orgânicos de ouro são carregados negativamente; nessa situação podem ser móveis nos solos e sua precipitação ocorre quando o colóide encontra minerais com carga positiva, como óxidos de ferro. Entretanto, é difícil identificar a ocorrência natural de colóide de ouro, devido às baixas concentrações de ouro. Com isso, Gray (1997) sugere que a mobilidade de ouro em solos depende da presença de matéria orgânica (Tabela 1.1).

Tabela 1.1: Origem e solubilidade de complexos que mobilizam o ouro.

COMPLEXO	POSSÍVEL ORIGEM	INTERVALO DE SOLUBILIDADE
$\text{Au}(\text{OH})_2^-$	Dissolução oxidativa de ouro sob condições alcalinas	Oxidação com $\text{pH} > 8$
AuCl_2^- ou AuCl_4^-	Dissolução oxidativa de ouro sob condições salinas e ácidas	Oxidado/ Salinas/Ácidas
$\text{Au}(\text{HS})_2^-$	Dissolução de ouro por solução redutora durante alteração supergênica.	Redutor/Neutra $\text{Eh} < 0.1 \text{ V}$, $\text{pH} 6-9$, enxofre total > 0.02
$\text{Au}(\text{S}_2\text{O}_3)_2^{3-}$	Alteração do ouro/pirita em condições neutro a alcalina	Alcalina a ligeiramente ácida
Au - Matéria Orgânica	Interação das fases orgânicas com ouro	Não determinada
Ouro Coloidal	Redução de ouro por matéria orgânica	Não determinada

VII. MORFOLOGIA DAS PARTÍCULAS DE OURO

Segundo Blatt *et al.* (1982), para identificar a morfologia e tamanho das partículas de ouro, é preciso utilizar critérios que descrevam de maneira precisa a forma do grão, principalmente quando este é irregular (Tabela 2.1). Para Freyssinet *et al.* (1988), a classificação das partículas de ouro tem base na origem da amostra nos horizontes do perfil laterítico e na morfologia, tipo de contorno, tipo de face, brilho e grau de corrosão (Tabela 2.2).

Tabela 2.1: Critérios utilizados para classificação morfológica e tamanho das partículas de ouro, modificado de Blatt *et al.* (1982).

FORMA	Irregular: agregados irregulares Poligonal: agregados com grânulos facetados Estelar: grãos irregulares com três dimensões de ramificações Dendrítica: agregados irregulares com padrão arborescente
ARESTAS	Nítidas Pouco arredondadas Arredondadas Muito arredondadas
CONTORNO	Serrilhado: o contorno externo é composto por “dentes” Poligonal: assemelha-se a um polígono
COMPRIMENTO	É a medida do maior eixo do cristal em micrômetros (μm)
LARGURA	É a medida do menor eixo em micrômetros (μm)
TAMANHO	É obtido com a raiz quadrada do produto do comprimento e largura

Tabela 2.2: Caracterização morfológica de partículas de ouro, modificado de Freyssinet *et al.* (1988).

ORIGEM	Rocha-mãe	Saprólito	Mosqueado	Crosta laterítica	
FORMA	Poligonal	Alongado	Oval	Esférico	Estelar
FACE	xenomórfico, automórfico, arredondado, com depressões				
CONTORNO	regular, irregular, serrilhado				
GRAU DE CORROSÃO	nulo, médio, alto				
BRILHO	pouco brilho, alto brilho				

Vários são estudos da morfologia das partículas de ouro em diversas regiões, com a finalidade de caracterizá-la em diferentes horizontes do perfil laterítico. Segundo Davies *et al.* (1988), na África, no Distrito Lake Sanfon, norte da Serra Leoa, as partículas de ouro secundárias provenientes dos perfis lateríticos e sedimentos de corrente são preferencialmente homogêneas, arredondadas, têm bordas irregulares e teor de 3 a 7 wt.% Ag e alta pureza >900. Colin *et al.* (1989) relatam que as partículas de ouro no perfil laterítico de Dondo Mobi, no Gabão, têm formas irregulares a arredondadas, há marcas de corrosão e junções de partículas e os tamanhos aumentam em direção ao topo do perfil laterítico. Ao longo do perfil, o teor de ouro é de $0,45\text{g/m}^3$ no saprólito, $0,16\text{g/m}^3$ no horizonte pisolítico e alcança até $1,42\text{g/m}^3$ no solo. Para Howell (1992), no saprólito de Shanti, em Gana, as partículas de ouro são arredondadas, irregulares, dendríticas e alongadas,

há marcas de dissolução, mas sem zoneamento químico, e o teor de ouro varia de 87% a 95% e o de Ag de 5% a 12%.

Santosh *et al.* (1992), indicam que as partículas de ouro de aluvião no Vale Nilambur de Wayanad, na Índia, são arredondadas, botróidais e ovóides, têm superfícies lisas ou com estrias, alta pureza e incrustação de material ferruginoso, com o teor de $0,1 \text{ g/m}^3 \text{ Au}$. Os autores atribuem a variação morfológica das partículas à dissolução, remobilização e precipitação do ouro provocada pelos complexos orgânicos e inorgânicos.

Oliveira & Oliveira (2000) identificaram no gossans em São Bartolomeu, em Goiás, partículas de ouro primárias com marcas de corrosão. As partículas são xenomórficas, ovóides, esféricas e alongadas, com contornos regulares e superfícies suaves e com estrias, apresentando alto conteúdo de Ag no perfil laterítico. No entanto, o ouro secundário é de alta pureza e forma agregados pseudo-hexagonais. Larrizati (2002,2008) descreve partículas xenomórficas, geralmente de forma irregular ou poligonal, com faces lisas e arestas nítidas e aumento de pureza para a borda em perfis lateríticos em Maués, Amazonas.

No centro-oeste do Brasil, Michel (1987) relata três tipos de partículas de ouro secundária: filiforme com acreção de estrias, euédrica e *fluffy look* na região de Cuiabá, Mato Grosso. Para Porto & Hale (1996), no depósito em Posse, Goiás, as partículas de ouro primário têm superfícies ásperas e formas irregulares, entretanto, o ouro secundário tem superfícies suaves, forma regular, ausência de cavidades e a distribuição regular de Ag.

CAPÍTULO II

GEOQUÍMICA DE PERFIS LATERÍTICOS E MORFOLOGIA DO OURO EM ALTO HORIZONTE (GO) E ALMAS -NATIVIDADE (TO)

Lima, R.S.; Horbe, A.M.C.; Martins-Ferreira, M.A.C. ¹

Universidade de Brasília

1. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Campus Universitário Darcy Ribeiro, Asa Norte.

CEP 70.910-900, Brasília - DF - Brasil.

(lima.rafael@outlook.com.br ; ahorbe@unb.br; marcoc@unb.br)

RESUMO: Em condições imtempéricas/lateríticas, o ouro apresenta mobilidade na presença de complexos inorgânicos e orgânicos. Isso muda composição química e a morfologia das partículas de ouro nos horizontes do perfil laterítico em relação a rocha-mãe. Com o objetivo de estudar o comportamento geoquímico do ouro e de outros elementos químicos em perfis lateríticos e avaliar o grau de modificação das partículas sob essas condições, foi selecionada a região de Alto Horizonte (GO) e Almas - Natividade (TO), situada no Arco Magmático de Mara Rosa e na Zona Externa da Faixa Brasília. Nessas regiões, foram selecionados quatro perfis localizados na mina de Chapada em Alto Horizonte (GO) e um perfil na área de Vira Saia em Almas (TO). Além disso, na região de Almas-Natividades foram coletadas 19 partículas de ouro em Chapada de Natividade (mina da Engegold), 107 partículas no garimpo do Baú e 24 partículas no do Ribação ambos nas proximidades de Natividade (TO), 285 partículas no Capão da Onça, 3 partículas no de Vira Saia e 57 partículas no Córrego Martins Lopes em Almas (TO). O ouro está hospedado em veios de quartzo (forma livre) ou incluso em sulfetos, em granitóides, metavulcânicas ácidas e intermediária, turmalina quartzito, metarenito argilo-ferruginoso, metaconglomerado, filito sericítico carbonoso, formações ferríferas bandadas e anfibolitos nos terrenos *greenstone*. Nos perfis do depósito de Chapada, as concentrações de Zn, Ni, Sr, Y, Zr e La diminuíram em relação à rocha a partir da qual se desenvolveu o perfil. No perfil de Vira Saia, o Ba como o elemento traço mais abundante, Cu e Zn aumentaram, enquanto Au, Ag, Bi, Ca, K, La, Mo, Na, Ni, Li, Pb, Sb, Sc, Sr, V, Zr e Y diminuíram. A geoquímica dos perfis do depósito da Chapada e do Vira Saia apresentam algumas similaridades quando comparados em relação à rocha a partir da qual se desenvolveu o perfil, este composto por saprólito, mosqueado, horizonte pisolítico, crosta e solo. As morfologias das partículas de ouro independem dos locais e dos horizontes dos perfis, apesar de refletirem processos de dissolução, corrosão e transportes. Entretanto, as composições químicas das partículas de ouro que contêm Ag, Cd, Cu, Fe, Os, Pb,

Pt e Zn estão associadas aos complexos granito-gnáissicos e às faixas do *greenstone* em ambiente de arco de ilha.

Palavras-chave: Ouro, geoquímica e perfil laterítico.

1. INTRODUÇÃO

Os perfis lateríticos são originados a partir de rochas que passam por intensa ação do intemperismo, sob condições tropicais. No perfil laterítico, há ampla variação na composição mineralógica em seus horizontes, resultando na formação de depósitos de origem supergênica (Al, Fe, caulim, Ni, Mn, Au, Pt, Ti, P) (Bardossy, 1982; Valetton 1972; Aleva, 1981; Costa 1991; Melfi 1994). A mobilidade geoquímica dos elementos no processo de formação de perfil laterítico reflete as condições ambientais de exposição e a composição química da rocha, o comportamento dos elementos e compostos químicos apresenta uma variação de padrão nos horizontes da base para topo, quando comparado com a rocha-mãe (Costa, 2007).

Na base do perfil, concentram-se os teores de Ba, ETR, Co, Cu, Mn, Mo, Ni e Sr associados aos óxi-hidróxidos Fe e Al, argilominerais 2:1. Nas zonas de transição, ocorre o aumento dos teores de Au e de V, Mo, As, Hg, Cu, Ni, Cr e Mn em goethita e hematita, por fim, na crosta laterítica e latossolo ocorre aumento nos teores de P, Sr, Ba, ETR, Y, Sc, U aos fostatos e também associados a goethita e hematita e Al associado a gibbsita e caulinita (Costa *et al.* 1997, Anand & Paine 2002; Costa, 2007). Este tipo de estudo tem grande relevância na compreensão da evolução do perfil laterítico de uma determinada área e pela facilidade em encontrar material geológico disponível, geralmente aflorante. Mas também por apresentarem grande potencialidade em depósitos supergênicos (Costa, 1991, 1993 e 1997).

O ouro, em ambientes supergênicos, apresenta mobilidade quando associado a alguns complexos orgânicos e inorgânicos (Mann, 1984; Butt & Smith, 1980; Butt, 1989). Este processo, ao interagir com a zona mineralizada, forma complexos que mobilizam o ouro: tiosulfatos gerados pela oxidação da pirita sob condições neutras a alcalinas; haletos formados por solução oxidativa do ouro sob condições salinas e ácidas; orgânicos formados pela interação do ouro com matéria orgânica em condições oxidantes. Os complexos, ao afetarem a mobilidade dos elementos, modificam a forma da partícula primária do ouro. Nos perfis lateríticos, as partículas de ouro apresentam feições de corrosão, incrustação de óxi-hidróxidos de Fe e Mn, diminuição de tamanho, aumento de pureza devido à dissolução preferencial da prata em relação ao ouro (autoeletrorefinamento) e formação de córtex de ouro puro nas bordas das partículas de ouro

primárias. Essas feições provocam aumento da concentração de ouro dissolvido nas águas e formação de halos de dispersão ao redor dos corpos mineralizados (Mann, 1984; Wilson, 1984; Freyssinet *et al.* 1987; Colin & Lecomte, 1988; Carvalho 1991; Larizzati, 2002).

Para simplificação, as duas áreas de estudos foram denominadas: Área I - Região de Alto Horizonte, onde está localizado o depósito Cu-Au de Chapada, a sudoeste do município de Alto Horizonte, na porção noroeste do estado de Goiás; Área II- Região Almas-Natividade, engloba os municípios Chapada de Natividade, Natividade e Almas, na porção sudeste do estado Tocantins.

Neste contexto, foi estudado o comportamento geoquímico do ouro e de outros elementos químicos em perfis lateríticos no depósito de Chapada, em Alto Horizonte-GO, e no garimpo Vira Saia, em Almas-TO, desenvolvidos em rochas do Arco Magmático de Mara Rosa e na Zona Externa da Faixa Brasília, com a finalidade de caracterizar e compreender a influência da lateritização na distribuição e dispersão do ouro nas duas regiões, no intuito de apresentar comparações e identificar características comuns e distintas entre eles.

Também foi caracterizada a morfologia utilizando os critérios de Blatt *et al.* (1982) e Freyssinet *et al.* (1988) e composição química das partículas de ouro de 6 garimpos: Chapada de Natividade, no município de Chapada de Natividade, Baú e Ribação em Natividade, Capão da Onça, Vira Saia e Córrego Martins Lopes em Almas-TO. Deste modo, analisar como o processo de intemperismo e lateritização desta região afetam a morfologia e química das partículas de ouro primárias e secundárias durante a dissolução, transporte e deposição nos seus respectivos horizontes de origem.

Com essas informações espera-se ampliar o conhecimento sobre a mobilidade do ouro durante a lateritização nas regiões estudadas, fornecer subsídios à evolução geoquímica da mineralização supergênica e ajudar no entendimento dos processos de dispersão das partículas de ouro nos horizontes do perfil laterítico.

2. MATERIAIS E MÉTODOS

Na Área I, o depósito de Chapada em Alto Horizonte, foram selecionados quatro perfis e analisados os seguintes horizontes: saprólito, mosqueado, horizonte desmantelado, crosta laterítica (Figura 1.2). Os dados geoquímicos das amostras dos horizontes dos perfis foram analisados por ICP-MS para leitura dos seguintes elementos: Au, Ag e Hg (em ppb), Al, Ca, Fe, Mg, Na, P, K, S e Ti (em %), As, B, Ba, Be, Bi, , Cd, Ce, Co, Cr, Cs,Cu, , Ga, Ge, Hg, Hf, In, , La, Li, , Mn, Mo,

Nb, Ni, , Pb, Pd, Pt, Rb, Re, Sb, Sc, Se, Sn, Sr, Ta, Te, Th, , Tl, U, V, W, Y, Zn e Zr (em ppm) realizado com abertura ácida com água régia 1:3 (HNO₃ e HCl) no ACMELab, Canadá.

Na Área II, o garimpo Vira Saia, foi selecionado um perfil composto pelos seguintes horizontes: saprólito e solo (Figura 1.2). O dado geoquímico do perfil foi analisado por ICP-MS para leitura dos seguintes elementos: Al, Fe, K, Mg, Na, P, S (em %), Au (em ppb), Ag, As, Ba, Be, Bi, Ca, Cd, Co, Cr, Cu, Hg, La, Li, Mn, Mo, Ni, Pb, Sb, Sc, Sn, Sr, Ti, V, W, Y, Zn e Zr (em ppm), realizado com abertura ácida com água régia 1:3 (HNO₃ e HCl) no SGS Geosol. Com esses dados geoquímicos disponíveis, foram analisados elementos comuns às duas áreas, descartando-se os elementos abaixo do limite de detecção para, assim, fazer correlação dos comportamentos dos elementos nos horizontes dos perfis lateríticos do depósito de Chapada e Vira Saia.

Além disso, também foram coletadas partículas de ouro para o estudo morfológico e a composição química, pelo método concentrado de batéia, nos seguintes garimpos e horizontes: 1) Chapada de Natividade (mina da Engegold) - 19 partículas de ouro no saprólito e uma amostra do veio com ouro; 2) Baú no colúvio - 107 partículas; 3) Ribação - 24 partículas no veio; 4) Capão da Onça - 285 partículas no aluvião; 5) Vira Saia - 3 partículas no veio e 6) Córrego Martins Lopes - 57 partículas no veio.

Para identificação da mineralogia dos perfis lateríticos foram analisados os difratogramas de raios-X. Para a análise morfológica foi utilizado o microscópio binocular e para o estudo da composição química qualitativa e as feições nas superfícies das partículas de ouro foi utilizado Microscópio Eletrônica de Varredura (MEV) com sistema de dispersão de energia acoplado (EDS), no Instituto de Geociências da Universidade de Brasília.

3. GEOLOGIA REGIONAL E LOCAL

As áreas I e II localizam-se na Província Tocantins entre o Cráton Amazônico, a oeste, o Cráton São Francisco, a leste, o Cráton Paranapanema, a sul, e entre a Bacia Paleozóica do Paraná, a sudoeste e a Bacia Parnaíba, a nordeste (Almeida *et al.* 1977) (Figura 1). As ocorrências de vários ciclos orogênicos no Neoproterozóico, foram responsáveis pela formação de faixas móveis dentro da Província Tocantins (Pimentel *et al.* 1999). Nessa província há ocorrências de ouro e outros tipos de depósitos em porções da Faixa Brasília, do Arco magmático e do Maciço de Goiás (Fuck *et al.* 1994; Araújo Filho & Kuyumjian, 1996) (Figura 1)

Neste artigo, a geologia regional apresentará o foco principal no Maciço de Goiás, o Arco Mágmatco de Goiás onde está inserida a Área I e a zona externa da Faixa Brasília em que se encontra a Área II.

