



Universidade de Brasília
Instituto de Geociências

ANÁLISE REGIONAL DE MÚLTIPLAS VARIÁVEIS À DISCRIMINAÇÃO DE SISTEMAS MINERALIZANTES DA PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS – PA

Marcelo Januário de Sousa

Dissertação de Mestrado Nº 441

Área de Concentração: Prospecção e Geologia Econômica

Orientador: Prof. Dr. Valmir da Silva Souza

Brasília - DF

Julho de 2019



Banca Examinadora

Orientador: Prof. Dr. Valmir da Silva Souza

Instituto de Geociências (UnB – Universidade de Brasília)

Prof. Dra. Adalene Moreira Silva

Instituto de Geociências (UnB)

Prof. Dr. Marcelo Henrique Leão Santos

Faculdade de Ciências e Tecnologia (UFG - Universidade Federal de Goiás)



Sumário

Lista de Figuras	4
Lista de Tabelas	6
<i>Abstract</i>	7
Resumo	8
Agradecimentos	9
1. Introdução e Justificativas	10
2. Localização, Acessos e Infraestrutura	11
3. Objetivos	11
4. Contexto Geotectônico.....	11
4.1. Geologia Local	16
4.1.1. Província Carajás (3,10 – 2,53 Ga)	16
4.1.2. Província Transamazonas (2,25 - 2,0 Ga)	21
4.1.3. Província Amazônia Central (1,88 – 1,70 Ga)	21
4.1.4. Província Tocantins.....	22
4.1.5. Enxames de Diques	22
5. Contexto Metalogenético	23
5.1. Província Mineral de Carajás	25
5.1.1. O Sistema Hidrotermal – Magmático.....	26
5.1.2. O Sistema Sedimentar Marinho	30
5.1.3. O Sistema Mineralizante Metamórfico	32
5.1.4. Sistema Endomagmático	33
5.1.5. Sistema Supergênico	34
5.1.6. Sistema Mineralizante Indefinido	35
6. Materiais e Métodos	35
6.1. Compilação Geológica e de Recursos Minerais	35
6.2. Geoquímica Regional.....	37
6.3. Aerogeofísica	43
6.3.1. Aerogamaespectrometria.....	46
6.3.2. Aeromagnetometria.....	56
6.4. Estatística multivariada	62
7. Discussão e Resultados	64
8. Conclusões	78
9. Referências Bibliográficas	82



Lista de Figuras

- Figura 1:** Localização da área em polígono preto sobre imagem SRTM (Shuttle Radar Topography Mission, NASA) com resolução de 30 m. As legendas em branco destacam o nome da rodovia (p.ex., PA-279) e a distância para a cidade mais próxima. 12
- Figura 2:** Mapa de localização dos domínios tectônicos de acordo com o modelo proposto pelo SGB/CPRM (CPRM, 2003) sobre imagem SRTM. 14
- Figura 3:** (A) Primeira compartimentação tectônica em três províncias de Almeida et al. (1977); (B) proposta de Hasui et al. (1984a); (C e D) as províncias geocronológicas de Tassinari & Macambira (2004, 1999) e Santos et al. (2000), respectivamente. 15
- Figura 4:** Mapa Geológico simplificado da área de estudo com os depósitos minerais identificados por números (Dados SGB/CPRM, folhas 1:250.000 e 1:100.000) (Almeida et al., 2001; Araújo & Maia, 1991; Araújo & Olivatti, 1994; Costa et al., 2016; Figueiredo et al., 2001; Matos et al., 2009; Neves & Vale, 1999; Oliveira et al., 1994; Santos & Pena Filho, 2000; Souza & Moreton, 2001). 18
- Figura 5:** Legenda do mapa geológico apresentado na figura 4. 19
- Figura 6:** Esquema representativo da população (Universo amostral), dos sistemas mineralizantes (A e B), dos processos mineralizantes (P1,...,P3), dos modelos metalogenéticos (A1, A2, A3 / B1 e B2) e dos depósitos minerais (a, b, c, e, f, g). A letra “d” representa um prospecto. 23
- Figura 7:** Área da província mineral de Carajás em linha pontilhada grossa e domínios tectônicos em linha pontilha fina. Os pontos coloridos (losangos, círculos e triângulos) são as amostras coletadas na forma de depósitos e prospectos utilizados na análise estatística e os pontos negros menores são ocorrências minerais. Todas as informações estão sobre uma imagem de densidade de estruturas por quilômetro quadro obtida nesse trabalho (a alta densidade em vermelho e a baixa densidade em verde). 26
- Figura 8:** (A) Quadrículas das folhas geológicas 1:250.000 que abrangem a área do projeto em polígono cinza e, em vermelho claro, está representado a área da ARIM Carajás e Rio Maria (Matos et al., 2009) ou a Província Mineral de Carajás. (B) Área da pesquisa com destaque para o limite da Província Mineral de Carajás (CMP, Carajás Mineral Province) que engloba todo o Domínio Carajás (CKS) e parte do Domínio Rio Maria (RM) com maior concentração de greenstone belts. A Província Mineral de Carajás representa a região com maior diversidade metalogenética como observado pelo mapa de densidade de pontos por km² que reflete a concentração de depósitos e ocorrências minerais em círculo branco. Para uma melhor visualização das estruturas utiliza-se um dos produtos aerogeofísicos obtidos nessa dissertação (1ª Derivada Vertical) como imagem de fundo. 36
- Figura 9:** Mapa com a distribuição geográfica dos 20 levantamentos geoquímicos utilizados na pesquisa. 37
- Figura 10:** Processamento dos dados geoquímicos – (1) Pré-processamento dos dados brutos para correção dos valores LLD, ULD, ausentes e verificação da variabilidade por meio do desvio padrão ($\geq 0,5$); (2) Transformação em unidades de desvios padrões (p.ex., Z-V1); (3) Gridding ou transformação para uma malha regular; e, (4) interpolação Final. V: variável e S: amostra. 38
- Figura 11:** Distribuição dos valores padronizados (eixo-x) das nove variáveis geoquímicas selecionadas em 6.538 amostras. (A) Cromo, (B) Cobalto, (C) Cobre, (D) Níquel, (E) Ferro, (F) Manganês, (G) Chumbo, (H) Estanho e (I) Zinco. 41
- Figura 12:** Imagens dos grids geoquímicos (resolução de 1,0 km) interpolados em 6.538 amostras. Os dados estão em unidades de desvio padrão e sobreposto a eles estão destacados os sistemas mineralizantes e o limite da Província Mineral de Carajás em linha preta tracejada. (A) Cobalto, (B) Cromo, (C) Cobre, (D) Ferro, (E) Manganês, (F) Níquel, (G) Chumbo, (H) Estanho e (I) Zinco. 42
- Figura 13:** Aerolevantamentos utilizados no estudo, os polígonos coloridos representam os aerolevantamentos e o polígono cinza a área da dissertação. 44