O Maciço de Goiás é composto por terrenos granito-*greenstone* arqueanos, ortognaisses paleoproterozóico, cobertos por sequências metasedimentares dobradas, complexos máfica-ultramáficas (Barro Alto, Niquelândia e Cana Brava) em sequências vulcano-sedimentares (Juscelândia, Palmeirópolis, Indianópolis) mesoproterozóico e neoproterozóico (Pimentel et al. 2004; Fuck *et al.* 2014).

O Arco Magmático de Goiás é representado por rochas metaplutônicas dioríticas e graníticas expostas entre as estreitas faixas das sequências metavulcanosedimentares neoproterozóico, de arcos de ilhas juvenil referidos como Arcos de Arenópolis e Mara Rosa (Pimentel *et al.* 1997, 2000 e 2004).

O Arco de Arenópolis é representado por ortognaisses cálcicos a cálcio-alcalinos (dos gnaisses de Arenópolis, Sanclerlândia, Matrinxã, Firminópolis, Turvânia, e o granitóide de Choupana e Mara Rosa), granitos miloníticos (dos granitos Macacos, Serra do Tatu e de Mina de Posse no Arco de Mara Rosa) e sequências vulcano-sedimentares (sequências de Bom Jardim de Goiás, Arenópolis, Iporá, Amarinópolis, Jaupaci, Anicuns-Itaberaí no Arco Arenópolis, Mara Rosa e Terezinha no Arco de Mara Rosa) (Pimentel *et al.* 2000 e 2004).

O Arco de Mara Rosa é representado por ortognaisses (o gnaiss Mara Rosa), granitos miloníticos (o granito de Mina de Posse no Arco de Mara Rosa) e sequências vulcano-sedimentares (sequências Mara Rosa e Santa Terezinha) (Pimentel *et al.* 2000 e 2004).

A Faixa Brasília é um cinturão de dobramentos de idade neoproterozóica, compartimentada em zona externa e zona interna da Faixa Brasília (Fuck, 1994; Fuck *et al.* 1994). A zona externa é composta por terreno granito-*greenstone* paleoproterozóico (porções englobadas nos blocos crustais), rochas sedimentares margem passiva neo-mesoproterozóica (das formações Andrelândia, Canastra, Vazante, Ibiá), deformadas sob metamorfismo de fácies xisto verde de baixo grau, sequências metassedimentares (grupos Paranoá e Canastra) do paleo-mesoproterozóico, incluindo sequências vulcano-sedimentares (Dardenne, 2000; Pimentel *et al.* 2000; Valeriano *et al.* 2004; Fuck *et al.* 2014). A zona interna da Faixa Brasília é representada por granulitos e ortognaisses (núcleo metamórfico dos complexos Anápolis-Itaçu), separados por falhas das rochas metassedimentares (do Grupo Araxá, incluindo mélange ofiolítica e rochas metabásicas) (Fuck *et al.* 2014).

Na Área I encontram-se as rochas do Arco Magmático de Mara Rosa, representadas por ortognaisses tonalíticos a dioríticos, intercalados com faixas estreitas e anastomosadas de sequência vulcanossedimentar com direção NE e mergulho para NW (Arantes *et al.* 1991; Pimentel *et al.* 1997). Segundo Kuyumjian *et al.* (2004), numa síntese da geologia da região, há exposição de rochas granito-gnáissicas do Complexo Hidrolina, sequências metassedimentares do

grupo Serra da Mesa e rochas metaplutônicas e sequências metavulcanossedimentares do Arco Magmático de Mara Rosa. A falha do Rio dos Bois, de direção preferencial NE, exerce controle estrutural e separa a sequência metavulcanosedimentar Campinorte do Arco Magmático de Mara Rosa.

Para Oliveira *et al.* (2006) a sequência vulcano-sedimentares Mara Rosa é composta por rochas metassedimentares psamo-pelítica e metavulcânicas básicas e ortognaisses tonalíticos cálcio-alcalina), enquanto a sequência vulcano-sedimentar Santa Terezinha é representada por anfibólitos, metavulcânicas ácidas e anfibólio xisto, clorita-muscovita xisto, xisto rico em cianita e cianitito); a sequência vulcano-sedimentar Campinorte compreende rochas metapsamitos, metapelitos, rochas metassedimentares e metavulcânicas ácidas a intermediárias, com intrusões graníticas peraluminosas, deformadas e metamorfizadas das fácies xisto verde e anfibólito, pertencentes à suíte plutônica Pau-de-Mel (milonito granítico Mundinho e o gnaiss tonalítico Pau-de-Mel).

O Grupo Serra da Mesa é composto por rochas metassedimentares metamargas, metacalcários dolomíticos e psamo-pelíticas (quartzitos, quartzo-xisto e clorita-muscovita quartzo xisto, magnetita-clorita-muscovita xisto e granada-clorita-muscovita xisto) (Pimentel & Fuck, 1992).

Na Área II encontram-se rochas da zona externa da Faixa Brasília (Dardene, 2000), cuja região tem embasamento siálico conhecido como o terreno granito-*greenstone* do Tocantins ou Bloco Cavalcante-Natividade de idade paleoproterozóico (Cruz & Kuyumjian, 1999; Kuyumjian *et al.* 2012; Fuck *et al.* 2014). Os terrenos paleoproterozóicos Almas-Natividade são compostos por sequências metavulcanossedimentares e complexos granito-gnáissicos (Pimentel *et al.* 2000, 2004; Kuyumjian *et al.* 2012)

A sequências metavulcanossedimentares do Grupo Riachão do Ouro, é subdivido em Formação Córrego do Paiol que engloba rochas meta-ultrabásicas, metadacitos e metabasaltos. A Formação Morro do Carneiro constituída por filitos sericíticos, localmente carbonosos com intercalações de rochas metavulcânicas félsicas, intermediárias e máficas, quartzitos, metaconglomerados e formação ferríferas bandada. As rochas do Grupo Natividade, Bambuí e Urucua recobrem o embasamento. (Costa, 1984; Cruz, 1993; Cruz & Kuyumjian, 1998, 1999; Kuyumjian *et al.* 2012).

Os complexos granito-gnáissicos associados a tipos TTG (tonalito, trondhjemitó, granodiorito), individualizados em duas suítes e caracterizados pelo tipo e abundância de minerais máficos, apresentam filiação cálcio-alcalina de baixo K ou K₂O (Sá, 1982; Cruz & Kuyumjian, 1998). A primeira suíte, que representa a unidade gnáissico-migmatítica, é composta por tonalito,

trondhjemitó, granodiorito, quartzo monzodiorito e quartzo diorito rico em anfíbólio e com baixo Al_2O_3 e de origem mantélica. A segunda suíte representa a unidade ortognáissica-granítica caracterizada por tonalito, trondhjemitó, granodiorito e monzogranito pobres em minerais máficos, o mineral mais abundante é a biotita, com alto Al_2O_3 , provavelmente derivada da fusão parcial de metabasaltos (Cruz & Kuyumjian, 1998).

As mineralizações de ouro nas duas áreas estão relacionadas a alterações hidrotermais em zonas de cisalhamento associadas a metamorfismo em fácies xisto verde a anfibólito. O ouro está hospedado em veios de quartzo (forma livre) ou incluso em sulfetos nas zonas de alteração hidrotermal em granitóides do complexo granito-gnáissicos, metavulcânicas ácidas e intermediárias, turmalina quartzito, metarenito argilo- ferruginoso, metaconglomerado, filito sericítico carbonoso, formações ferríferas bandadas e anfibólitos nos *greenstone* (Kuyumjian, 1995; Cruz & Kuyumjian, 1999; Richardson, 1986; Alvarez, 2007; Kuyumjian *et al.* 2012, Oliveira *et al.* 2012). Nessas rochas, há enriquecimento variável de Au, Ag, As, B, Bi, Hg, Sb, Te, Se, W, Cu, Ni, Pb, Zn, K, Y, Zr, W, Mo, Nb, S e Sr em consequência da percolação do fluido mineralizante com encaixante que transporta o ouro na forma de complexo sulfatado (Kuyumjian *et al.* 2012).

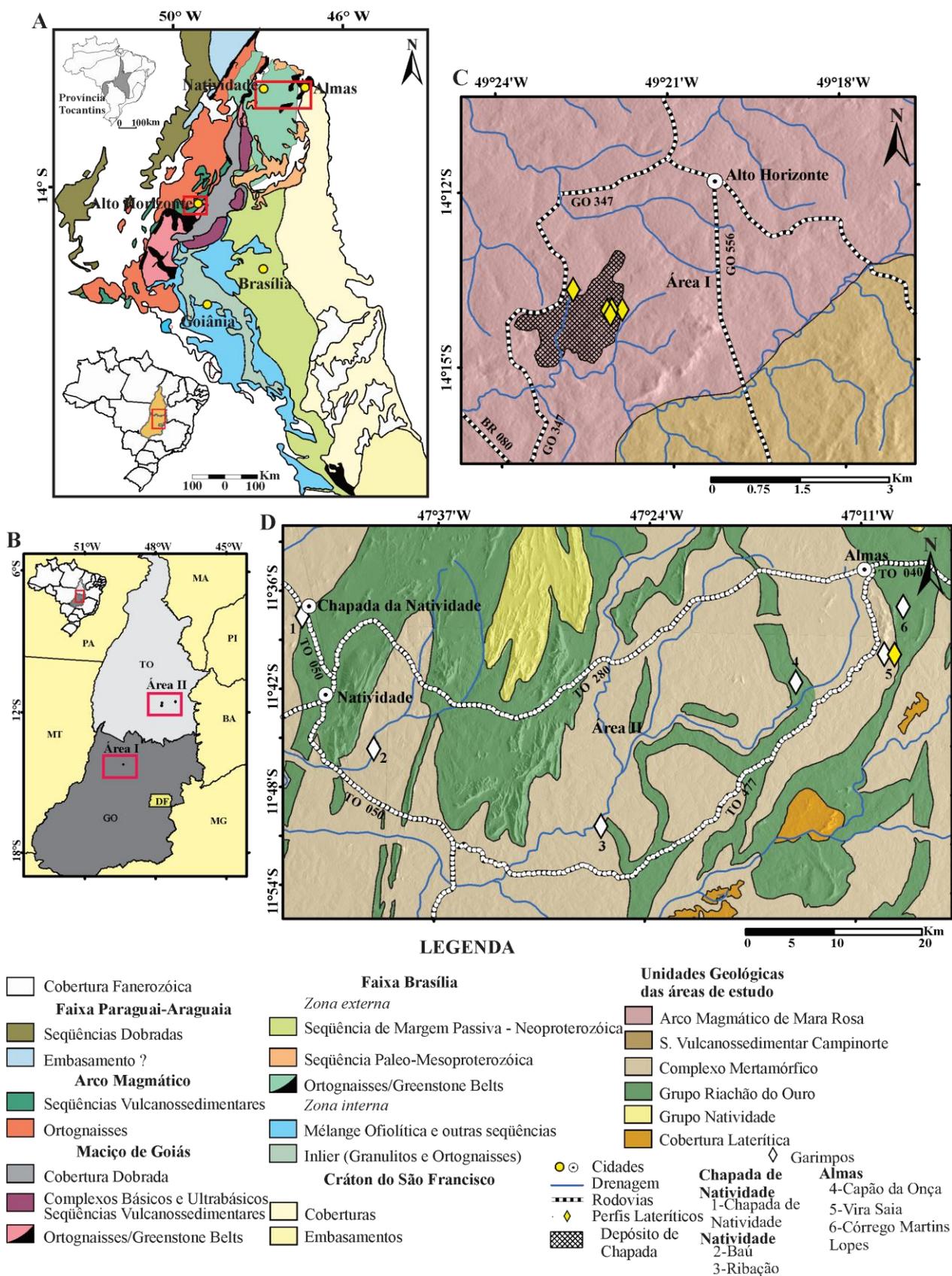


Figura 1: A) Mapa Geológico da Província Tocantins. Modificado de Pimentel *et al.* (2004); B) Mapa de localização das áreas de estudo; C) Mapa com representações das unidades geológicas de Alto Horizonte e D) Mapa com representação das unidades geológicas Almas – Natividade.

4. RESULTADOS

4.1. GEOQUIMICA DOS PERFIS LATERÍTICOS DAS ÁREAS I E II

Os perfis lateríticos estudados da área I são compostos por saprólito (Cs), mosqueado (Cm), horizonte desmantelado (Chd), crosta laterítica (Cc) e solo (Cso). Os perfis estão sobre a rocha-mãe, um muscovita-biotita xisto. O saprólito de coloração vermelho-amarelada, com aproximadamente 1 m de comprimento, apresenta porções preservadas do xisto, pisólitos ferruginosos envolvidos por matriz com granulometria argilo-arenosa. O mosqueado é vermelho-amarelado com porções amarelo-esbranquiçadas, tem 75 cm de comprimento, a matriz tem granulometria argilo-arenosa. A crosta laterítica vermiforme colunar, de coloração vermelho-amarelada a marrom-amarelada, tem cerca de 2 m de dimensão, porosa, rica em cavidades preenchidas por caulinita e hematita. Há ainda pisólitos ferruginosos com o núcleo de caulinita envolvidos por córtex de goethita marrom-amarelada e hematita de coloração vermelha e magnética associados com uma matriz composta por caulinita, goethita e Al-goethita e quartzo. O latossolo é vermelhado-esbranquiçado, tem cerca de 30 cm de dimensão. O horizonte desmantelado, com até 70 cm de comprimento, é composto por fragmentos de crosta laterítica, pisólitos ferruginosos arredondados com tamanhos que variam de 0,5 mm a 4 cm. Foi possível observar pelos difratogramas de raios-X as seguintes mineralogias, no saprólito: é composto por muscovita, caulinita, gibbsita, quartzo, crandalita e hematita. O mosqueado difere-se por não apresentar a crandalita. Na crosta laterítica, além dos já mencionados, ocorre a presença da goethita. O horizonte desmantelado é composto por muscovita, caulinita, goethita, quartzo e hematita e o solo difere-se por apresentar rutilo (Figura 2).

Na área I, todos os perfis apresentam altos teores de Fe em comparação com Al, K, Mg, Na, Ti. As crostas lateríticas (Cc1, Cc3 e Cc4) dos perfis 1,3,4 e mosqueado (Cm2) do perfil 2 são as que apresentam altos teores de Fe. O comportamento do Al é similar ao do Fe, ou seja, aumentam em direção a esses horizontes, enquanto os teores mais baixos desses elementos estão no saprólito (Cs1, Cs2, Cs3 e Cs4) dos perfis. Os elementos como Al, K, Mg, Na e Ti têm os teores baixos entre 4 a 0,01% em todos horizontes.

Os teores de Au são altos nos horizontes das crostas Cc1, Cc3 e Cc4 dos perfis 1, 3 e 4, no mosqueado (Cm1 e Cm2) do perfil 1 e 2, no saprólito (Cs2) do perfil 2 e os horizontes desmantelados (Chd3 e Chd4) dos perfis 3 e 4. O comportamento do Au dos perfis 1 e 3 são semelhantes, aumentam em direção ao topo do perfil laterítico, com exceção ao topo da crosta (Cso2 e Cc4) dos perfis 2 e 4, que tem uma diminuição nesses horizontes.

Os teores altos de Ag estão nos saprólitos (Cs2 e Cs3) dos perfis 2 e 3 e na crosta (Cc3) do perfil 3. O comportamento da Ag é semelhante nos perfis 1 e 4, enquanto no perfil 2 diminui em direção ao topo do perfil laterítico e no perfil 3 ocorrem uma diminuição no horizonte desmantelado (Chd3).

Em todos os perfis, os teores de Ba, Cu, Mn, Pb, Sc e V são mais altos em relação aos As, Be, Bi, Cd, Co, La, Li, Mo, Ni, Sb, Sc, Sn, Sr, Y Zn e Zr. Os valores podem ser verificados na tabela 1. Também é observado que os elementos Ba, Cu, Mn, Pb, Sc e V tem seu comportamento semelhante, aumentam da base para topo dos perfis 1, 3 e 4. Enquanto no perfil 2 ocorre uma diminuição da base para topo do perfil.

Na área II o perfil laterítico é constituído de saprólito (Vs) e solo (Vso). A rocha-mãe é um metagranodiorito, composto por muscovita, quartzo, feldspato, plagioclásio, epidoto e galena, com textutura granolepidoblástico, sericitizado, com pirita disseminada, é cortada por veios de quartzo, com evidências de oxidação de sulfeto nas fraturas. O saprólito é marrom-esbranquiçado a marrom-amarelado com granulometria silte-arenoso, composto por muscovita, feldspato, quartzo e caulinita. O solo é marrom-amarelado, com granulometria arenoso; foi possível observar pelo difratograma de raio-X as seguintes mineralogias: muscovita, caulinita, gibbsita, quartzo e hematita.

Os elementos Al e Fe são os que apresentam altos teores comparados com K, Mg e Na. Os horizontes do solo têm teores maiores de Al e Fe, porém o Fe tem os teores mais homogêneos nos horizontes. Os teores mais altos são do Ba, Cu e Zn quando comparados com Co, Ni, Pb, Sr, V, Y e Zr (Figura 2). O comportamento do Au, Cu e V aumentam da base do saprólito para o topo do solo do perfil laterítico. Conforme os valores observados na tabela 1, existem altos teores de Ba, Cu, Zn. O ouro tem seus teores menores. Os elementos Ag, Be, Bi, Cd, Hg, La, Mn, Mo, P, S, Sb, Sc, Sn, Ti e W estão abaixo do limite de detecção analítica (Tabela 1).

É possível observar que nas Áreas I e II os teores de Au, Al, Fe, Ba, Cu e Zn aumentam nos topos dos perfis lateríticos. No entanto, a Área I difere-se por apresentar altos teores de Mn, Pb, Sc, e V nos horizontes do mosqueado, horizonte desmantelado, crosta e solo (Figura 2).

Tabela 1: Resultados geoquímicos em % para os elementos maiores, em ppm para elementos traços e em ppb para Au e Ag. A representação correspondente a elementos abaixo do limite de detecção é indicada pelo símbolo (<).

	Área I													Área II				
	Perfil 1			Perfil 2			Perfil 3			Perfil 4				Vira Saia				
	Crosta	Mosqueado	Saprólito	Solo	Mosqueado	Saprólito	Crosta	Horizonte Pisolítico	Saprólito	Crosta	Horizonte Pisolítico	Mosqueado	Saprólito	Solo	Solo	Saprólito	Saprólito	Saprólito
Cc1	Cm1	Cs1	Cso2	Cm2	Cs2	Cc3	Chd3	Cs3	Cc4	Chd4	Cm4	Cs4	Vso1	Vso2	Vs1	Vs2	Vs3	
Al	4.16	3.34	2.46	2.19	3.2	2.46	4.59	4.28	2.33	4.29	4.44	3.11	1.58	1.31	1.14	0.73	0.79	0.71
Ca	0.01	0.01	<0,01	0.03	0.02	0.01	0.03	0.03	0.02	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0.01	0.02	0.05	0.08	0.07
Fe	24.9	14.1	4.0	8.7	15.8	10.0	20.7	14.0	0.7	18.0	13.9	5.6	4.6	1.5	1.5	1.3	1.3	1.1
K	0.04	0.06	0.14	0.09	0.11	0.10	0.05	0.08	0.11	0.05	0.10	0.18	0.12	0.32	0.37	0.36	0.44	0.40
Mg	0.01	0.02	0.03	0.03	0.03	0.04	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.11	0.15	0.16	0.18	0.16
Na	0,008	0,012	0,024	0,014	0,036	0,029	0,005	0,011	0,017	0,009	0,023	0,032	0,011	0,02	0,03	0,03	0,03	0,02
Ti	0.07	0.04	0.02	0.02	0.03	0.04	0.06	0.06	0.01	0.05	0.04	0.04	0.03	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Au	182	119	50	76	113	100	87	83	37	263	232	99	58	60	20	20	10	10
Ag	32	32	17	32	27	101	156	91	214	25	37	19	15	<1	<1	<1	<1	<1
As	9.7	5.1	1.2	2	3	4	12	5.3	0.5	7.4	5.2	1.8	1.5	<5	<5	<5	<5	<5
Ba	54	42	70	129	176	178	563	116	88	35	50	67	45	63	85	83	100	83
Be	0.9	0.3	0.4	0.5	0.7	0.8	1.1	0.7	0.1	0.5	0.5	0.5	0.6	<1	<1	<1	<1	<1
Bi	0.9	0.7	0.2	0.6	0.6	0.7	0.7	1.0	0.04	0.5	0.5	0.3	0.2	<10	<10	<10	<10	<10
Cd	0.01	0.02	0.02	0.02	0.03	0.1	0.08	0.04	<0,01	0.01	0.03	0.05	0.06	<1	<1	<1	<1	<1
Co	3.2	1.5	0.6	2.1	1.8	8.2	21.2	4.8	3.5	2.6	3.1	0.9	0.6	3	5	4	4	4
Cu	1001	456	292	354	559	561	1123	524	77	1383	918	684	721	32	61	23	4	3
La	6	7	9	12	16	14	6	11	3	5	9	11	19	10	16	16	20	11
Li	1	1	0.5	1	1.1	0.7	0.7	1.1	0.5	1.7	1.6	0.9	0.3	2	2	1	2	2
Mn	83	68	25	76	30	174	2438	355	266	73	101	40	26	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Mo	22	11	6	7	12	5	13	12	0.7	15	12	6	12	<1	<1	<1	<1	<1
Ni	5	4	4	4	5	10	6	5	3	5	6	5	5	3	5	4	5	4
Pb	47	35	13	77	90	114	155	60	20	32	35	21	39	4	4	5	5	6
Sb	0.14	0.08	<0,02	0.05	0.06	0.07	0.29	0.21	<0,02	0.11	0.09	0.02	0.02	<5	<5	<5	<5	<5
Sc	27.3	19.3	6.2	15.7	29.1	27.1	26.7	24.6	1.7	22.9	23.2	12.3	6.6	<3	<3	<3	<3	<3
Sn	1.2	1.1	0.8	1	1.4	1.2	0.9	1.5	0.3	1	1.4	1.1	0.7	<1	<1	<1	<1	<0,1
Sr	14	10	9	30	38	48	12	20	8	8	12	12	8	4	12	19	22	19
V	483	325	91	172	337	158	574	390	10	431	323	121	92	12	11	7	6	6
Y	2	4	6	7	5	7	4	5	2	2	4	4	11	2	6	7	6	4
Zn	6	9	4	13	13	54	20	12	3	6	10	10	13	32	52	33	28	24
Zr	19	12	6	3	7	4	11	11	4	12	13	11	8	3	3	2	2	3

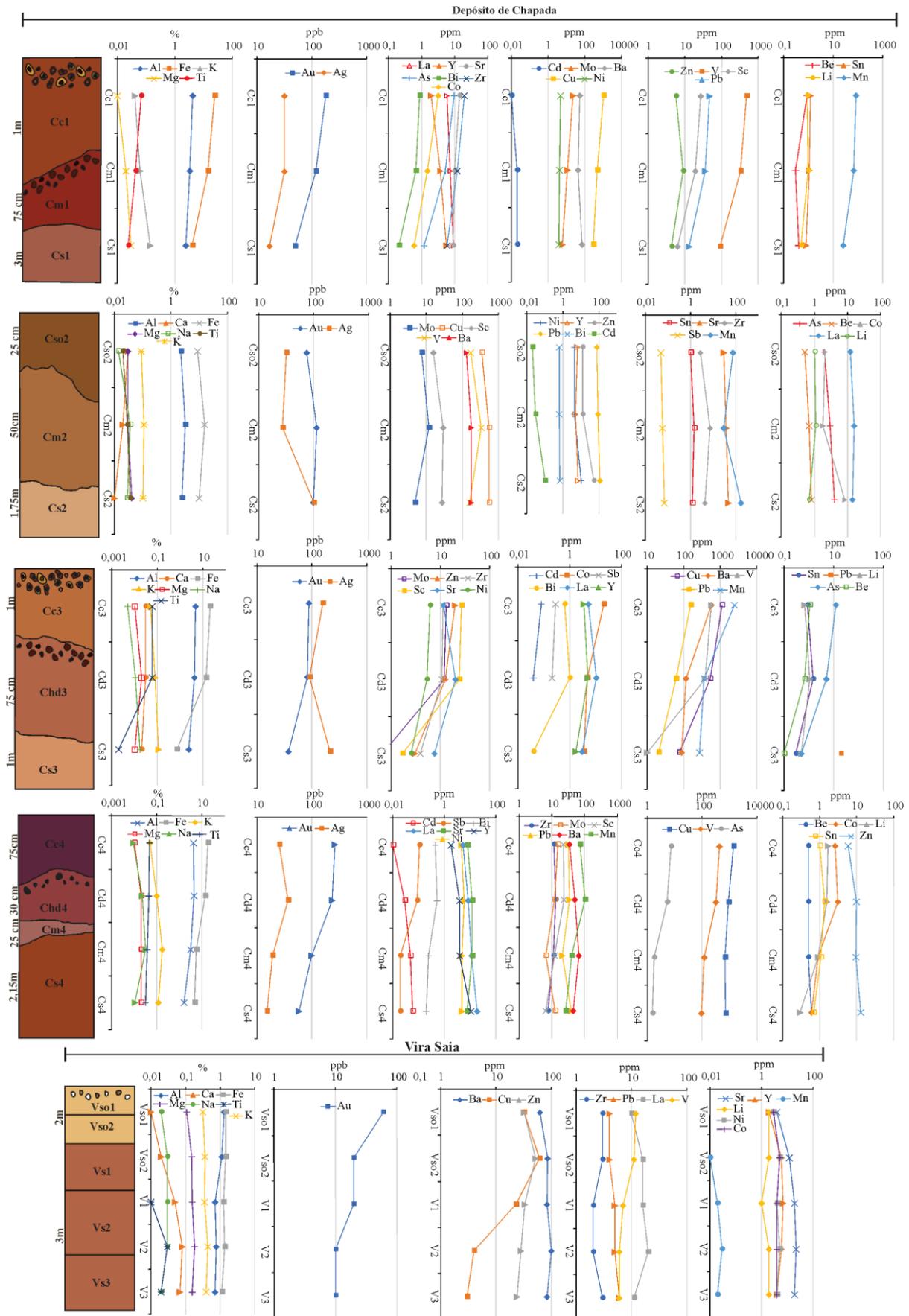


Figura 2: Esquema dos perfis e distribuição dos elementos químicos segundo os horizontes dos depósitos de Chapada e Garimpo Vira Saia.

4.2.MORFOLOGIA DAS PARTÍCULAS DE OURO NA ÁREA II

No garimpo Chapada de Natividade, as partículas do horizonte saprolítico têm as formas classificadas em irregular, estelar e alongada. No Baú, as partículas são oriundas do colúvio, Ribação, do veio e Capão da Onça, da aluvião, todos eles apresentaram as formas irregular, estelar, poligonal alongada, subarredonda a arredondada, enquanto no Córrego Martins Lopes as partículas do veio apenas não apresentam a forma poligonal. No garimpo Vira Saia as partículas do veio apresentam duas formas: subarredonda a arredondada e poligonal (Figura 3). As quantidades das formas das partículas de ouro encontradas nas diferentes localidades são observadas na tabela 2.

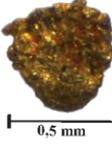
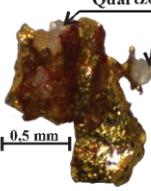
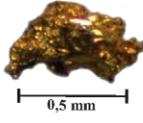
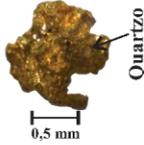
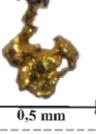
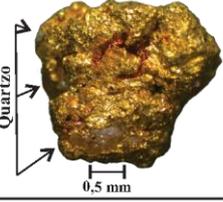
Para caracterizar as superfícies das partículas de ouro, foram usados os termos xenomórfico (para superfícies rugosas) e automórficas (referente a superfícies lisas). Todas as partículas, tanto xenomórficas quanto automórficas, dos garimpos analisados apresentam depressões. Os contornos do Ribação e Córrego Martins Lopes têm todos tipos de contorno, enquanto, no Baú, Capão da Onça e Vira Saia ocorrem o contorno regular e irregular. Entretanto o Vira Saia apresenta o contorno irregular e serrilhado.

Os graus de corrosão variam de médio a alto em Chapada de Natividade e Córrego Martins Lopes. Nas partículas do Baú, Ribação e Capão da Onça o grau de corrosão é médio e no Vira Saia é alto. Apresentam alto brilho as partículas de Chapada de Natividade, Baú, Ribação, Vira Saia e Córrego Martins Lopes. Nas partículas de Capão da Onça o brilho varia de pouco a alto brilho. Ocorrem minerais associados nas partículas, em sua maioria são inclusos quartzo e óxidos de Fe, nos garimpos Chapada de Natividade, Ribação, Vira Saia e Córrego Martins Lopes. As partículas de Baú e Capão da Onça diferem-se por apresentarem impregnação de óxi-hidróxido de Fe (Figura 3).

Foram observados em MEV as características mencionadas anteriormente, mas também foi possível a identificação de outras: as superfícies das partículas têm estruturas lisas, rugosas e escamosas com as cavidades de dissolução com profundidade variando de média a alta. No entanto, as superfícies das partículas de Chapada de Natividade e Ribação oriundas dos veios possuem marcas de estrias e no saprolito ocorrem junções de partículas menores e estrutura em folha. Além disso, em Ribação ocorrem junções de diferentes partículas hexagonais (poligonal) (Figura 4). Em todos os garimpos analisados as partículas de ouro têm coloração homogênea e porções com tonalidade cinza escuro nas cavidades e superfícies das partículas, devido ao quartzo e impregnação com óxi-hidróxido de ferro.

Tabela 2: Número de partículas e porcentagens representando as características morfológicas em cada garimpo.

Localidade	Chapada de Natividade	Natividade		Almas		
		Colúvio	Veio	Aluvião	Veio	Veio
Horizontes	Saprólito					
Morfologia	Chapada de Natividade	Baú	Ribação	Capão da Onça	Vira Saia	Córrego Martins Lopes
Sub-arredondado/Arredondado	0 (0%)	37(35%)	1 (4%)	107 (38%)	1 (33%)	10 (18%)
Poligonal	0 (0%)	17(16%)	3 (13%)	5 (2%)	2 (67%)	0 (0%)
Alongada	4 (21%)	20(19%)	2 (9%)	59 (21%)	0 (0%)	13 (23%)
Irregular	9 (47%)	26(24%)	9 (39%)	104 (36%)	0 (0%)	24 (42%)
Estelar	6 (32%)	7(7%)	8 (35%)	10 (4%)	0 (0%)	10 (19%)
Total	19	107	23	285	3	57

		Morfologia					
		Chapada de Natividade	Natividade		Almas		
		Chapada de Natividade	Baú	Ribação	Capão da Onça	Vira Saia	Córrego Martins Lopes
		Origem	Saprólito	Colúvio	Veio	Aluvião	Veio
Forma	Sub-arredondado/ Arredondado	X	 0,5 mm	 0,5 mm	 0,5 mm	 0,5 mm	 0,5 mm
	Irregular	 0,5 mm	 0,5 mm	 0,5 mm		X	 0,5 mm
	Alongada	 0,5 mm		 0,5 mm		X	 0,5 mm
	Estelar			 0,5 mm		X	
	Poligonal	X		 0,5 mm		 0,5 mm	X
Estruturas das partículas							
Superfície	Xenomórfico						
	Automórfico						
	Arredondado						
Contorno	Com Depressões						
	Regular						
	Irregular						
Grau de Corrosão	Serrilhado						
	Nulo						
	Médio						
Brilho	Alto						
	Pouco Brilho						
Minerais Associados	Alto Brilho						
	Quartzo e Óxido Fe						
	Óxido de Fe						

Ausente
 Ocorre com frequência
 Ocorre predominantemente

Figura 3: Morfologia e estruturas das partículas de ouro.