Figura 14: Fluxograma do processamento de dados aerogeofísicos. As letras “A, B, C, D e E” correspondem aos cinco aerolevantamentos individuais integrados numa única base de dados e processados segundo o tipo de dado – raios gama ou magnéticos. 46

Figura 15: Modelo de regressão linear simples para cálculo dos valores anômalos de K e eU. 47

Figura 16: (A) Histograma do canal do K (%) em vermelho na imagem ternária com limiar em 2,0%; (B) Histograma do canal do eTh (ppm) em verde na imagem ternária com limiar em 10 ppm; (C) Histograma do canal do eU (ppm) em azul na imagem ternária com limiar em 4,0 ppm (D) Boxplot com os três radioelementos padronizados pelo valor do desvio padrão; (E) Gráfico de probabilidade normal para o K (%); (F) Gráfico de probabilidade normal para o eTh (ppm); (G) Gráfico de probabilidade normal para o eU; e, (H) Gráfico ternário para os três radioelementos. 49

Figura 17: Regressões lineares para a obtenção do Potássio Estimado (KEst) e Urânio Estimado (eUEst) nas retas tracejadas. As retas cheias correspondem às regressões lineares obtidas normalmente pelo programa estatístico durante o processo de regressão linear simples. 51

Figura 18: Produtos aerogamaespectrométricos. O polígono tracejado representa a área da Província Mineral de Carajás. Os pontos nas quatro imagens representam a compilação dos recursos minerais indiscriminados. (A) Potássio anômalo (KAn %, Eq. 4). (B) Imagem do canal do tório equivalente (eTh ppm), os valores mais baixos podem representar tanto corpos d’água e rochas sem intemperismo. (C) Urânio anômalo (eUAN ppm, Eq. 7) com filtro de convolução hanning 5x5; os valores mais baixos podem ser correlacionados com corpos d’água, rochas máfica-ultramáficas e zonas muito intemperizadas. (D) Imagem ternária (RGB) com vermelho (R:red) representando o canal do KAn, verde (G:green) o canal do eTh e azul (B:blue) o canal do eUAN. 55

Figura 19: (A) Imagem do Campo Magnético Anômalo (CMA) e (B) Amplitude do Sinal analítico (ASA). As duas imagens apresentam uma célula de interpolação de de 150 m. 57

Figura 20: (A) Derivada Horizontal no eixo X (Dx) - destaques para o enxame de diques na Faixa Araguaia; (B) Derivada Horizontal no eixo Y (Dy) – destaque para o cisalhamento E-W; e (C) Derivada Vertical (Dz) – destaque para os enxames de diques N-S da Faixa Araguaia. 58

Figura 21: (A) Inclinação do Sinal Analítico (TILT) em radianos; Domínio Bacajá (BD, Bacajá Domain), Bacia Carajás (CB, Carajás Basin), Granitos indiferenciados (Gr, Granites), Faixa Araguaia (AB, Araguaia Belt), Enxame de Diques (DS, Dyke Swarms), Greenstone Belt) e Greenstone Belts (GB). (B) Profundidades das estruturas interpoladas por mínima curvatura com célula de interpolação de 150 m, as profundidades variam de 0,5 a 3.252 m com destaque para a zona de sutura (SZ, Suture Zone) entre a Faixa Araguaia e o Domínio Rio Maria. 59

Figura 22: Mapa de densidade de estruturas obtidas a partir da interpretação dos lineamentos magnéticos das três derivadas Dx, Dy e Dz. O mapa está em transparência sobre a imagem da primeira derivada vertical. As maiores concentrações de estruturas correspondem às zonas de empurrão (p.ex., Domínio Bacajá) e cisalhamento (p.ex., greenstone belts) e as menores concentrações correspondem aos granitos pós-tectônicos paleoproterozoicos, bem como, a área da Bacia Carajás (CB, Carajás Basin) onde aflora a seção sedimentar marinha. 61

Figura 23: Modelo conceitual de uma zona de falha com destaque para as principais arquiteturas estruturais ou núcleo da falha ou damage zone, os elementos estruturais e as feições estruturais. Notar a diminuição da concentração e estruturas ao se distanciar da zona de cisalhamento (Choi et al., 2016). 62

Figura 24: Gráfico scree dos autovalores (scores) contra o número de componentes principais iguais ao número de variáveis (No. 19). Deve-se notar que a variância diminui com o aumento de componentes. O critério de seleção baseou-se no método de Kaiser com variância maior do que 1,0, de tal modo que os componentes apresentem significado estatístico. Os pontos cinza foram escolhidos para a análise estatística deste estudo (PC1, PC3 e PC5). 65

Figura 25: Gráfico de barras dos coeficientes das cargas (loadings coefficients) das três componentes - (A e B) PC1, (C e D) PC3 e (E e F) PC5 organizados pelas dezenove variáveis em ordem decrescente. 66



Figura 26: (A, B e C) Gráficos de variabilidade das pontuações (scores) vs. depósitos minerais e (D, E e F) pontuações médias vs. depósitos minerais. Total de 57 amostras. 68

Figura 27: Gráfico biplot das pontuações das PC1 vs. PC3 e PC3 vs. PC5 classificados pelos depósitos minerais da Província Mineral de Carajás e Faixa Araguaia. 72

Lista de Tabelas

Tabela 1: Os sete sistemas mineralizantes da Província Mineral de Carajás, organizados pela quantidade de depósitos e prospectos contidos (No.). 24

Tabela 2: As bases de dados geoquímicas do SGB/CPRM. 39

Tabela 3: Relação entre o tamanho das bases de dados e os tipos de interpoladores (Golden Software, 1995). 40