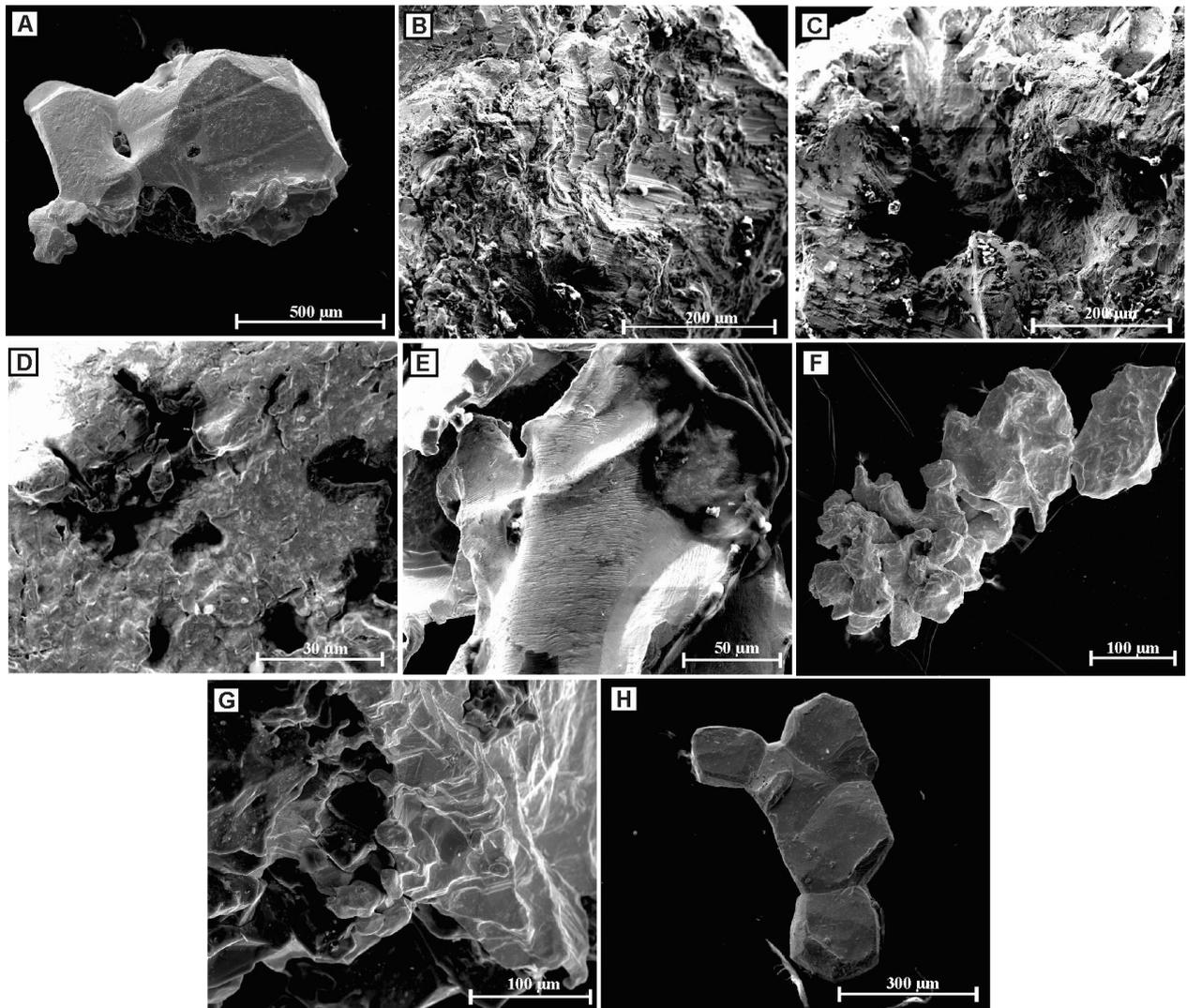


Figura 4: Imagens do MEV de elétrons retroespalhados de partículas de ouro; A) partícula com superfície lisa e hexagonal (poligonal); B) estruturas escamosa e enrugada; C) cavidade de alto grau de corrosão; D) partícula com superfície lisa e cavidades de dissolução; E) marcas de estrias; F) junções de diferentes partículas; G) estrutura em folha; H) junção de diferentes partículas hexagonais.

4.3. COMPOSIÇÃO DAS PARTÍCULAS DE OURO

Entre as partículas de cada local há variação na composição química. As partículas de Vira Saia, Ribação e Baú são as mais complexas, elas contêm Au, Cd, Fe e Pt, mas se diferenciam por conter Cu, Pb e Zn nas do Baú e S nas de Ribação. Nas partículas de Chapada de Natividade ocorrem Ag e S, mas caracterizam-se por ter Pt nas do veio e Fe nas do saprólito. Nas do Capão da Onça e Córrego Martins Lopes ocorrem Ag e Fe, porém as do Capão da Onça são as mais puras, apresentando maior proporção de ouro em relação aos outros elementos analisados. As de Vira Saia, Martins Lopes e Chapada de Natividade, oriundas dos veios, caracterizam-se por conter mais Ag (Tabela 3). A composição química média e desvios-padrão das partículas de ouro demonstram

que as do Baú são as mais heterogêneas no conteúdo de Au e Pt, as do Capão da Onça e Martins Lopes no conteúdo de Fe. Em compensação as do Ribação são quimicamente homogêneas em Pt e S, demonstrados pelos valores baixos dos desvios-padrão (Figura 5 e Tabela 4).

Tabela 3: Composição químicas das partículas de ouro.

Composição Química	
Chapada de Natividade	
Chapada de Natividade (Saprólito)	Au, Ag, Fe, S
Chapada de Natividade (Veio)	Au, Ag, Pt, S
Natividade	
Baú (Colúvio)	Au, Cu, Fe, Os, Pb, Pt, Zn
Ribação (Veio)	Au, Ag, Cd, Fe, Pt, S
Almas	
Capão da Onça (Aluvião)	Au, Ag, Fe
Vira Saia (Veio)	Au, Ag, Cd, Fe, Os, Pt
Córrego Martins Lopes (Veio)	Au, Ag, Fe

Tabela 4: Composições químicas médias (M) e desvio-padrão (DP) de Au, Ag, Fe, Pt e S das partículas de Capão da Onça, Martins Lopes, Vira Saia, Baú, Chapada de Natividade (Saprólito), Chapada de Natividade (Veio) e Ribação.

	Au		Ag		Fe		Pt		S	
	M	DP	M	DP	M	DP	M	DP	M	DP
Chapada de Natividade										
Chapada de Natividade (Saprólito)	90,46	5	5	4	0,1	0,4	--	--	4	2
Chapada de Natividade (Veio)	89,62	3	8	2	--	--	2	2	2	2
Natividade										
Baú (Colúvio)	87,56	9	1	1	0,1	0,4	11	8	--	--
Ribação (Veio)	91,63	6	4	2	0,1	1	0,3	1	0,3	1
Almas										
Capão da Onça (Aluvião)	99,12	2	--	--	0,8	2	--	--	--	--
Vira Saia (Veio)	90,35	6	8	5	0,2	1	2	4	--	--
Martins Lopes (Veio)	91,89	4	7	4	1,0	3	--	--	--	--

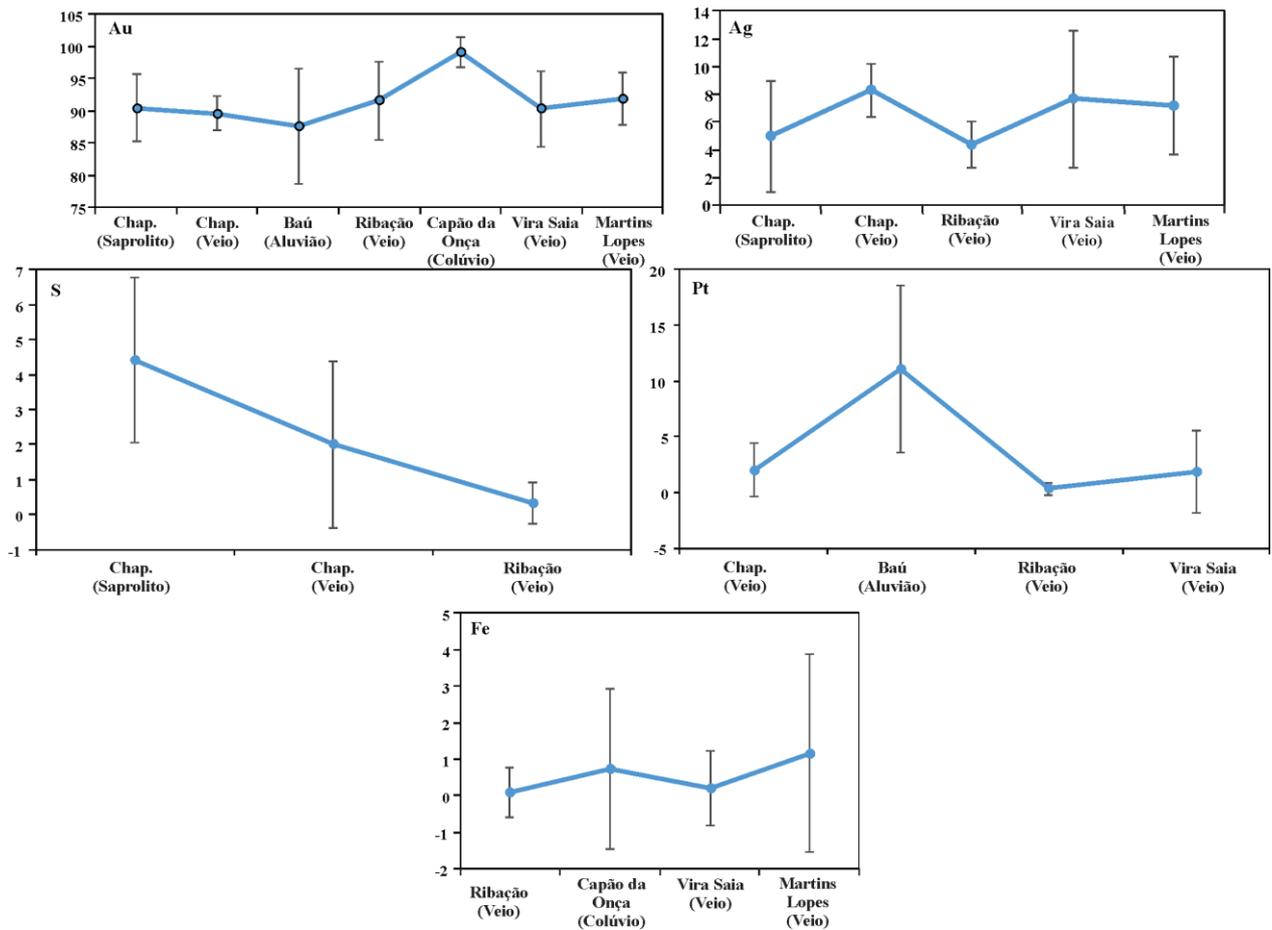


Figura 5: Variação na composição química das partículas de ouro em relação à média e desvio-padrão.

O diagrama de Au-Ag-Fe (Capão da Onça, Corrêgo Martins Lopes, Vira Saia e Ribação) indica que as concentrações das partículas de ouro de Córrego Martins Lopes apresentam maiores teores de Au e Ag, enquanto Vira Saia e Ribação têm teores menores em Fe e Capão da Onça maior teor de Fe. O diagrama de Au-Ag-S dos garimpos Ribação e Chapada de Natividade (veios e saprólito) mostram comportamentos semelhantes na dispersão com teores mais altos Au e Ag. No diagrama Au-Ag-Pt é possível verificar que as concentrações das partículas estão em campos distintos; as partículas de Vira Saia têm mais Ag, as de Ribação mais Pt e nas de Chapada de Natividade (saprólito) ocorrem partículas com alto teor de Ag e também partículas com teores intermediários de Ag e Pt (Figura 6).

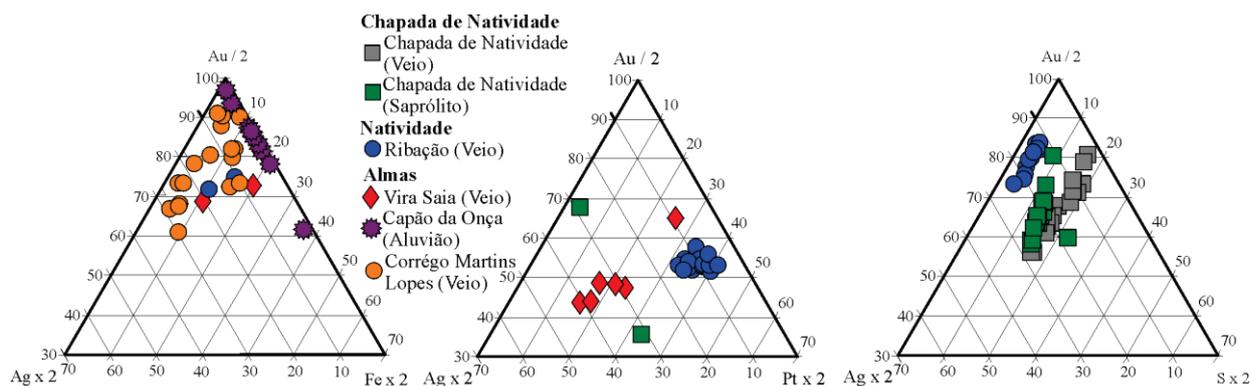


Figura 6: Diagramas da relação de concentração de Au-Ag-Fe; Au-Ag-Pt e Au-Ag-S nas partículas de ouro.

5. DISCUSSÃO

O intemperismo e o processo de lateritização provocam modificação nas características da rocha que geram novos minerais adaptados às condições do ambiente superficial. Segundo a intensidade do intemperismo/lateritização individualizam-se horizontes com minerais, estruturas e texturas que representam os processos envolvidos (Butt, 1988; Bowel *et al.* 1991; Macdonald, 2007). Nas regiões de Alto Horizonte e Almas-Natividade, o intemperismo, ao gerar crostas lateríticas, promoveu a dispersão, mobilização e modificação das partículas de ouro primárias.

Nos perfis da Área I, as concentrações de Zn, Ni, Sr, Y, Zr e La diminuíram em relação ao biotita xisto de Oliveira (2009) que é a rocha a partir da qual se desenvolveu o perfil. No perfil da Área II, a lateritização manteve o Ba como o elemento traço mais abundante em relação ao protomilonito, que é a rocha-mãe do perfil, segundo Martins-Ferreira *et al.* (2017). Cobre e Zn aumentaram, enquanto Au, Ag, Bi, Ca, K, La, Mo, Na, Ni, Li, Pb, Sb, Sc, Sr, V, Zr e Y diminuíram.

É possível observar que em ambas as áreas, os teores de Au, Al, Fe, Ba, Cu e Zn aumentam nos topos dos perfis lateríticos, no entanto, a Área I difere-se por apresentar altos teores de Mn, Pb, Sc, e V nos topos dos perfis. Esse aumento dos teores nos horizontes do mosqueado, horizonte desmantelado, crosta e solo está associado à formação de minerais que constituem esses horizontes, ou seja, foram lixiviados e concentraram nesses horizontes, resultando na formação de minerais de óxi-hidróxidos de ferro (hematita, goethita e Al-goethita), argilominerais e ouro lixiviado que se reprecipita na forma de partículas de ouro ou pepitas. Os comportamentos dos elementos-traços nas duas regiões são semelhantes aos observados por Schellmann, 1980, Bordóssy & Aleva, 1990, Tardy, 1993, Butt & Zeegers, 1992; Costa *et al.* 1997; Anand & Paine, 2002, Costa, 2007.

Nas partículas de Au, a forma poligonal (hexagonal), a junção de partículas, as estrias e o contorno serrilhado, atribuídos como características de ouro primário (Carvalho, 1991; Michel,

1987; Bowel *et al.* 199; Santosh *et al.* 1992; Oliveira & Oliveira, 2000; Larizzatti *et al.* 2008), também foram encontrados no minério secundário. Já as formas arredondas/subarredondas, alongadas, estelar e irregular, atribuídas ao minério secundário (Carvalho, 1991; Oliveira & Oliveira, 2000; Larizzatti *et al.* 2008), também foram encontradas no minério primário (Ribação e Córrego Martins Lopes).

Portanto, as formas não caracterizam a origem das partículas de ouro relacionadas aos diferentes ambientes destas regiões, ou seja, a classificação se torna complicada, pois a posição das partículas de ouro nos horizontes do perfil apresenta características semelhantes.

A composição química das partículas de Au varia em função do ambiente geológico. A maior concentração de Au e Ag nas partículas dos veios em Córrego Martins Lopes, Capão da Onça e Ribação, assim como nas do veio e do saprólito de Chapada de Natividade, indica relação com os complexos granito-gnássicos os quais apresentam baixas concentrações de metais básicos como observado por Groves *et al.* (2000) e Kuyumjian *et al.* (2012). As concentrações de Cd, Os, Pb, Pt e Zn nas partículas de Vira Saia, Chapada de Natividade, Bau e Ribação indicam proveniência das rochas máficas e ultramáficas do terreno *greenstone*. Além disso, a concentração de S nestes locais reflete interação hidrotermal como observado por Cruz & Kuyumjian (1999), Alvares (2007), Kuyumjian *et al.* (2012) nas rochas desses locais. Entretanto, as partículas de ouro têm coloração homogênea o que difere das observadas por Morrison *et al.* (1991), Knight *et al.* (1999) e Larizzatti *et al.* (2008).

6. CONCLUSÃO

As mineralizações de ouro estão disseminadas nos terrenos granito-*greenstone* e complexos granito-gnáissicos e veios de quartzo presentes nessas rochas, assim como no saprólito, colúvio, aluvião como produtos do intemperismo. Os dados obtidos das análises geoquímicas dos perfis lateríticos e das partículas de ouro no MEV-EDS permitiram as seguintes considerações:

O comportamento dos elementos no perfil laterítico e nas partículas é influenciado pelas características mineralógicas e químicas da rocha, ou seja, reflete a interação dos diferentes tipos de rochas encaixantes com os veios. Além disso, os processos intempéricos modificam a composição química tanto da rocha quanto dos horizontes lateríticos e das partículas de ouro primárias e secundárias.

Com a caracterização das morfologias das partículas de ouro de cada garimpo, foi possível concluir que a classificação morfológica (formas, textura e tamanhos) das partículas não

pode ser utilizada para determinar características delas de acordo com horizonte do perfil laterítico. Isso se deve ao fato de apresentarem características semelhantes em diferentes horizontes. As formas, superfícies lisas, enrugadas, com estrias e cavidades são decorrentes dos processos intempéricos e mobilizadores do ouro. Estes processos correspondem ao transporte, dissolução e corrosão em que as partículas de ouro foram expostas.

Os métodos utilizados neste trabalho foram importantes para fornecer informações do comportamento do ouro e de outros elementos em perfis lateríticos da região de Alto Horizonte, Almas-Natividade, da relação da morfologia com os diferentes horizontes do perfil laterítico. A caracterização da morfologia de partículas como qualquer outro método precisa de aperfeiçoamento e pode ser utilizado na prospecção geoquímica.