Tabela 4: Estatística descritiva dos grids geoquímicos em unidades de desvio padrão. IQR: Intervalo Interquartil e DP: Desvio Padrão.(No. 6.538 amostras). 41

Tabela 5: Relação dos aerolevantamentos executados pelo SGB/CPRM. 45

Tabela 6: Estatística básica para os três canais eTh, eU e K (No. = 6.363.632). 48

Tabela 7: Variáveis selecionadas para a análise estatística multivariada. 63

Tabela 8: Distribuição da variância total por componentes. 64



Abstract

The Principal Component Analysis (PCA) applied as a method of discrimination of mineralized systems hosted in the Mineral Province of Carajás and Araguaia Mobile Belt (southeast border of the Amazon Craton). In order to do so, we used regional geological, geochemical, as well as aerogeophysics datasets. The statistical analysis resulted in nineteen variables: nine geochemical (Cr, Co, Cu, Fe, Mn, Ni, Pb, Sn, Zn), nine geophysics (K anomalous, eU anomalous, eTh, ASA, Dz, Dx, Dy, TILT, Euler), and one variable that is a product of the quantitative interpretation of geophysical data (Density of Structures). This set of variables aimed at discriminating the possible geological processes, generating six mineralizing systems, namely: hydrothermal-magmatic, marine sedimentary, metamorphic, endomagmatic, supergenic, and undefined (e.g., Serra Pelada deposit).

The multivariate statistical analysis returned nineteen significant principal components (PC), of which eight were selected and accounted for ca. 75% of the total variance of the database in a range of variance from 3.378 (PC1) to 1.013 (PC8). The principal components PC1, PC3, and PC5 were selected for had better identify patterns and trends in the data, because the greater gradient of variance. The PC1 is the principal component with greater variance (ca. 3.38) it differentiates the geological processes related to lateritic mineralization (e.g., Nickel Lateritic), Lake Superior-type BIF, and orogenic gold deposits from all other mineralizing systems that occur in the Mineral Province of Carajás. The PC3 with 2.3 of variance forms three clusters, and differentiates between the main mineral deposit models of the hydrothermal-magmatic system with strong structural controls (e.g., IOCG deposits), and the Nickel Lateritic deposits from Carajás Mineral Province from Araguaia Mobile Belt. The 1.15 variance PC5 separates mineralizing systems with different structural orientations (EW, NW-SE and NE-SW) related to horizontal magnetic derivatives (Dx, Dy) and ASA from Carajás Mineral Province from N-S oriented structures related to vertical magnetic derivative (Dz) and Depth variables. Finally, Au-(PGE) Serra Pelada deposit has a higher linear and spatial correlation with the oxidized intrusion-related, IOCG and Hydrothermal Ni metallogenetic models.



Resumo

A Análise de Componentes Principais (PCA, *Principal Component Analysis*) foi aplicada como método de discriminação de sistemas mineralizantes hospedados na Província Mineral de Carajás e na Faixa Araguaia (borda sudeste do Cráton Amazônico). Para tanto, utilizou-se dados geológicos e geoquímicos regionais, como também, aerogeofísicos que resultaram em dezenove variáveis: nove geoquímicas (Cr, Co, Cu, Fe, Mn, Ni, Pb, Sn, Zn), nove geofísicas ($K_{\text{anômalo}}$, $eU_{\text{anômalo}}$, eTh , ASA, Dz, Dx, Dy, TILT, Euler) e uma variável produto da interpretação quantitativa dos dados geofísicos (Densidade de Estruturas - *Density*). A análise deste conjunto de variáveis visou à discriminação dos possíveis processos geológicos, geradores de seis sistemas mineralizantes, a saber: hidrotermal-magmático (No. 26), sedimentar marinho (No. 16), metamórfico (No. 5), endomagmático (No. 1), supergênico (No. 8) e indefinido (No. 1).

A análise estatística multivariada retronou dezenove componentes principais (PC) dos quais oito foram selecionadas e contabilizam ca. 75% da variância do sistema geológico estudado com intervalo variância de 3,378 (PC1) até 1,013 (PC8). As componentes principais PC1, PC3 e PC5 foram selecionadas por melhor identificar padrões e tendências nos dados estudados, devido ao maior gradiente de variância. A PC1 é a componente principal com maior variância (ca. 3,38). Ela diferencia os processos geológicos relacionados com a formação das mineralizações de Ni laterítico, formações ferríferas do tipo Lago Superior e Ouro Orogênico dos outros sistemas mineralizantes que ocorrem na Província Mineral de Carajás. A PC3 com 2,3 de variância forma três agrupamentos. Diferencia os principais depósitos minerais dos sistemas mineralizantes com forte controle estrutural (p.ex., tipo IOCG) e separara os depósitos de Ni laterítico do Domínio Carajás da Faixa Araguaia. A PC5 com variância de 1,15 desmembra os sistemas mineralizantes com direfentes orientações estruturais (E-W, NW-SE e NE-SW) e correlatos com magnetismo (ASA) e com as derivadas magnéticas horizontais (Dx, Dy) da Província Mineral de Carajás das estruturas orientadas N-S relacionadas com a derivada magnética vertical (Dz) e a variável Depth. Finalmente, o depósito de Au-(PGE) de Serra Pelada, considerado indefinido, tem maior correlação linear com os depósitos dos tipos Oxidized Intrusion-Related, IOCG e Ni Hidrotermal.



Agradecimentos

Agradeço a minha esposa, Juliane Uchôa, pela enorme paciência, amor e troca de experiência de vida. Aos meus orientadores Prof. Dr. Valmir da Silva Souza e Prof. Dr. Augusto Bittencourt Pires. Por fim, a CPRM pelos três meses de liberação para o término da dissertação.



1. Introdução e Justificativas

O texto aqui apresentado sob a forma de uma dissertação de Mestrado e intitulado “*Análise Regional de Múltiplas Variáveis Aplicada à Discriminação de Sistemas Mineralizantes da Província Mineral de Carajás – PA*” e orientada pelo Prof. Dr. Valmir da Silva Souza, apresenta os resultados obtidos em dois anos de pesquisa (2017 – 2019), desenvolvida junto ao Programa de Pós-Graduação do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília (IG/UnB), na área de concentração Geologia Econômica e Prospecção Mineral.

Desde o final da década de 1960, o uso de dados geoquímicos e geofísicos tem sido de grande êxito na prospecção e no reconhecimento regional em áreas de pouco conhecimento geológico (Dentith & Mudge, 2014; Grunsky, 2010). Na mesma época, um caso de sucesso brasileiro foi a descoberta dos depósitos de ferro de Carajás, com uso de magnetometria aerotransportada (Tolbert et al., 1971). Dados geológicos, geoquímicos e geofísicos são sistemas multidimensionais complexos que fornecem informações quantitativas consistindo de muitas variáveis ou de atributos registrados em uma grande quantidade de amostras ou objetos. Portanto, carecem de um correto entendimento que deve ser feito de modo integrado cuja análise unidimensional de determinado componente é menos eficiente.

Antes da utilização de métodos estatísticos multivariados, o foco dessas análises era na determinação de populações e de regiões geográficas anômalas e do teor de fundo (*background*), os quais contavam com grande participação humana devido aos cálculos manuais (Howarth & Sinding-Larsen, 1983). O tratamento estatístico por meio de técnicas multivariadas já era há muito tempo conhecido. Por exemplo, Manly & Alberto (2016) demonstram que o primeiro pesquisador a utilizar esse método foi Bumpus em 1898 com o uso de medidas corporais de pardais mortos após uma tempestade com o intuito de provar a teoria da seleção natural de Darwin. A utilização das mesmas era inviabilizada por causa do grande volume de cálculos necessários. Com o avanço computacional, as técnicas de estatística de múltiplas variáveis tornaram-se viáveis nos últimos 40 anos (Manly & Alberto, 2016).

De modo geral, essas técnicas se dividem em dois ramos (Mellinger, 1987): (i) métodos de classificação como análise de agrupamento (*p.ex., cluster analysis*) e (ii) análise de fatores (*p.ex., Análise de Componentes Principais*). Neste trabalho, será tratado apenas o segundo tema. A análise de componentes principais proporciona a delimitação das principais tendências entre as variáveis sob análise. Além disso, pode fundamentar às interpretações dessas informações por meio de poucos diagramas (*p. ex., diagramas de pontuações da Análise de Componentes Principais*) (Grunsky, 2010; Reyment & Savazzi, 1999). Essas tendências identificadas podem incluir variações associadas com as litologias subjacentes, sistemas mineralizantes e, em determinados casos, depósitos minerais de uma província mineral.



2. Localização, Acessos e Infraestrutura

A presente Dissertação de Mestrado foi desenvolvida sobre uma área de 143.198,00 km², localizada na região norte do Brasil. O polígono estabelecido para essa pesquisa abrange principalmente o Estado do Pará e a porção oriental do Estado do Tocantins, no interflúvio dos rios Xingu a oeste e Araguaia a leste. Em direção ao norte, adentra a bacia hidrográfica do rio Tocantins e a sudeste penetra o estado homônimo cuja fronteira é o rio Araguaia (Fig. 1).

Os principais acessos aéreos podem ser feitos de outras capitais para as cidades de Belém (capital do Estado do Pará), Tucuruí, Marabá e Parauapebas. Por terra (Fig. 1), as cidades de Tucuruí e Marabá são as opções de acessos à região de Bacajá na porção setentrional pela BR-155 ou por estradas vicinais paralelas ao rio Tocantins. A região da Serra dos Carajás tem como localidades mais importantes as cidades de Parauapebas a leste e São Félix do Xingu a oeste próximo ao rio Xingu. A região meridional da área (Domínio Rio Maria) tem maior abrangência areal e pode ser acessada pelas cidades de Sapucaia e Xinguará pela BR-155 ou por Cumaru do Norte e Redenção no centro-leste do polígono. O extremo sul da região de Rio Maria é marcado pela Serra do Inajá localizada a noroeste da cidade de Santana do Araguaia cujo acesso é feito a partir de Redenção pela BR-158 (Fig. 1).

3. Objetivos

Essa Dissertação de Mestrado tem por objetivo a aplicação de uma técnica estatística de múltiplas variáveis: Análise de Componentes Principais (PCA, *Principal Component Analysis*) como método de discriminação de processos geológicos característicos de sistemas mineralizantes da Província Mineral de Carajás e arredores.

4. Contexto Geotectônico

O Cráton Amazônico é o domínio setentrional estável da crosta continental da América do Sul, localizado nos Escudos da Guiana e do Brasil Central ao norte e sul respectivamente (Fig. 2). Encontra-se limitado a oeste pela Faixa Tucanava na Bolívia e a sul e sudeste pelas Faixas Araguaia e Paraguai neoproterozoicas, com uma área aproximada de 4.500.000 km². O cráton é recoberto por sedimentos fanerozoicos nas suas porções norte, central, sul, e a sudoeste pelas bacias Maranhão, Amazonas, Xingu – Alto Tapajós e Parecis (Santos et al., 2000; Tassinari & Macambira, 1999).