7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, 1968. Evolução Tectônica do Centro-Oeste brasileiro no Proterozóico Superior. Anais Academia Brasileira de Ciências, 40:285-295.
- ALMEIDA F.F.M. DE. 1977. O Cráton do São Francisco. Revista Brasileira Geociências, 7(4):349-364.
- ALEVA, G. J. J. 1981. Essential differences between the bauxite deposits along the Southern and Northern Edges of the Guyana Shield, South America. Economic Geology, 76:1142-1152.
- ALMEIDA, F. F. M., HASUI, Y., NEVES, B. B. B., FUCK, R. A. 1977. Províncias estruturais brasileiras. *In*: SBG, Simpósio de geologia do Nordeste, 8, Anais, p. 363-391.
- ALVAREZ M.C.A. 2007. Mineralização de ouro do terreno Almas-Dianópolis, TO: guias de exploração mineral. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 78 p.
- ANAND, R.R. & PAINE, M. 2002. Regolith geology of Yilgarn Craton, Western Australia: Implication for Exploration. Australian Journal of Earth Sciences, 49: 3-162.
- ANDRADE, W.O., MACHESKY, M.L., ROSE, A.W., 1991. Gold distribution and mobility in the surficial environment, Carajás region, Brazil. Journal of Geochemical Exploration. 40: 95-114.
- ANGÉLICA, R.S. 1996. Mineralogia e geoquímica de gossans e lateritos auríferos na região de Carajás: depósitos de Igarapé Bahia e Águas Claras. Tese de doutorado. Centro de Geociências da Universidade Federal do Pará, 138p.

- ARANTES, D., OSBOURNE, G.A., BUCK, P.S., PORTO, C.G. 1991. The Mara Rosa volcano-sedimentary sequence and associated gold mineralization. *In*: E.A. Ladeira (ed.) Brazil Gold'91, Anais, p. 221-229.
- ARAÚJO FILHO, J.O. & KUYUMJIAN R.M. 1996. Regional distribution and structural control of gold occurrences and deposits in the Goiás Massif and Brasília Belt. *Revista Brasileira de Geociências*, 26(2):109-112.
- BAKER, W.E. 1978. The role of humic acid in the transport of gold. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 42:645-649.
- BARDOSSY, G.Y. 1982. Karst Bauxite. *Developments in Economic Geology* 14. Elsevier, Amsterdam, 441 pp.
- BLATT, H.; MIDDELTON, G.; MURRAY, R.C. 1982. *Origin of sedimentary rocks*. Prentice-Hall Inc., Englewood Cliffs, New Jersey. 782 p.
- BOWELL, R. J., FOSTER, R. P., GIZE, A. P., HOPPIS, H. A., LAFFOLEY, N. A., AND REX, A. J., 1991, The mineralogical and chemical characteristics of tropical rain forest weathering profile; implications for gold exploration in, Laderia, E. A., ed. *Proceedings of Brazil Gold '91: The economics geology, geochemistry and genesis of gold deposits*: Rotterdam, A. A. Balkema, p. 713-720.
- BOWELL, R.J., GIZE, A.P., FOSTER, R.P. 1993. The role of fulvic acid in the supergene migration of gold in tropical rain forest soils. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 57:4179-4190.
- BOWELL, R.J., FOSTER, R.P., GIZE, A.P. 1993. The mobility of gold in tropical rain forest soils. *Economic Geology*, 88:999-1016.
- BOWELL, R.J. 1992. Supergene gold mineralogy at Ashanti, Ghana: Implications for the supergene behavior of gold. *Mineralogical Magazine*, 56:545-560.
- BOYLE, R.W. 1979. The geochemistry of gold and its deposits. *Geological Survey of Canada Bulletin*, 280:564.
- BOYLE, R.W., ALEXANDER, W.M. AND ASLIN, G.E.M. 1975. Some observations on the solubility of gold. *Geological Survey of Canada*. 75-24.
- BOYLE, D.R., 1996. Supergene base metals and precious metals, *In*: Eckstrand, O.R., Sinclair, W.D., and Thorpe, R.I., eds., *Geology of Canadian mineral deposit types: Geologic Survey of Canada, Geology of Canada no. 8; Geological Society of America, Decade of North American Geology* P1:92–108.
- BRADSHAW, P.M.D. 1975. Conceptual models in Exploration Geochemistry – the Canadian Cordillera and Canadian Shield. *Journal of Geochemical Exploration*, 4:1-213.

- BRITO NEVES B.B.DE 1999. América do Sul: quatro fusões, quatro fissões e o processo acrescionário andino. *Revista Brasileira de Geociências*. 29(3):379-392.
- BRITO NEVES, B.B. FUCK, R.A. 2013. Neoproterozoic evolution of the basement of the South-American platform. *Journal of South American Earth Sciences*, 47, 72-89.
- BRITO NEVES, B.B. FUCK, R.A. 2014. The basement of the South American platform: Half Laurentian (N-NW) + half Gondwanan (E-SE) domains. *Precambrian Research*, 244, 75-86.
- BÁRDOSSY, G. & ALEVA, G.J.J. (1990) Lateritic bauxites. *Developments in Economic Geology*, 27. Elsevier, Amsterdam. 624p.
- BUTT, C.R.M. AND SMITH, R.E., 1980. Conceptual Models *In: Exploration Geochemistry*, 4: Australia. *Journal of Geochemical Exploration*, 12, 89-365.
- BUTT CRM, 1988. Genesis of supergene gold deposits in the lateritic regolith of the Yilgarn Block Western Australia', in *The Geology of Gold Deposits, the Perspective in 1988*, eds RR Keays, WRH Ramsay and DI Groves, *Economic Geology Monograph and Proceedings of Bicentennial Gold 88*, , 460-470.
- BUTT C.R.M. AND ANAND R.R. 1997. Regolith terminology and classification', in *Exploration Geochemistry Course*, University of Tasmania.
- BUTT, C.R.M., ZEEGERS, H. 1992. Regolith exploration geochemistry in tropical and subtropical terrains. *Handbook of Exploration Geochemistry*, 4, Elsevier, Amsterdam, 607 p.
- BUTT, C.R.M. 1989. Genesis of supergene gold deposits in the lateritic regolith of the Yilgarn Block, Western Australia. *Economic Geology Monograph 6. The geology of gold deposits. The perspective in 1988*. Editors: R.R.Keays, W.R.H.Ramsey, D.I. Groves, *The Economic Geology Publ. Co.*
- CAMPOS-NETO M. 1979. Contribution à l'étude des Brasilides. Litostratigraphie et structure des Groupes Canastra, Paranoá e Bambuí dans l'ouest-nord-ouest de l'Etat de Minas Gerais, Brésil. These de 3e. Cycle, Univ. de Paris VI, França 155pg.
- CARVALHO, J.B. 1991. Ouro na Cobertura Laterítica do Grupo Cuiabá: caso da Fazenda Rosalina, Nossa Senhora do Livramento, MT. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 129p.
- COLIN, F., LECOMTE, P. 1988. Le profil d'alteration du prospect aurifere de Mégaba-Mvomo. *La Chronique des mines et de la recherche minière*, 491:55-65.
- COLIN, F., EDOU-MINKO, A., NAHON, D. 1989. L'or particulaire dans les profils latéritiques: altérations géochimiques et dispersion superficielles en conditions équatoriales. *Comptes Rendues de l' Académie des Sciences, Paris*, 309, série II, 553-560.

- COLIN, F., VIEILLARD, P. 1991. Behavior of gold in the lateritic equatorial environment: weathering and surface dispersion of residual gold particles, at Dondo Mobi, Gabon. *Applied Geochemistry*, 6:279-290.
- CORDEIRO, P.F.O. 2014. Compartimentação geológica e geocronológica dos terrenos do embasamento norte da Faixa Brasília. Tese de Doutorado da Universidade de Brasília, 156 p.
- CORDANI, U. G., PIMENTEL, M. M., ARAÚJO, C. E. G., FUCK, R. A. 2013. The Significance of the Transbrasiliano-Kandi Tectonic Corridor for the Amalgamation of West Gondwana. *Brazilian Journal of Geology*, 43(3): 583-597.
- COSTA, J.B.S., LEMOS, R.L., MARTINS, J.P.A., BELTRÃO, L.F., GÓES, A.M., HASUI, Y., 1984. Geologia da região de Porto Nacional. *Revista Brasileira de Geociências*, 14:3-11.
- COSTA, M.L. 1991. Aspectos geológicos dos lateritos da Amazônia. *Revista Brasileira de Geociências*, 21:146-160.
- COSTA, M.L., COSTA, J.A.V., ANGÉLICA, R.S. 1993. Gold bearing bauxitic laterite in a tropical rain forest climate: Cassiporé, Amapá, Brazil. *Chronique des mines et de la recherche minière*. 510:41-51.
- COSTA, M.L. 1993. Gold distribution in lateritic profiles in South America, Africa, and Australia: applications to geochemical exploration in tropical regions. *Journal of Geochemical Exploration*, 47:143-163.
- COSTA, M.L. 1997. Laterization as a major process of ore deposit formation in the Amazon Region. *Exploration and Mining Geology*, 1, 79-104.
- COSTA, M.L. 2007. Introdução ao intemperismo laterítico e à lateritização. In: Otavio A.B. Licht, Carlos Siqueira Bandeira de Mello, Cassio Roberto da Silva (Eds.), *Prospecção Geoquímica de Depósitos Minerais Metálicos, Não-Metálicos, óleo e Gás*. Sociedade Brasileira de Geoquímica, SBGq/CPRM, Serviço Geológico do Brasil (Geological Survey of Brazil), Rio de Janeiro, 199–244p.
- CRUZ, E.L.C.C. 1993. Geologia e mineralização do Terreno Granito Granitóide-Greenstone de Almas-Dianópolis, Tocantins. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 152p.
- CRUZ E.L.C.C. 2001. A gênese e o contexto tectônico mina Córrego Paiol: um depósito de ouro hospedado em anfi bolito do embasamento da Faixa de Dobramentos Brasília. Tese Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Brasília, Brasília., 183 p.

- CRUZ, E.L.C.C. & KUYUMJIAN, R.M. 1998. The geology and tectonic evolution of the Tocantins granite greenstone terrane: Almas-Dianópolis region, Tocantins state, central Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 28(2):173-182.
- CRUZ, E.L.C.C. & KUYUMJIAN, R.M. 1999. Mineralizações auríferas filoneanas do Terreno granito greenstone do Tocantins. *Revista Brasileira de Geociências*, 29:291-298.
- D'EL-REY SILVA L.J.H., VASCONCELOS M.A.R., SILVA D.V.G. 2008. Timing and role of the Maranhão River Thrust in the evolution of the Neoproterozoic Brasília Belt and Tocantins Province, central Brazil. *Gondwana Research*, 13: 352-374.
- DARDENNE M.A. 1981. Os Grupos Paranoá e Bambuí na faixa dobrada Brasília. In: Simpósio sobre o Cráton do São Francisco e suas faixas marginais, Salvador, Anais, p. 140-157
- DARDENNE, M.A. 2000. The Brasília Fold Belt. In: U.G. Cordani, E.J. Milani, A. Thomaz Filho & D.A. Campos. 2000. Tectonic evolution of South America. 31 st International Geological Congress, Rio de Janeiro, SBG. 231-263.
- DARDENNE, M.A., SABÓIA, A.M., 2007. Litoestratigrafia do Grupo Natividade na região de Natividade-Pindorama, Tocantins. In: Horbe, A.M.C., Souza, V.S. (Org.). *Contribuições à Geologia da Amazônia*. Belém: Sociedade Brasileira de Geologia, v. 5, 29-38.
- DAVIES, T.C., FRIEDRICH, G., WIECHOWSKI, A. 1989. Geochemistry and mineralogy of laterites in the Sula Mountains greenstone belt, Lake Sonfon gold district, Sierra Leone. *Journal of Geochemical Exploration*, 32:75-98.
- DAVY, R., EL-ANSARY, M. 1986. Geochemical patterns in the laterite profile at the Boddington gold deposit, Western Australia. *Journal of Geochemical Exploration*, 26:119-144.
- FARIA A. DE 1995. Estratigrafia e sistemas deposicionais do Grupo Paranoá nas áreas de Cristalina, Distrito Federal e São João da Aliança-Alto Paraíso de Goiás. Tese de doutorado, UnB - IG, 199 p.
- FEDCHUK, V. Y., KARAGOTINA, M.V. MALKING, A.V., 1978. Morphology and size of the gold in some placers in the USSR, *Int Geo Rev*, 25 (2), 173-177.
- FETZER, W. F. 1946. Humic acids and true organic acids as solvents of minerals: *Economic Geology*, 41: 47-56.
- FISHER, N., 1935. The origin and composition of alluvial gold with special reference to the Morobe Goldfield, New Guinea', *Trans AIMM*, 44, 337-420.
- FUCK, R.A. 1994. A Faixa Brasília e a Compartimentação Tectônica na Província Tocantins. *Anais do IV Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, Brasília, Brasil*. 4 p.

- FUCK, R. A., PIMENTEL, M. M., D'EL-REY SILVA, L. J. H., 1994. Compartimentação tectônica na porção oriental da Província Tocantins. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 38, Balneário Camboriú, Atas, p.215-216.
- FUCK R.A., VIANA M.G., JUNGES S.L., SEER H.J., FISCHER D.P. 2001. Nd isotopes and the provenance of sediments of the Neoproterozoic Brasília Belt, central Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 14:571-585.
- FUCK R.A., DANTAS E.L., DE SORDI D.A., CHIARINI M.F., OLIVEIRA C.G., ALMEIDA T. 2006. Programa Geologia Do Brasil- Folha Santa Terezinha de Goiás. FUB/CPRM, Brasília, 89p
- FUCK, R.A., DANTAS, E.L., PIMENTEL, M.M., BOTELHO, N.F., ARMSTRONG, R., LAUX, J.H., JUNGES, S.L., SOARES, J.E., PRAXEDES, I.F. 2014. Paleoproterozoic crust-formation and reworking events in the Tocantins Province, central Brazil: A contribution for Atlantica supercontinent reconstruction. *Precambrian Research*, 244, 53-74.
- FREISE F.W., 1931. The transportation of gold by organic underground solutions. *Economic Geology* 26:421-431
- FREYSSINET, P.H., BUTT, C.R.M., 1988. Morphology and geochemistry of gold in a lateritic profile, Reedy mine, Western Australia. Restricted Report, MG59R, CSIRO Australia, Division of Exploration Geoscience, Perth, 14p.
- FREYSSINET P, BUTT CRM, MORRIS RC, PIANTONE P. 2005. Ore-forming processes related to lateritic weathering. In: Hedenquist JW, Thompson JFH, Goldfarb RJ, Richards JP (eds) *Economic Geology One Hundredth Anniversary Volume*. Society of Economic Geologists, pp 681-722.
- FREYSSINETp., ZEEGERS H. and TARDY Y. (1987). Néof ormation d'or dans les cuirasses lateritiques: dissolution, migration. Precipitation. C. R. Acad.Sci. Paris 205, Série II, 867-874.
- GAMMONS C.H., WILLIAMS-JONES A.E. 1997. Chemical mobility of gold in the porphyry-epithermal environment. *Economic Geology* 92: 45-59.
- GRANT, A.H., LAVIN, O.P., NICHOL, I., 1991. The morphology and chemistry of transported gold grains as an exploration tool. *Journal of Geochemical Exploration*, 40:73-94.
- GRAY D.J., 1997. Geochemistry of gold, in *Exploration Geochemistry and Hydrothermal Geochemistry*, University of Tasmania.
- GIUSTINA, M.E.S.D., OLIVEIRA, C.G., PIMENTEL, M.M., BUHN, B., 2009A. Neoproterozoic magmatism and high-grade metamorphism in the Goiás Massif: New LA-MC-ICMPS U Pb

- and Sm Nd data and implications for collisional history of the Brasília Belt. *Precambrian Research*, p. 67-79.
- GIUSTINA, M.E.S.D., OLIVEIRA, C.G., PIMENTEL, M.M., DE MELO, L.V., FUCK, R.A., DANTAS, E.L., BUHN, B., 2009B. U-Pb and Sm-Nd constraints on the nature of the Campinorte sequence and related Palaeoproterozoic juvenile orthogneisses, Tocantins Province, central Brazil. *Geological Society Special Publication*, v. 323, p. 255-269.
- HARRIS N.B.W., PEARCE J.A., TINDLE A.G. 1986. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: M.P. Coward, A.C. Ries (eds). *Collision Tectonics*, London, Geological Society Special Publication, 19:67-81
- HSASUI Y. & ALMEIDA F.F.M. 1970. Geocronologia do centro-oeste brasileiro. *Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia*, 19:5-26.
- KNIGHT, J.B., MORTENSEN, J.K., MORISON, S.R. (1999) Lode and placer gold composition in the Klondike district, Yukon Territory Canada: implications for the nature and genesis of Klondike placer and lode gold deposits. *Econ. Geol.*, **94**, 649-664.
- KUYUMJIAN, R. M. 1991. A suggested hydrothermal exhalative origin for the Chapada coppergold deposit, Brazil. In: *Brazil Gold'91*, Belo Horizonte, MG, Proceeding, 231-234.
- KUYUMJIAN, R. M. 1992. Epidotização e mobilidade de elementos químicos nos metabasaltos de Chapada, Goiás. *Geochimica Brasiliensis*, 6:77-80.
- KUYUMJIAN, R. M., 1995. Diversity of fluids in the origin of the Chapada Cu-Au deposit, Goiás. *Revista Brasileira de Geociências*, 25(3):203-205.
- KUYUMJIAN, R. M. *et al* 2004. Geologia do limite entre os terrenos arqueanos e o Arco Magmático de Goiás na região de Chapada-Campinorte, Goiás. *Revista Brasileira de Geociências*, 34(3)329-334,
- KUYUMJIAN, R.M.; CRUZ, E.L.C.C.; ARAÚJO FILHO, J.O.; MOURA, M.A.; GUIMARÃES, E.M.; PEREIRA, K.M.S. 2012. Geologia e ocorrências de ouro do Terreno Granito-Greenstone do Tocantins, TO: síntese do conhecimento e parâmetros para exploração mineral. *Revista Brasileira de Geociências* 42 (1), 213–228.
- KOLOTOV B.A. *et al*. 1980. The relationship between colloidal and other forms of migration of gold in water in the supergene zones of ore deposits, *Geochemistry International*, 17(4), 80-82.
- KWITKO R., MASOTTI F., BAARS F.J., ABREU F.R., BELLA V.C.M., FERRARI A.J.D., FUCK R.F., GOMES R.P., RIBEIRO E., TALLARICO F., VIAL D.S., VIANA F.H. 1995.