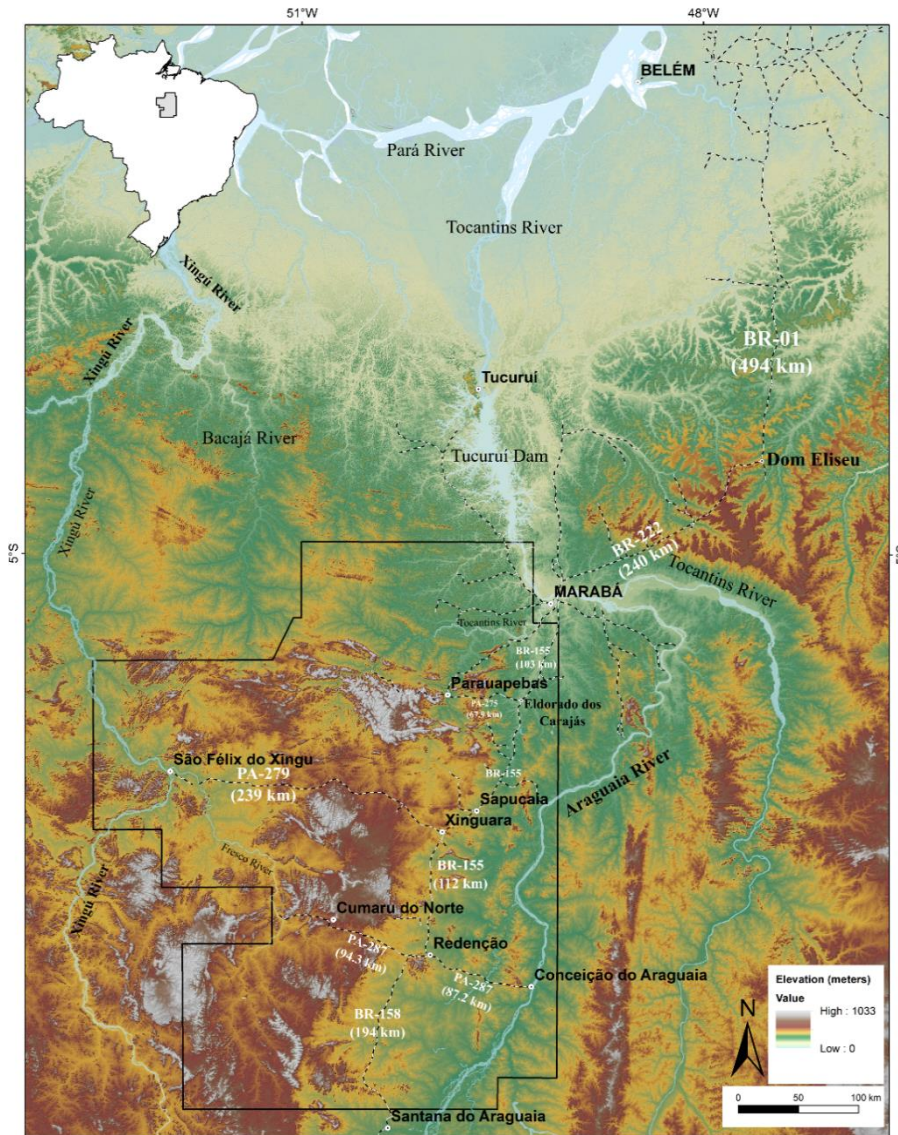


Figura 1: Localização da área em polígono preto sobre imagem SRTM (Shuttle Radar Topography Mission, NASA) com resolução de 30 m. As legendas em branco destacam o nome da rodovia (p.ex., PA-279) e a distância para a cidade mais próxima.

A evolução da compartimentação tectônica do Cráton Amazônico ao longo do tempo pode ser observada na figura 3. Almeida et al. (1977), concebem a primeira compartimentação tectônica do Cráton Amazônico em três províncias: (1) Rio Branco, (2) Amazônica e (3) Tapajós. Em seguida, a complexidade geológica aumenta em função dos dados de sensoriamento remoto e geofísicos (gravimetria e magnetometria), foram definidos dezenove cinturões de cavalgamento/cisalhamento por Hasui et al. (1984b). No fim do Século XX, surge a primeira concepção das províncias geocronológicas baseado em composições isotópicas de Sr, Pb e Nd de Tassinari & Macambira (2004, 1999). Em seguida, por meio de novos dados isotópicos de U-Pb e Sm-Nd, as províncias geocronológicas tem uma nova modificação (Santos et al., 2000).



As províncias geocronológicas são compartimentadas nas Províncias Sunsás (1,25 – 1,0 Ga) e Ventuari-Tapajós (1,95 - 1,8 Ga) (Tassinari, 1996; Teixeira et al., 1989) (Fig. 3C). Nesse modelo, o cráton é subdividido em seis domínios em um intervalo de tempo total de *ca.* 1,3 Ga descritos na figura 3C, como: (1) Província Amazônia Central (> 2,3 Ga); (2) Província Maroni - Itacaiúnas (2,20 - 1,95 Ga); (3) Província Ventuari-Tapajós (1,95- 1,80 Ga); (4) Província Rio Negro-Juruena (1,80 - 1,55 Ga); (5) Província Rondoniana-San Ignácio (1,55 - 1,30 Ga); (6) Província Sunsás (1,30 - 1,0 Ga). A partir de idades-modelos Sm-Nd do manto empobrecido (*Depleted Mantle*) entre 3,0 – 1,0 Ga, houve um entendimento de que a evolução tectônica foi composta de faixas móveis entre o Paleo e Mesoproterozoico entorno de núcleos arqueanos (Sato & Tassinari, 1997).

Santos et al. (2000) questionam a distribuição geográfica das províncias geocronológicas no modelo proposto por Tassinari et al. (1996), Tassinari & Macambira (2004, 1999) e Tassinari (1996). Em seguida, propõem uma nova subdivisão do Cráton Amazônico. O principal argumento de Santos et al. (2000) refere-se ao uso de idades obtidas por Rb-Sr para segmentação das províncias geocronológicas que, por sua vez, podem ser facilmente reequilibradas isotopicamente por meio do metamorfismo e deformação. Assim, os últimos autores utilizam idades U-Pb e Sm-Nd e dividem o cráton, novamente, em sete províncias geocronológicas com um intervalo de duração total de *ca.* 2,11 Ga, representadas na figura 3D: (1) Carajás – Imataca (3,10 - 2,53 Ga); (2) Transamazonas (2,25 – 2,00 Ga); (3) Tapajós-Parima (2,10 - 1,87 Ga); (4) Amazônia Central (1,88 – 1,70 Ga); (5) Rio Negro (1,86 - 1,52 Ga); (6) Rondoniana - Juruena (1,75 - 1,47 Ga); (7) Sunsás (1,33 – 0,99 Ga) e cinturão de cisalhamento K'Mudku *ca.* 1,20 Ga.

Ambos os modelos de províncias geocronológicas ainda são tema de debate, cujas divergências giram entorno dos dados isotópicos utilizados para a subdivisão do Cráton Amazônico. Além disso, há uma discussão acerca dos limites temporais e espaciais das províncias, da falta de informações de eventos deformacionais e metamórficos, e de divergência dos limites das províncias embasado em dados geofísicos regionais (Fernandes et al., 2011; Rosa et al., 2014).