- Petrografia, alteração hidrotermal e mineralização aurífera da jazida do Córrego Paiol - Almas (TO). In: SBG, Congresso Brasileiro de Geoquímica, 5, *Anais*, 1 CD-Rom.
- LACERDA FILHO V.J., RIBEIRO P.S.E., RIBEIRO FILHO W., DARDENE M.A. 1999. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Geologia e Recursos Minerais do Estado de Goiás e do Distrito Federal. Escala 1: 500.000. Projeto de Mapeamento Geológico/Metalogenético sistemático. CPRM/METAGO S. A./UNB.
- LACERDA FILHO J.V., ABREU FILHO W., VALENTE C.R., OLIVEIRA C.C., ALBUQUERQUE M.C. 2004. Geologia e recursos minerais do estado de Mato Grosso. Programa Geologia do Brasil, CPRM/MME/SICME. Relatório final, 200p.
- LARIZZATTI J.H. 2002. Ouro e elementos indicadores no regolito do Garimpo Fazenda Pison: processos de dispersão e implicações para prospecção. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências. Universidade de São Paulo, 240p.
- LARIZZATTI, J. H., OLIVEIRA, S. M. B., BUTT, C. R. M. 2008. Morphology and composition of gold in a lateritic profile, Fazenda Pison garimpo, Amazonas, Brasil. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 25, p. 359-376.
- LAWRANCE, L. M., GRIFFIN, B.J. 1994. Crystal features of supergene gold at Hannan South, Western Australia. *Mineralium Deposita*, 29:391-398.
- LAUX, J.H.; PIMENTEL, M.M.; DANTAS, E.L.; ARMSTRONG, R.; JUNGES, S.L. 2005. Two Neoproterozoic Crustal Accretion Events in the Brasília Belt, Central Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 18, p. 183-198.
- MANN, A W. 1984. Mobility of gold and silver in lateritic weathering profiles: some observations from Western Australia. *Economic Geology*, 79:38-49.
- MANN, A W. 1998. Oxidised gold deposits: relationships between oxidation and relative position of the water table. *Australian Journal of Earth Sciences*, 45:97-108.
- MCDONALD KJ, MCRAE CM, SPARROW GJ AND WOODCOCK TT, 1990. An examination of silver levels in alluvial gold by electron microscopy, in *Placer Deposits, A Symposium*, The Key Centre for Mines, University of NSW Sydney, Australia.
- MACDONALD E.H. 2007. *Handbook of gold exploration and evolução*. Woodhead Publishing, New York, 664
- MACHESKY M.L., ANDRADE WO, ROSE A.W. 1992. Interactions of gold (III) chloride and elemental gold with peat-derived humic substances. *Chemical Geology* 102:53-71.

- MARTINS- FERREIRA, M.A.C. 2015. Análise multivariada de dados geoquímicos aplicada à exploração mineral de ouro: estudo de caso no Distrito Aurífero de Almas, TO, Brasil. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 55p
- MELFI, A. J. 1994. Lateritas e processos de lateritização. Aula Inaugural da área de pós-graduação em Geotecnia, USP, Escola de Engenharia de São Carlos, Departamento de Geotecnia. São Carlos-SP, 29p.
- MICHEL, D. 1987. Concentration of gold in in situ laterite from Mato Grosso. *Mineralium Deposita*, 22:185-189.
- MIRANDA J.G. 1997. A produção de ouro no estado de Mato Grosso. Dissertação de Mestrado, Inst. de Geociências, Universidade de Campinas, Campinas, 108p.
- MORRISON, G.W., ROSE, W.J., JAIRETH, S. 1991. Geological and geochemical controls on the silver content (finesness) of gold in gold-silver deposits. *Ore Geology Reviews*, 6,333-364.
- MOURA C.A.V., PINHEIRO B.L.S., NOGUEIRA A.C.R., GORAYEB P.S.S., GALARZA M.A. 2008. Sedimentary provenance and palaeoenvironment of the Baixo Araguaia Supergroup: constraints on the palaeogeographical evolution of the Araguaia Belt and assembly of West Gondwana. In : R.J. Pankhurst, R.A.J. Trouw, B.B. Brito Neves, M.J. De Wit (eds) West Gondwana: pre Cenozoic correlations Across the South Atlantic region. Geological Society, London, Special Publication, 294, p.173–196
- OLIVEIRA C. G., OLIVEIRA F.B., DANTAS E. L., FUCK R. A. 2006. Programa Geologia do Brasil-Folha Campinorte. FUB/CPRM, Brasília, 124pp
- OLIVEIRA, F.B. 2009. Características epigenéticas do depósito de Cu-Au Chapada, Arco Magmático de Goiás. Dissertação de mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 127p.
- OLIVEIRA, S.M.B. DE, Campos, E. G. 1991. Gold-bearing iron duricrust in Central Brazil. *Journal of Geochemical Exploration*. 41:233-244.
- OLIVEIRA C.G., QUEIROZ C.L., PIMENTEL M.M. 2000. The Arenópolis-Mara Rosa gold-copper belt, Neoproterozoic Goiás Magmatic Arc. *Brazilian Journal Geosciences.*, 30:219-221.
- OLIVEIRA, S.M.B. DE, OLIVEIRA, N.M. DE 2000. The morphology of gold grains associated with oxidation of sulphide-bearing quartz veins at São Bartolomeu, central Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 13:217-224.

- PADILHA A.L., VITORELLO I., PÁDUA M. B., 2013. Deep conductivity structure beneath the northern Brasília belt, central Brazil: Evidence for a Neoproterozoic arc-continent collision. *Gondwana Research*, 23:748–758.
- PIMENTEL, M. M. & FUCK, R. A., 1992. Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil. *Geology*, 20:375-379.
- PIMENTEL, M.M., WHITEHOUSE, M.J., VIANA, M.G., FUCK, R.A., MACHADO, N., 1997A. The Mara Rosa arc in the Tocantins Province: further evidence for Neoproterozoic crustal accretion in Central Brazil. *Precambrian Research* 81, 299–310.
- PIMENTEL, M.M.; FUCK, A.F.; BOTELHO, N.F. 1999. Granites and geodynamic history of the Neoproterozoic Brasília belt, Central Brazil: a review. *Lithos* 46:463-483.
- PIMENTEL, M. M., FUCK, R. A., JOST, H., FERREIRA FILHO, C. F., ARAÚJO, S. M., 2000. The Basement of the Brazilian Fold Belt and the Goiás Magmatic Arc. *In*: Cordani, U. G., Milani, E. J., Thomaz Filho, A., Campos, D. A. (eds) *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro: 31^oInternational Geological Congress, p. 195-224.
- PIMENTEL M.M., DARDENNE M.A., FUCK R.A., VIANA M.G., JUNGES S.L., SEER H.J., FISCHER D.P. 2001. Nd isotopes and the provenance of sediments of the Neoproterozoic Brasília Belt, central Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 14:571-585.
- PIMENTEL M.M., JOST H., FUCK R.A. 2004. O embasamento da Faixa Brasília e o Arco Magmático de Goiás. In Mantesso Neto V, Bartorelli A, Carneiro CDR, Brito Neves BB (Org.) *Geologia do Continente Sul-Americano, Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo, Beca, p.355-368.
- PIMENTEL M.M., RODRIGUES J.B., DELLAGIUSTINA M.E.S., JUNGES S.L., MATTEINI M. 2011. The Tectonic Evolution of the Neoproterozoic Brasília Belt, Central Brazil, based on SHRIMP and LA-ICPMS U-Pb sedimentary provenance data: a review. *Journal of South America Earth Sciences*, 31:345-357
- PORTO, C.G., HALE, M. 1995. Gold redistribution in the stoneline lateritic profile of the Posse deposit, Central Brazil. *Economic Geology* 90:308-321.
- PORTO, C.G., HALE, M. 1996. Mineralogy, morphology and chemistry of gold in stone line lateritic profile of the Posse deposit, Central Brazil. *Journal of Geochemical Exploration*, 57:115-125.

- RAMOS FILHO, W.L., ARAÚJO FILHO, J.O., KUYUMJIAN, R.M., 2004. Características da ambiência estrutural do depósito de Chapada, Goiás. *Revista Brasileira de Geociências*, 33:09-116.
- RICHARDSON, S. V.; KESLER, S. E.; ESSENE, E. J. & JONES, L. M. 1986. Origin and geochemistry of the Chapada Cu-Au deposit, Goiás, Brazil: A metamorphosed wall-rock porphyry copper deposit. *Economic Geology*, 51:1889-1898.
- SÁ, A.M., 1982. Projeto mapas metalogenéticos e de previsão de recursos minerais: Folha SC.23-Y-C, Natividade. Escala 1:250.000. Volume I: Textos e Mapas. Convênio DNPM/CPRM Goiânia.
- SANTOSH, M., OMANA, P.K. 1991. Very high purity gold from lateritic weathering profiles of Nilambur, southern India. *Geology*, 19:746-749.
- SANTOSH, M., PHILIP, R., JACOB, M.K., OMANA, P.K. 1992. Highly pure placer gold formation in the Nilambur Valley, Wynad Gold Field, southern India. *Mineralium Deposita*, 27:336-339.
- SCHELLMANN W. 1980. Considerations on the definition and classification of laterites. In: *Int. Seminar on Lateritisation processes*. 1. Trivandrum, 1979, Proceedings... Trivandrum, Oxford & Ibh, p. 1-10.
- SCHELLMANN, W. (1980b) On the Geochemistry of Laterites. *Chem. Erde.*, 45: 39-52.
- SCHOBENHAUS C. 1993. O Proterozóico Médio no Brasil com ênfase à região Centro-Leste: uma revisão. Tese de Doutorado, Univ. Albert-Ludwig, Freiburg, Alemanha, 166p
- SILVA A., SOUZA L.H., FERREIRA M.C.B. 1990. Alteração hidrotermal da sequência de rochas do alvo Córrego do Paiol e mineralização aurífera associada. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia*, 36, *Anais*, p. 1129-1143.
- SILVA C.H. 1999. Caracterização Estrutural de Mineralizações auríferas do Grupo Cuiabá, Baixada Cuiabana (MT). Dissertação de Mestrado, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 134p.
- SILVA C.H., SIMÕES L.S.A., RUIZ A.S. 2002. Caracterização estrutural dos veios auríferos da região de Cuiabá, MT. *Revista Brasileira de Geociências*, 32:407-418.
- SIQUEIRA, E. M., COSTA, LA, CARVALHO, C.M.C., 1990. O processo histórico de Mato Grosso. Cuiabá: UFMT, 7-45.
- TARDY, Y. 1993. *Pétrologie des Latérites et des Sols Tropicaux*. Masson, Paris. 459p.

- TRARBACH, M., KOTSCHOUBEY, B. 1991. Estudo do comportamento do ouro nas lateritas ferruginosas e corpos gossânicos na região de Cachoeira, nordeste do estado do Pará. Anais do III Simpósio de Geologia da Amazônia, 584-595.
- THOMSON, I. 1986. Getting it right. In: Robertson, J.M. (Ed.). Reviews in Economic Geology – Exploration Geochemistry: design and interpretation of soil surveys, 3:1-18.
- UHLEIN, A., FONSECA, M. A., SEER, H. J., & DARDENNE, M. A., 2012. Tectônica da Faixa de Dobramentos Brasília – Setores Setentrional e Meridional. Revista Geonomos, 2(20), 1-14
- VALERIANO, C.M., DARDENNE, M.A., FONSECA, M.A., SIMÕES, L.S.A., SEER, H.J., 2004. A evolução tectônica da Faixa Brasília. In: Mantesso Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R., Brito Neves, B.B. (Org.), Geologia do Continente Sul-Americano– Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo, Beca, 575–592p.
- VALETON, I., 1972, Bauxites: Amsterdam, Elsevier, p. 106–109. 1983, Paleoenvironment of lateritic bauxites with vertical and lateral differentiation: Geological Society of London Special Publication 11, p.77–90.
- VALETON, I. et al. 1997. Supergene alteration since the upper cretaceous on alkaline igneous and metasomatic rocks of the Poços de Caldas ring complex, Minas Gerais, Brazil. Applied Geochemistry, 12:133-154.
- VASHAL G. M., VELYUKHANOVA T.K. AND BARANOVA N. N. 1989. Geochemistry International, 21:139 -146.
- VASCONCELOS, P. M., KYLE, J. R. 1991. Supergene geochemistry and crystal morphology of gold in a semiarid weathering environment: application to gold exploration. Journal of Geochemical Exploration, 40:115-132.
- WEBSTER, J.G., MANN, A.W., 1984. The influence of climate, geomorphology and primary geology on the supergene migration of gold and silver. Journal of Geochemical Exploration 22, 21–42.
- WEBSTER, J.G., 1986. The solubility of gold and silver in the system Au-Ag-S-O₂-H₂O at 25°C and 1 atm. Geochim. Cosmochim. Acta, 50: 1837-1845.
- WILSON, A.F., 1984. Origin of quartz free gold nuggets and supergene gold found in laterites and soils: a review of some new observations. Australian Journal of Earth Sciences., 31: 303-316.
- WILLIAMS-JONES A.E, BOWELL, R.J., MIGDISOV A.A. 2009. Gold in solution. Elements, 5:281–287.
- WILSON K.C. & PUGH F.J., 1988. Dispersive force basic for concentration profiles, J Hydr Engng of ASCE, 14:806-810.

ZANG, W., FYFE, W.S. 1993. A three-stage genetic model for the Igarapé Bahia lateritic gold deposit, Carajás, Brazil. Economic Geology, 88:1768-1779

ANEXOS

Anexo 1: Tabelas de composição química das partículas de ouro.

-- Elemento não identificado na partícula.