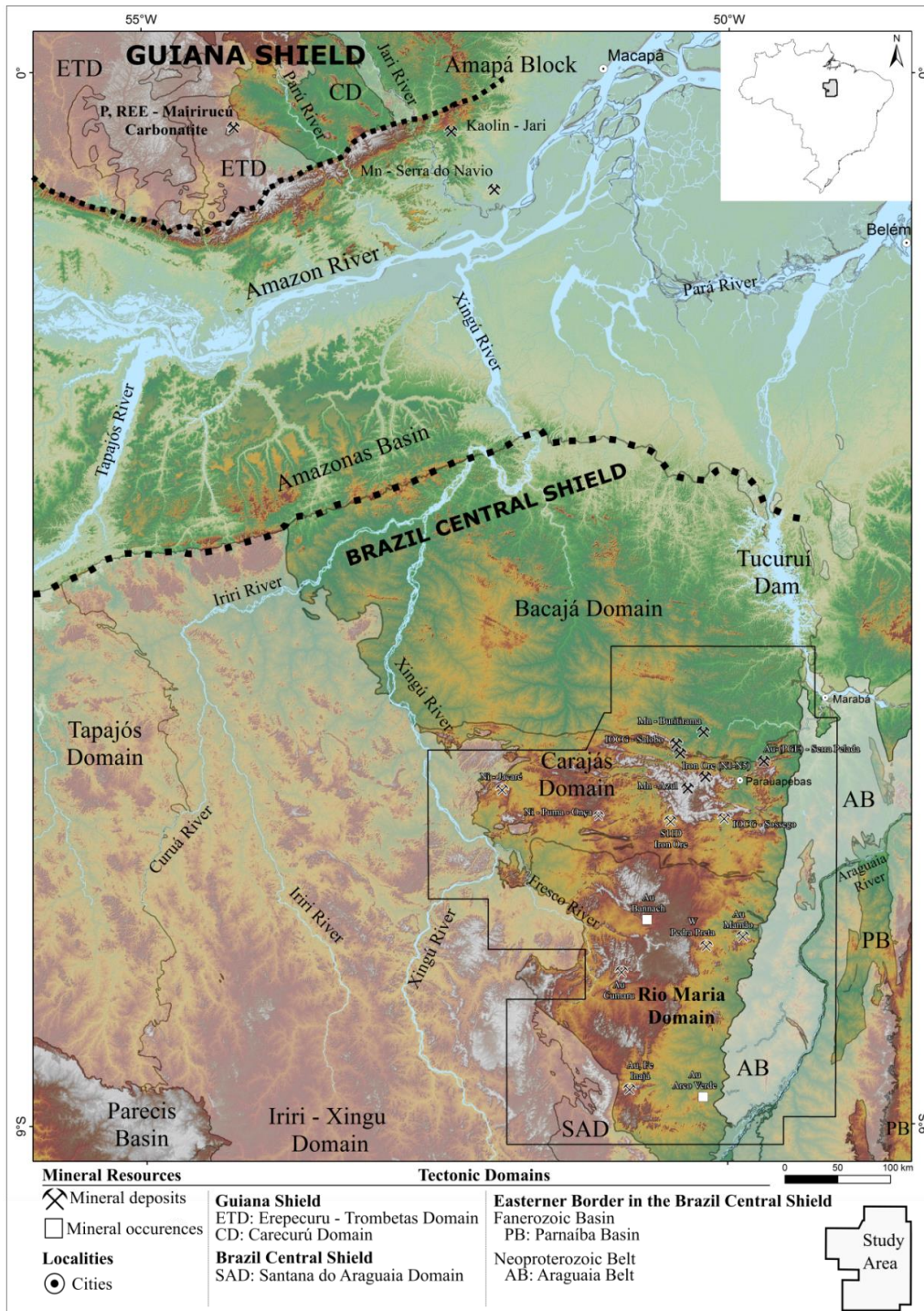


Figura 2: Mapa de localização dos domínios tectônicos de acordo com o modelo proposto pelo SGB/CPRM (CPRM, 2003) sobre imagem SRTM.

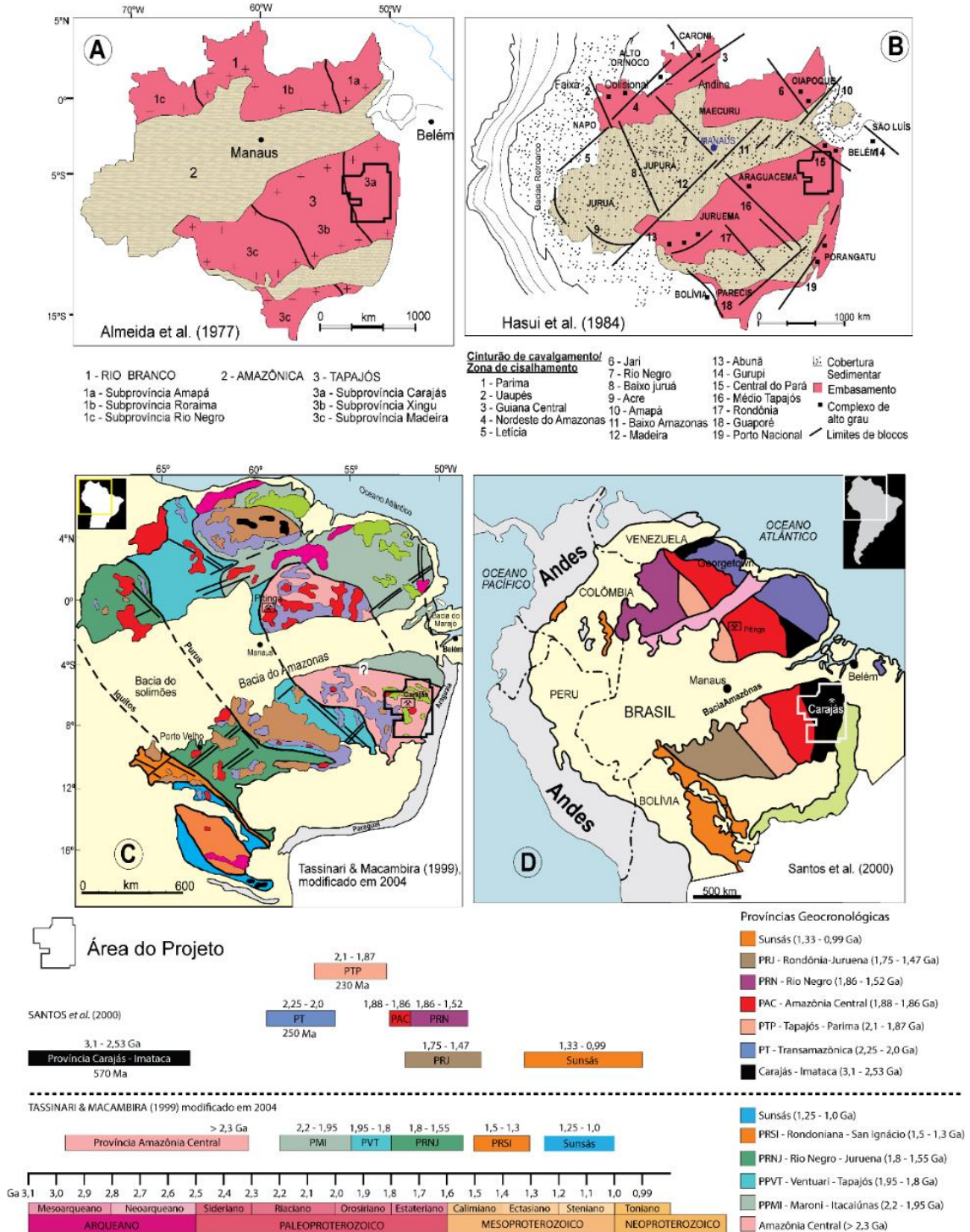


Figura 3: (A) Primeira compartimentação tectônica em três províncias de Almeida et al. (1977); (B) proposta de Hasui et al. (1984a); (C e D) as províncias geocronológicas de Tassinari & Macambira (2004, 1999) e Santos et al. (2000), respectivamente.



4.1. GEOLOGIA LOCAL

A área pesquisada está localizada na borda sudeste do Cráton Amazônico em contato tectônico com a Província Tocantins a leste e recoberta abruptamente por rochas vulcânicas a oeste pelo Grupo Uatumã (Fig. 2 e 3) (Santos et al., 2000; Santos, 2003a) e junto com a inserção do domínio Santana do Araguaia de Vasquez & Rosa-Costa, (2008) (Fig. 4 e 5).

A Província Carajás – Imataca, aqui referida como Província Carajás, é estudada em quase sua totalidade. Compreende o núcleo Arqueano do Cráton Amazônico hospedeiro das mineralizações mais importantes desse segmento tectônico no Brasil e no mundo. Subdivide-se em dois domínios, com base em diferenças de idade, de litotipos, de estruturas e de tipos de mineralizações: Carajás na porção setentrional da província e Rio Maria no segmento meridional. Secundariamente, a Província Transamazonas também é incorporada à área e fragmentada nos domínios Bacajá no extremo norte da área e Santana do Araguaia no segmento sudoeste do polígono (Fig. 2 e 4, 5).

A Província Tocantins é representada pela Faixa Araguaia, cavalgante sobre o cráton, cuja inserção nesse estudo objetiva o contraste geológico com as rochas e as mineralizações do embasamento cratônico.

4.1.1. Província Carajás (3,10 – 2,53 Ga)

A Província Carajás é o bloco crustal mais antigo do Cráton Amazônico. Sofreu diversos episódios tectônicos, tem direção principal WNW-ESE e ausência de rochas geradas durante o ciclo Transamazonas (Santos et al., 2000; Santos, 2003; Tavares et al., 2018). Essa unidade tectônica é desmembrada em dois domínios tectono-estratigráficos arqueanos, nomeados, Rio Maria (Mesoarqueano) e Carajás (Neoarqueano) (Santos, 2003).

4.1.1.1. Domínio Rio Maria

O Domínio Rio Maria (3,05 - 2,85 Ga) é um terreno granito-*greenstone* típico, com mineralizações auríferas, ferríferas e níquelíferas de baixo potencial econômico (Vasquez & Rosa-Costa, 2008). O domínio é considerado o embasamento da Província Carajás. É parcialmente encoberto no seu extremo oeste por sedimentos continentais e intrudido por granitos anorogênicos paleoproterozoicos. A sua evolução geológica é dividida em dois eventos de crescimento continental: (i) 3,05-2,96 Ga na forma de arco continental, localizado no sul do domínio, representados pelo Supergrupo Andorinhas e pelos Grupos Lagoa Seca, Babaçu, Serra do Inajá e *greenstone belt* Identidade (Althoff et al., 2000; Dall’Agnol et al., 1997; Macambira & Lancelot, 1996) e (ii) 2,87-2,82 Ga como arcos continental e de ilha representados pelos *greenstone belts* Tucumã, São Félix e Gradaús metamorfisados, localizados na região de São Félix do Xingu no noroeste do polígono (Macambira & Lancelot, 1996; Santos, 2003; Vasquez & Rosa-Costa, 2008).



Na borda oeste da Província Carajás, o limite tríplice entre os domínios Rio Maria, Iriri-Xingu e Carajás é marcada por uma alta concentração de granitos das suítes intrusivas Jamon e Velho Guilherme. O primeiro agrupamento de rochas é representado pelos plútons Jamon (1885 ± 32 Ma; Avelar et al., 1999), Musa (1885 ± 5 Ma; Machado et al., 1991) e Seringa (1892 ± 30 Ma; Avelar et al., 1994). A segunda suíte é caracterizada pelos granitos Velho Guilherme (1874 ± 30 Ma, 1873 ± 13 Ma; Macambira & Lafon, 1995; Rodrigues et al., 1992) e Antônio Vicente (1867 ± 5 Ma; Teixeira et al., 2002a). As intrusões traduzem os magmatismos anorogênicos do tipo A paleoproterozoicos (*ca.* 1,88 Ga) (Dall'Agnol et al., 1999). Idades-modelo a partir de isótopos de neodímio desses granitos (3,2 – 3,0 Ga) e das rochas vulcânicas do Grupo Uatumã (3,1 – 2,9 Ga) juntamente com valores negativos de ϵNd indicam uma derivação de rochas mesoarqueanas do primeiro evento de crescimento crustal (3,05-2,96 Ga) (Teixeira et al., 2002).

4.1.1.2. Domínio Carajás

O Domínio Carajás é o fragmento crustal setentrional da Província Carajás (Santos, 2003; Vasquez & Rosa-Costa, 2008). Um agrupamento de rochas principalmente geradas no Neoarqueano cuja evolução deu-se por diversos episódios de compressão e distensão ao longo do tempo geológico (Holdsworth & Pinheiro, 2000; Machado et al., 1991; Tavares et al., 2018). Isso é corroborado pela diversidade de unidades litoestratigráficas de diferentes idades, de estilos de metamorfismo, de deformação e de diversidade metalogenética pela presença de depósitos de Fe, Mn, Ni, Ni-PGE, Au-PGE, Cu-Au, Sn- W e Al.