VIRA SAIA						
Partícula 1 – Dimensão: 2,142mm						
Tipo	Au	Ag	Cd	Fe	Os	Pt
Veio	89,96	10,04	1,98	--	--	--
Veio	95,08	4,92	--	--	--	--
Veio	90,66	--	--	--	--	9,34
Veio	90,43	--	--	--	--	9,57
Veio	78,34	11,95	--	--	--	9,71
Veio	75,59	17,58	--	--	--	6,84
Veio	88,24	--	--	--	--	11,76
Veio	83,68	16,32	--	--	--	--
Veio	83,94	16,06	--	--	--	--
Veio	78,40	13,74	--	--	--	7,13
Veio	100,00	--	--	--	--	--
Veio	88,05	3,16	--	--	--	8,79
Veio	100,00	--	--	--	--	--
Veio	83,57	16,43	--	--	--	--
Veio	85,71	14,29	--	--	--	--
Veio	75,65	16,40	--	--	--	7,65
Veio	100,00	--	--	--	--	--
Veio	78,87	12,52	--	--	--	8,61
Veio	89,05	--	--	--	--	10,95
Veio	87,74	12,26	--	--	--	--
Média	87,15	8,28	0,10	--	--	4,52
Partícula 2 – Dimensão: 2,384mm						
Veio	89,66	10,34	--	--	--	--
Veio	92,21	7,79	--	--	--	--
Veio	93,05	6,95	--	--	--	--
Veio	93,10	6,90	--	3,69	--	--
Veio	92,04	7,96	--	--	--	--
Veio	91,95	8,05	--	--	--	--
Veio	92,83	7,17	--	--	--	--
Veio	93,59	6,41	--	--	--	--
Veio	90,67	9,33	--	--	--	--
Veio	90,40	9,60	--	--	--	--
Veio	93,21	6,79	--	--	--	--
Veio	94,74	5,26	--	--	--	--
Veio	94,01	5,99	--	--	--	--
Veio	93,21	6,79	--	--	--	--
Média	92,48	7,52	--	0,26	--	--
Partícula 3 – Dimensão: 2,421mm						
Veio	100,00	--	--	--	--	--
Veio	93,31	6,69	--	--	--	--
Veio	91,46	2,29	--	6,25	--	--
Veio	93,36	6,64	--	--	--	--
Veio	90,62	9,38	--	--	--	--
Veio	90,30	9,15	--	--	0,55	--
Veio	89,31	10,69	--	--	--	--
Veio	91,54	8,46	--	--	--	--
Veio	91,84	8,16	--	--	--	--
Veio	91,53	8,47	--	--	--	--
Veio	100,00	--	--	--	--	--
Veio	90,94	9,06	--	--	--	--
Veio	91,52	8,48	--	--	--	--
Veio	93,93	6,07	--	--	--	--
Veio	89,72	10,28	--	--	--	--
Média	92,63	6,92	--	0,42	0,04	--
RIBAÇÃO						

Partícula 1– Dimensão: 937,7µm						
Tipo	Au	Ag	Cd	Fe	Pt	S
Veio	96,69	3,31	--	--	--	--
Veio	96,62	3,38	--	--	--	--
Veio	95,99	4,01	--	--	--	--
Veio	95,77	4,23	--	--	--	--
Veio	97,43	2,57	--	--	--	--
Veio	95,43	4,57	--	--	--	--
Veio	100,00	--	--	--	--	--
Veio	98,40	1,60	--	--	--	--
Média	97,04	2,96	--	--	--	--
Partícula 2– Dimensão: 821,7µm						
Veio	98,52	1,48	--	--	--	--
Veio	94,25	5,75	--	--	--	--
Veio	94,81	5,19	--	--	--	--
Veio	96,30	3,70	--	--	--	--
Veio	100,00	--	--	--	--	--
Veio	95,14	4,86	--	--	--	--
Veio	97,42	2,59	--	--	--	--
Veio	88,52	6,63	--	--	--	--
Veio	94,85	5,15	--	--	--	--
Veio	96,30	3,70	--	--	--	--
Média	95,61	3,91	--	--	--	--
Partícula 3– Dimensão: 486,6µm						
Veio	95,47	4,53	--	--	--	--
Veio	91,04	5,57	--	3,39	--	--
Veio	95,96	4,04	--	--	--	--
Veio	94,02	5,98	--	--	--	--
Veio	97,57	2,43	--	--	--	--
Veio	96,46	3,54	--	--	--	--
Média	95,09	4,35	--	0,57	--	--
Partícula 4– Dimensão: 512,7µm						
Veio	95,20	4,80	--	--	--	--
Veio	97,12	2,88	--	--	--	--
Veio	99,05	0,95	--	--	--	--
Veio	95,34	4,66	--	--	--	--
Veio	95,34	4,66	--	--	--	--
Veio	95,80	4,20	--	--	--	--
Veio	95,64	4,36	--	--	--	--
Veio	95,88	4,12	--	--	--	--
Veio	94,76	5,24	--	--	--	--
Veio	96,03	3,97	--	--	--	--
Média	96,02	3,98	--	--	--	--
Partícula 5 – Dimensão: 617,2µm						
Veio	92,72	6,32	0,97	--	--	--
Veio	91,95	8,05	--	--	--	--
Veio	91,68	8,32	--	--	--	--
Veio	93,51	6,49	--	--	--	--
Veio	93,92	6,08	--	--	--	--
Veio	91,45	8,55	--	--	--	--
Veio	91,96	7,39	0,66	--	--	--
Veio	92,23	6,69	1,08	--	--	--
Veio	91,58	7,72	0,70	--	--	--
Veio	92,67	7,33	--	--	--	--
Média	92,37	7,29	0,34	--	--	--
Partícula 6– Dimensão: 354,2µm						
Veio	99,41	0,59	--	--	--	--
Veio	92,76	7,24	--	--	--	--
Veio	100,00	--	--	--	--	--
Veio	95,27	4,73	--	--	--	--
Veio	94,28	5,72	--	--	--	--
Veio	94,75	5,25	--	--	--	--
Veio	94,80	5,20	--	--	--	--
Veio	94,97	5,03	--	--	--	--
Média	95,78	4,22	--	--	--	--
Partícula 7– Dimensão: 610,7µm						
Veio	94,81	5,19	--	--	--	--
Veio	96,39	3,61	--	--	--	--
Veio	97,05	2,95	--	--	--	--
Veio	93,81	6,19	--	--	--	--

Veio	94,59	5,41	--	--	--	--
Veio	93,24	5,43	--	--	--	1,34
Veio	92,55	5,90	--	--	--	1,55
Veio	94,39	5,61	--	--	--	--
Veio	94,35	5,65	--	--	--	--
Média	94,58	5,10	--	--	--	0,32
Partícula 8– Dimensão: 372,8µm						
Veio	96,08	3,92	--	--	--	--
Veio	95,30	4,70	--	--	--	--
Veio	98,73	1,27	--	--	--	--
Veio	94,28	5,72	--	--	--	--
Média	96,10	3,90	--	--	--	--
Partícula 9– Dimensão: 279,6µm						
Veio	92,09	6,24	--	--	--	1,67
Veio	95,31	3,71	--	--	--	0,99
Veio	88,43	4,34	--	6,14	--	1,08
Veio	94,39	4,41	--	--	--	1,20
Veio	94,09	4,70	--	--	--	1,00
Veio	100,00	--	--	--	--	1,20
Veio	96,69	2,47	--	--	--	--
Veio	93,61	5,13	--	--	--	0,83
Veio	79,18	4,29	--	--	--	1,26
Veio	97,51	2,49	--	--	--	--
Veio	82,71	0,87	--	--	--	--
Veio	98,31	1,69	--	--	--	--
Veio	93,75	6,25	--	--	--	--
Média	92,77	3,58	--	0,47	--	0,71
Partícula 10– Dimensão: 388,1µm						
Veio	82,36	4,37	--	--	13,27	--
Veio	94,83	3,70	--	--	--	1,46
Veio	80,97	4,88	--	--	14,15	--
Veio	96,90	3,10	--	--	--	--
Veio	94,80	5,20	--	--	--	--
Veio	92,90	3,42	--	--	13,68	--
Veio	95,43	3,39	--	--	--	1,18
Veio	94,90	3,85	--	--	--	1,25
Veio	82,69	3,53	--	--	13,78	--
Veio	82,69	4,73	--	--	12,58	--
Veio	95,65	4,35	--	--	--	--
Média	90,37	4,05	--	--	6,13	0,35
Partícula 11– Dimensão: 502,9µm						
Veio	81,64	3,78	--	--	14,57	--
Veio	81,53	5,00	--	--	13,67	--
Veio	81,59	5,40	--	--	13,01	--
Veio	79,89	3,57	--	--	13,78	--
Veio	81,87	3,68	--	--	14,45	--
Veio	96,56	3,44	--	--	--	--
Veio	93,97	4,93	--	--	--	1,10
Veio	80,90	3,28	--	--	15,82	--
Veio	81,76	5,67	--	--	12,57	--
Média	84,41	4,31	--	--	10,87	0,12
Partícula 12– Dimensão: 439,4µm						
Veio	82,27	4,67	--	--	13,05	--
Veio	95,58	4,42	--	--	--	--
Veio	96,36	3,64	--	--	--	--
Veio	96,92	3,08	--	--	--	--
Veio	82,02	3,54	--	--	14,44	--
Veio	81,02	5,58	--	--	13,40	--
Veio	81,81	3,02	--	--	15,17	--
Veio	83,41	2,59	--	--	14,01	--
Veio	81,88	2,33	--	--	15,79	--
Veio	94,55	4,24	--	--	--	1,21
Média	87,58	3,71	--	--	8,59	0,12
Partícula 13– Dimensão: 365,1µm						
Veio	82,43	5,62	--	--	11,94	--
Veio	93,06	6,94	--	--	--	--
Veio	97,07	2,93	--	--	--	--
Veio	94,25	5,75	--	--	--	--
Veio	82,37	5,33	--	--	12,30	--
Veio	81,80	4,15	--	--	12,87	--

Veio	92,73	7,27	--	--	--	1,19	
Veio	92,22	6,26	--	--	--	--	
Veio	82,30	4,65	--	--	13,05	1,52	
Média	88,69	5,43	--	--	5,57	0,30	
Partícula 14– Dimensão: 477µm							
Veio	94,46	4,22	--	--	--	1,32	
Veio	98,26	1,74	--	--	--	--	
Veio	92,21	3,21	--	4,57	--	--	
Veio	81,81	4,34	--	--	12,37	1,48	
Veio	81,97	3,51	--	--	13,37	1,15	
Veio	84,31	2,79	--	--	12,90	--	
Veio	84,26	0,35	--	--	15,39	--	
Média	88,18	2,88	--	0,65	7,72	0,56	
Partícula 15– Dimensão: 449µm							
Veio	94,19	5,81	--	--	--	--	
Veio	81,04	4,99	--	--	12,46	1,51	
Veio	80,19	6,26	--	--	11,60	1,95	
Veio	82,69	3,11	--	--	12,56	1,63	
Veio	83,65	5,95	--	--	10,40	--	
Veio	82,47	3,41	--	--	12,81	1,32	
Média	84,04	4,92	--	--	9,97	1,07	
Partícula 16– Dimensão: 679,3µm							
Veio	94,78	4,21	--	--	--	1,01	
Veio	95,66	4,34	--	--	--	--	
Veio	81,85	5,54	--	--	1,09	1,52	
Veio	98,24	1,76	--	--	--	--	
Veio	93,26	6,74	--	--	--	--	
Veio	94,09	4,64	--	--	--	1,26	
Veio	82,31	5,29	--	--	10,92	1,48	
Veio	95,15	3,84	--	--	--	1,01	
Veio	83,13	4,69	--	--	12,18	--	
Média	90,94	4,56	--	--	2,69	0,70	
Partícula 17– Dimensão: 401,8µm							
Veio	82,51	4,95	--	--	10,93	1,62	
Veio	94,33	4,32	--	--	--	1,35	
Veio	84,62	3,52	--	--	11,85	--	
Veio	83,34	3,85	--	--	12,81	--	
Veio	93,57	5,20	--	--	--	1,23	
Veio	94,10	4,42	--	--	--	1,84	
Veio	83,47	4,89	--	--	9,89	1,74	
Veio	82,73	4,63	--	--	11,25	1,39	
Veio	95,36	3,90	--	--	--	0,74	
Veio	94,57	3,92	--	--	--	1,50	
Veio	93,34	6,66	--	--	--	--	
Média	89,27	4,57	--	--	5,16	1,04	
BAÚ							
Partícula 1– Dimensão: 1078mm							
Tipo	Au	Cu	Fe	Os	Pb	Pt	Zn
Colúvio	85,58	--	--	--	--	14,42	--
Colúvio	81,18	--	--	--	--	18,42	--
Colúvio	97,24	--	2,76	--	--	--	--
Colúvio	100,00	--	--	--	--	--	--
Colúvio	100,00	--	--	--	--	--	--
Colúvio	84,16	--	--	--	--	15,84	--
Colúvio	84,08	--	--	--	--	15,92	--
Média	90,32	--	0,39	--	--	9,23	--
Partícula 2– Dimensão: 927,4µm							
Colúvio	87,26	--	--	--	--	12,74	--
Colúvio	85,09	--	--	--	--	14,91	--
Colúvio	83,72	--	--	--	--	16,28	--
Colúvio	100,00	--	--	--	--	--	--
Colúvio	85,78	--	--	--	--	14,22	--
Colúvio	85,05	--	--	--	--	14,92	--
Colúvio	100,00	--	--	--	--	--	--
Média	89,56	--	--	--	--	10,44	--
Partícula 3– Dimensão: 943,1µm							
Colúvio	84,43	--	--	--	--	15,57	--
Colúvio	85,04	--	--	--	--	14,96	--
Colúvio	98,55	1,45	--	--	--	--	--

Colúvio	85,22	--	--	--	--	14,78	--
Colúvio	81,33	--	1,28	--	--	16,55	--
Colúvio	84,37	--	--	--	--	15,63	--
Colúvio	84,67	--	--	--	--	15,33	--
Média	86,23	0,21	0,18	--	--	13,26	--
Partícula 4 – Dimensão: 572,7µm							
Colúvio	85,57	--	--	--	--	14,43	--
Colúvio	84,82	--	--	--	--	15,18	--
Colúvio	83,69	--	--	--	--	16,31	--
Colúvio	96,30	--	--	--	3,70	--	--
Colúvio	97,93	2,07	--	--	--	--	--
Colúvio	84,31	--	--	--	--	15,69	--
Média	88,77	0,35	--	--	0,62	10,27	--
Partícula 5 – Dimensão: 467,6µm							
Colúvio	86,31	--	--	--	--	13,69	--
Colúvio	86,10	--	--	--	--	13,90	--
Colúvio	85,12	--	--	--	--	14,88	--
Colúvio	77,37	1,62	--	--	--	21,01	--
Colúvio	83,67	--	--	--	--	16,33	--
Colúvio	86,26	--	--	--	--	13,74	--
Colúvio	86,52	--	--	--	--	13,48	--
Colúvio	85,09	--	--	--	--	14,91	--
Colúvio	96,72	1,90	1,38	--	--	--	--
Média	85,91	0,39	0,15	--	--	13,55	--
Partícula 6 – Dimensão: 592,1µm							
Colúvio	100,00	--	--	--	--	--	--
Colúvio	100,00	--	--	--	--	--	--
Colúvio	85,68	--	--	--	--	14,32	--
Colúvio	87,76	--	--	--	--	12,24	--
Colúvio	100,00	--	--	--	--	--	--
Colúvio	100,00	--	--	--	--	--	--
Colúvio	89,31	--	--	--	--	10,69	--
Colúvio	87,03	--	--	--	--	12,97	--
Colúvio	100,00	--	--	--	--	--	--
Colúvio	84,24	1,28	--	--	--	14,48	--
Média	93,40	0,13	--	--	--	6,47	--
Partícula 7 – Dimensão: 876,2µm							
Colúvio	89,27	--	--	--	--	10,73	--
Colúvio	87,15	--	--	--	--	12,85	--
Colúvio	98,87	--	--	1,13	--	--	--
Colúvio	89,70	--	--	--	--	10,30	--
Colúvio	98,51	1,49	--	--	--	--	--
Colúvio	88,53	--	--	--	--	11,47	--
Colúvio	87,55	--	2,34	--	--	10,11	--
Colúvio	89,07	--	--	--	--	10,93	--
Colúvio	100,00	--	--	--	--	--	--
Média	92,07	0,17	0,26	0,13	--	7,38	--
Partícula 8 – Dimensão: 1095µm							
Colúvio	89,36	--	--	--	--	10,64	--
Colúvio	100,00	--	--	--	--	--	--
Colúvio	88,37	--	--	--	--	11,63	--
Colúvio	90,40	--	--	--	--	9,60	--
Colúvio	89,25	--	--	--	--	10,75	--
Colúvio	88,61	--	--	--	--	11,39	--
Colúvio	100,00	1,14	--	--	--	--	--
Colúvio	100,00	--	--	--	--	--	--
Colúvio	85,34	--	--	--	--	13,52	--
Colúvio	88,63	--	--	--	--	11,37	--
Colúvio	89,01	--	--	--	--	10,99	--
Média	91,72	0,10	--	--	--	8,17	--
Partícula 9 – Dimensão: 863,9µm							
Colúvio	79,12	--	--	--	--	20,88	--
Colúvio	100,00	--	--	--	--	--	--
Colúvio	80,43	--	--	--	--	19,57	--
Colúvio	78,29	--	--	--	--	21,71	--
Colúvio	79,71	--	--	--	--	20,29	--
Colúvio	83,34	--	--	--	--	16,53	--
Colúvio	81,41	--	--	--	--	18,59	--
Média	83,19	--	--	--	--	16,80	--
Partícula 10 – Dimensão: 407,5µm							

Colúvio	83,43	--	--	--	--	16,57	--
Colúvio	77,42	--	--	--	--	22,58	--
Colúvio	80,16	--	--	--	--	19,84	--
Colúvio	100,00	--	--	--	--	--	--
Colúvio	100,00	--	--	--	--	--	--
Colúvio	81,95	--	--	--	--	18,05	--
Colúvio	82,02	--	--	--	--	17,98	--
Média	86,43	--	--	--	--	13,57	--
Partícula 11– Dimensão: 667,7µm							
Colúvio	100,00	--	--	--	--	--	--
Colúvio	87,34	--	--	--	--	12,66	--
Colúvio	81,07	--	--	--	--	18,23	0,24
Colúvio	81,98	--	--	--	--	18,02	--
Colúvio	100,00	--	--	--	--	--	--
Colúvio	83,53	--	--	--	--	16,47	--
Colúvio	86,00	--	--	--	--	14,00	--
Colúvio	80,04	--	--	--	--	19,96	--
Média	87,50	--	--	--	--	12,42	0,03
Partícula 12– Dimensão: 541,4µm							
Colúvio	83,06	--	--	--	--	16,94	--
Colúvio	100,00	--	--	--	--	--	--
Colúvio	100,00	--	--	--	--	--	--
Colúvio	82,81	--	--	--	--	17,19	--
Colúvio	85,55	--	--	--	--	17,45	--
Colúvio	82,21	--	--	--	--	17,79	--
Média	88,94	--	--	--	--	11,56	--
Partícula 13– Dimensão: 254,4µm							
Colúvio	100,00	--	--	--	--	--	--
Colúvio	82,82	--	--	--	--	17,18	--
Colúvio	100,00	--	--	--	--	--	--
Colúvio	98,35	--	--	--	1,65	--	--
Colúvio	100,00	--	--	--	--	--	--
Colúvio	86,18	--	--	--	--	18,32	--
Colúvio	100,00	--	--	--	--	--	--
Média	95,34	--	--	--	0,24	5,07	--
Partícula 14– Dimensão: 587,3µm							
Colúvio	83,05	--	--	--	--	16,95	--
Colúvio	80,52	--	--	--	--	19,48	--
Colúvio	83,73	--	--	--	--	16,27	--
Colúvio	82,05	--	--	--	--	17,95	--
Colúvio	81,16	--	--	--	--	18,84	--
Colúvio	83,43	--	--	--	--	16,57	--
Colúvio	81,02	--	--	--	--	18,98	--
Colúvio	78,74	--	--	--	--	21,26	--
Média	81,71	--	--	--	--	18,29	--
Partícula 15– Dimensão: 579,1µm							
Colúvio	84,25	--	--	--	--	15,75	--
Colúvio	100,00	--	--	--	--	--	--
Colúvio	83,57	--	--	--	--	16,43	--
Colúvio	84,69	--	--	--	--	15,31	--
Colúvio	84,38	--	--	--	--	15,62	--
Colúvio	100,00	--	--	--	--	0,00	--
Média	89,48	--	--	--	--	10,52	--
Partícula 16– Dimensão: 873,8µm							
Colúvio	83,99	--	--	--	--	16,01	--
Colúvio	83,24	--	--	--	--	16,76	--
Colúvio	82,99	--	--	--	--	17,01	--
Colúvio	82,52	--	--	--	--	17,48	--
Colúvio	83,05	--	--	--	--	16,95	--
Colúvio	84,59	--	--	--	--	15,41	--
Média	83,40	--	--	--	--	16,60	--
Chapada de Natividade							
Partícula 1 – Dimensão: 502,6µm							
Tipo	Au	Ag	Fe	S			
Saprólito	82,65	8,28	2,23	6,85			
Saprólito	89,77	10,23	--	--			
Saprólito	86,48	6,41	1,81	5,30			
Saprólito	89,06	10,94	--	--			
Saprólito	89,41	5,30	--	5,29			

Média	87,47	8,23	2,02	5,81
Partícula 2 – Dimensão: 1,307µm				
Saprólito	100	-	--	--
Saprólito	88,27	6,37	--	5,35
Saprólito	87,98	6,62	--	5,41
Saprólito	88,26	6,25	--	5,49
Saprólito	94,40	0,90	--	4,69
Saprólito	88,06	6,45	--	5,49
Média	91,16	5,31	--	5,28
Partícula 3 – Dimensão: 874,7µm				
Saprólito	83,65	10,19	--	6,17
Saprólito	91,65	2,47	--	5,88
Saprólito	83,60	10,38	--	6,02
Saprólito	94,51	5,49	--	--
Média	88,35	7,13	--	6,02
Partícula 4 – Dimensão: 827,4µm				
Saprólito	90,75	3,24	--	6,01
Saprólito	89,81	4,21	--	5,98
Saprólito	95,26	--	--	4,74
Saprólito	90,91	3,46	--	5,63
Média	91,68	3,46	--	5,59
Partícula 5 – Dimensão: 252µm				
Saprólito	91,98	2,99	--	5,04
Saprólito	87,36	6,86	--	5,78
Saprólito	99,50	--	--	0,50
Saprólito	94,67	--	--	5,33
Saprólito	86,92	7,37	--	5,71
Saprólito	93,74	1,44	--	4,82
Saprólito	86,23	7,84	--	5,93
Média	91,48	5,3	--	4,73
Partícula 6 – Dimensão: 781,5µm				
Saprólito	88,05	6,76	--	5,19
Saprólito	89,63	6,16	--	4,21
Saprólito	90,20	5,62	--	--
Saprólito	86,80	7,30	--	5,89
Saprólito	90,06	4,57	--	5,38
Médio	88,94	6,08	--	5,16
Partícula 7 – Dimensão: 495,6µm				
Saprólito	93,00	0,49	--	6,52
Saprólito	100	--	--	--
Saprólito	100	--	--	--
Saprólito	100	--	--	--
Saprólito	94,07	--	--	5,93
Saprólito	94,06	--	--	5,94
Saprólito	93,36	--	--	6,64
Média	96,35	0,49	--	6,25
Partícula 8 – Dimensão: 73µm				
Saprólito	85,81	9,24	--	4,95
Saprólito	81,19	12,30	--	6,50
Saprólito	77,69	15,91	--	6,40
Saprólito	90,36	5,29	--	4,35
Média	83,76	10,68	--	5,55
Chapada de Natividade				
Partícula 1 – Dimensão: 189,1µm				
Tipo	Au	Ag	Pt	S
Veio	89,39	9,41	1,20	--
Veio	85,39	8,43	0,81	5,38
Veio	87,45	7,74	--	4,82
Veio	88,32	7,09	--	4,59
Veio	84,77	9,78	--	5,45
Veio	88,09	7,41	--	4,50
Veio	89,59	0,31	--	--
Veio	93,09	6,91	--	--
Média	88,26	7,13	1,00	4,94
Partícula 2 – Dimensão: 155,6µm				
Veio	89,50	6,38	--	4,11
Veio	87,56	7,81	--	4,64
Veio	85,30	9,43	--	5,27
Veio	91,52	5,07	--	3,41

Veio	93,53	6,47	--	--
Veio	91,78	8,22	--	--
Veio	88,74	6,66	--	4,60
Média	89,70	7,14	--	4,40
Partícula 3 – Dimensão: 161,9µm				
Veio	92,46	7,54	--	--
Veio	88,23	7,40	--	4,36
Veio	89,74	6,26	--	4,00
Veio	89,38	6,77	--	8,84
Veio	89,87	6,10	--	4,03
Veio	94,54	5,46	--	--
Média	90,70	6,58	--	5,30
Partícula 4 – Dimensão: 37,17µm				
Veio	94,21	3,15	--	2,63
Veio	88,18	7,32	--	4,51
Veio	90,51	9,49	--	--
Veio	92,05	7,95	--	--
Veio	96,50	3,50	--	--
Veio	85,95	9,89	--	4,16
Média	91,23	6,88	--	3,76
Partícula 5 – Dimensão: 239,3µm				
Veio	87,62	7,87	--	4,51
Veio	93,40	6,60	--	--
Veio	88,29	7,40	--	4,31
Veio	85,90	8,89	--	5,21
Veio	85,29	9,35	--	5,36
Média	88,1	8,02	--	4,84
Partícula 6 – Dimensão: 217,1µm				
Veio	86,84	13,16	--	--
Veio	92,94	7,06	--	--
Veio	92,75	7,25	--	--
Veio	86,89	8,44	--	4,71
Veio	91,80	8,20	--	--
Média	90,24	8,82	--	4,71
Partícula 7 – Dimensão: 322,1µm				
Veio	85,25	9,80	--	4,95
Veio	89,10	10,90	--	--
Veio	89,31	10,69	--	--
Veio	89,52	10,48	--	--
Veio	88,42	7,54	--	4,05
Veio	89,71	10,29	--	--
Veio	85,15	9,90	--	4,69
Veio	84,74	9,74	--	5,47
Média	87,65	9,91	--	4,79
Partícula 8 – Dimensão: 161,2µm				
Veio	87,48	7,93	--	4,59
Veio	87,39	7,80	--	4,82
Veio	86,43	8,40	--	5,16
Veio	86,56	8,43	--	5,01
Veio	87,35	7,97	--	4,68
Veio	92,10	7,90	--	--
Veio	86,25	8,86	--	4,89
Média	87,65	8,18	--	4,85
Partícula 9 – Dimensão: 292,8µm				
Veio	90,38	5,77	--	3,85
Veio	85,93	9,00	--	5,08
Veio	86,54	8,48	--	4,97
Veio	86,89	8,35	--	4,77
Veio	87,94	7,51	--	4,54
Veio	86,95	8,18	--	4,88
Média	87,43	7,88	--	4,68
Partícula 10 – Dimensão: 42,25µm				
Veio	91,87	4,39	--	3,75
Veio	90,07	9,93	--	--
Veio	90,49	9,51	--	--
Veio	91,35	8,65	--	--
Veio	85,01	9,68	--	5,31
Veio	85,68	9,18	--	5,14
Média	89,07	8,55	--	4,73

Partícula 11 – Dimensão: 34,76µm				
Veio	91,99	8,01	--	--
Veio	90,88	9,12	--	--
Média	91,43	8,56	--	--
Partícula 12 – Dimensão: 326,9µm				
Veio	91,99	8,01	--	--
Veio	92,19	7,81	--	--
Veio	92,44	7,56	--	--
Veio	91,85	8,15	--	--
Veio	90,49	9,51	--	--
Veio	85,67	11,82	--	2,51
Média	90,77	8,81	--	2,51
Partícula 13 – Dimensão: 326,9µm				
Veio	88,74	11,26	--	--
Veio	89,9	10,1	--	--
Veio	89,48	10,52	--	--
Veio	89,97	10,03	--	--
Veio	90,62	9,38	--	--
Média	89,74	10,25	--	--
Partícula 14 – Dimensão: 90,31µm				
Veio	92,99	6,07	--	0,94
Veio	92,98	7,02	--	--
Veio	95,79	4,21	--	--
Veio	89,11	10,89	--	--
Média	92,7175	7,0475	--	0,94
Partícula 15 – Dimensão: 67,67µm				
Veio	87,75	12,25	--	--
Veio	93,42	6,58	--	--
Veio	89,8	10,02	--	--
Veio	88,85	11,15	--	--
Veio	89,56	10,44	--	--
Média	89,87	10,08	--	--
Partícula 16 – Dimensão: 38,57µm				
Veio	91,55	8,45	--	--
Veio	91,32	8,68	--	--
Veio	89,74	10,26	--	--
Veio	92,08	7,92	--	--
Veio	90,82	9,18	--	--
Veio	90,55	9,45	--	--
Média	91,01	8,99	--	--
Partícula 17 – Dimensão: 62,74µm				
Veio	88,92	11,08	--	--
Veio	91,6	8,4	--	--
Veio	90,93	9,07	--	--
Média	90,48	9,51	--	--
Partícula 18 – Dimensão: 247,8µm				
Veio	91,42	6,93	--	1,65
Veio	92,03	7,97	--	--
Veio	91	9	--	--
Veio	89,72	8,37	--	1,91
Veio	92,65	7,35	--	--
Média	91,36	7,92	--	1,78
Capão da Onça				
Partícula 1 – Dimensão: 2 mm				
Tipo	Au	Ag		Fe
Aluvião	94.63	--		5.37
Aluvião	96.56	--		3.44
Aluvião	96.29	--		3.71
Aluvião	93.43	--		6.57
Aluvião	95.16	--		4.84
Aluvião	100.00	--		--
Aluvião	100.00	--		--
Aluvião	95.82	--		4.18
Aluvião	100.00	--		--
Média	96.88			4.685
Partícula 2 – Dimensão: 320,8µm				
Aluvião	91.38	8.62		--
Aluvião	100.00	--		--
Aluvião	100.00	--		--

Aluvião	100.00	--	--
Aluvião	100.00	--	--
Aluvião	100.00	--	--
Aluvião	100.00	--	--
Aluvião	100.00	--	--
Aluvião	100.00	--	--
Aluvião	100.00	--	--
Aluvião	100.00	--	--
Média	99.21636	8.62	
Partícula 3 – Dimensão: 434,8µm			
Aluvião	100.00	--	--
Aluvião	100.00	--	--
Aluvião	100.00	--	--
Aluvião	100.00	--	--
Aluvião	100.00	--	--
Média	100.00		
Partícula 4 – Dimensão: 622,9µm			
Aluvião	100.00	--	--
Aluvião	100.00	--	--
Aluvião	100.00	--	--
Aluvião	100.00	--	--
Aluvião	100.00	--	--
Aluvião	100.00	--	--
Média	100.00		
Partícula 5 – Dimensão: 591,4µm			
Aluvião	100.00	--	--
Aluvião	100.00	--	--
Aluvião	100.00	--	--
Aluvião	100.00	--	--
Aluvião	100.00	--	--
Média	100.00		
Partícula 6 – Dimensão: 470,5 µm			
Aluvião	100.00	--	--
Aluvião	100.00	--	--
Aluvião	96.28	--	3.72
Aluvião	100.00	--	--
Aluvião	86.05	--	13.95
Aluvião	100.00	--	--
Média	97.055		8.835
Partícula 7 – Dimensão: 335,7µm			
Aluvião	100.00	--	--
Aluvião	100.00	--	--
Aluvião	98.80	--	1.20
Aluvião	100.00	--	--
Aluvião	100.00	--	--
Aluvião	97.20	--	2.80
Média	99.333		2.00
Partícula 8 – Dimensão: 692,7µm			
Aluvião	100.00	--	--
Aluvião	100.00	--	--
Aluvião	100.00	--	--
Aluvião	100.00	--	--
Aluvião	100.00	--	--
Aluvião	100.00	--	--
Média	100.00		
Partícula 9 – Dimensão: 1091mm			
Aluvião	100.00	--	--
Aluvião	100.00	--	--
Aluvião	100.00	--	--
Aluvião	100.00	--	--
Aluvião	100.00	--	--
Aluvião	100.00	--	--
Média	100.00		
Partícula 10 – Dimensão: 568,4µm			
Aluvião	100.00	--	--
Aluvião	100.00	--	--
Aluvião	100.00	--	--
Aluvião	100.00	--	--
Aluvião	100.00	--	--

Aluvião	100.00	--	--
Média	100.00		
Martins Lopes			
Partícula 1 – Dimensão: 1000 mm			
Tipo	Au	Ag	Fe
Veio	94.22	5.78	--
Veio	96.55	3.45	--
Veio	97.23	--	2.77
Veio	98.42	--	1.58
Veio	94.77	1.96	3.28
Média	96.238	3.73	2.5433
Partícula 2 – Dimensão:1129 mm			
Veio	89.17	10.83	--
Veio	88.90	9.53	1.57
Veio	87.55	12.45	--
Veio	91.08	8.92	--
Veio	89.44	10.56	--
Veio	92.14	7.86	--
Veio	89.87	10.13	--
Veio	88.53	11.47	--
Veio	89.52	10.48	--
Veio	89.29	10.71	--
Média	89.552	10.294	1.57
Partícula 3 – Dimensão:989,5 µm			
Veio	88.37	11.63	--
Veio	80.70	10.28	9.02
Veio	91.30	3.98	4.72
Veio	76.95	3.55	19.51
Veio	92.51	7.49	--
Veio	89.22	10.78	--
Veio	92.00	8.00	--
Veio	88.90	11.10	--
Média	87.49375	8.35125	11.08333
Partícula 4 – Dimensão:777,4 µm			
Veio	96.01	3.99	--
Veio	91.59	8.41	--
Veio	90.11	9.89	--
Veio	91.52	8.48	--
Veio	91.45	8.55	--
Veio	90.56	9.44	--
Veio	90.60	9.40	--
Veio	88.97	11.03	--
Média	91.35125	8.64875	
Partícula 5 – Dimensão:702,6 µm			
Veio	93.14	6.86	--
Veio	89.62	10.38	--
Veio	88.83	11.17	--
Veio	91.39	8.61	--
Veio	90.14	9.86	--
Veio	96.40	3.60	--
Veio	91.69	8.31	--
Veio	91.45	8.55	--
Média	91.5825	8.4175	
Partícula 6 – Dimensão: 554,6µm			
Veio	90.99	9.01	--
Veio	92.05	7.95	--
Veio	90.64	9.36	--
Veio	91.07	8.93	--
Veio	91.56	8.44	--
Veio	88.00	12.00	--
Veio	94.66	5.34	--
Veio	92.30	5.76	1.93
Média	91.40875	8.34875	1.93
Partícula 7 – Dimensão: 488,2µm			
Veio	96.65	1.91	1.45
Veio	93.50	5.21	1.29
Veio	98.99	1.01	--
Veio	91.70	3.16	5.14
Veio	94.22	3.83	1.94

Veio	97.29	0.48	2.23
Veio	97.34	1.45	1.20
Média	95.67	2,43571	2.2083333
Partícula 8 – Dimensão: 420,8µm			
Veio	95.97	--	4.03
Veio	93.16	5.68	1.16
Veio	98.16	1.84	--
Veio	99.62	0.38	--
Média	96.7275	2,63333	2.595
Partícula 9 – Dimensão: 507,9µm			
Veio	98.93	1.07	--
Veio	90.57	9.43	--
Veio	96.86	3.14	--
Veio	97.59	1.64	0.77
Veio	95.58	4.42	--
Veio	94.22	2.93	2.85
Média	95.625	3.7716	1.81
Partícula 10 – Dimensão: 563,2µm			
Veio	83.35	14.37	2.28
Veio	86.82	8.52	4.66
Veio	90.33	9.67	--
Veio	89.50	8.52	1.98
Veio	91.61	7.35	1.04
Veio	91.67	6.95	1.38
Veio	94.01	2.47	3.51
Veio	86.13	10.52	3.35
Veio	93.21	6.79	--
Veio	91.88	5.82	2.30
Média	89.851	8.098	2.56