O Complexo Xingu (2859 ± 2 Ma a 2851 ± 4 Ma; Machado et al., 1991) compreende o embasamento do domínio composto de interdigitações de migmatitos, granitos, granodioritos, gnaisses e anfibolitos metamorfsados em fácies anfibolito limitadas à região da Província Carajás (Santos et al., 2000; Silva et al., 1974). Atualmente, dados isotópicos limitam a abrangência dessas rochas.

A Bacia Carajás (Fig. 4 e 5) é o rifte instalado por extensão regional entre 2,76 – 2,55 Ga, relacionada ao período pós-orogênico da passagem do Mesoarqueano - Neoarqueano (Holdsworth & Pinheiro, 2000; Martins et al., 2017; Tavares et al., 2018). A bacia foi intensamente deformada por, no mínimo, cinco eventos tectônicos posteriores e foi estabilizada apenas em *ca.* 1,0 Ga após a orogenia Sunsás (Brito Neves & Cordani, 1991; Holdsworth & Pinheiro, 2000; Tavares et al., 2018). Os principais depósitos minerais são Mn, Fe, Cu, Zn, Au e Al. A Zona de Cisalhamento Itacaiúnas compreende uma estrutura subvertical num sistema transpressivo limitada pelas falhas transcorrentes Carajás e Cinzento. Essas megaestruturas delineiam o contorno descontínuo da bacia em sigmoides com *trend* regional NW-SE a WNW – ESE e lineamentos anastomosados. Os sigmoides são segmentados por falhas NNE-SSW e NE-SW, desenvolvidas em eventos distensivos tardios (Holdsworth & Pinheiro, 2000; Pinheiro & Holdsworth, 1997).

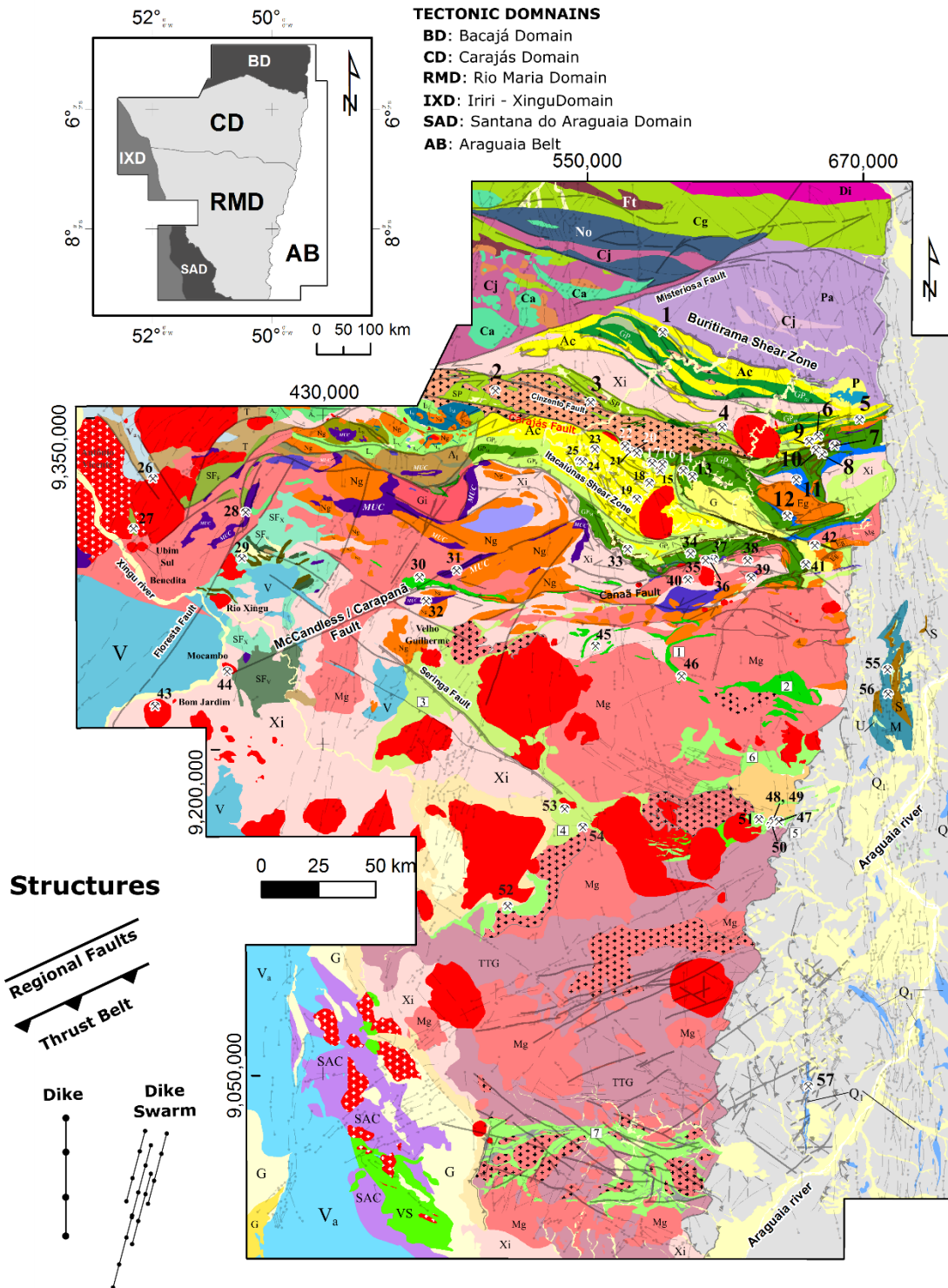


Figura 4: Mapa Geológico simplificado da área de estudo com os depósitos minerais identificados por números (Dados SGB/CPRM, folhas 1:250.000 e 1:100.000) (Almeida et al., 2001; Araújo & Maia, 1991; Araújo & Olivatti, 1994; Costa et al., 2016; Figueiredo et al., 2001; Matos et al., 2009; Neves & Vale, 1999; Oliveira et al., 1994; Santos & Pena Filho, 2000; Souza & Moreton, 2001).

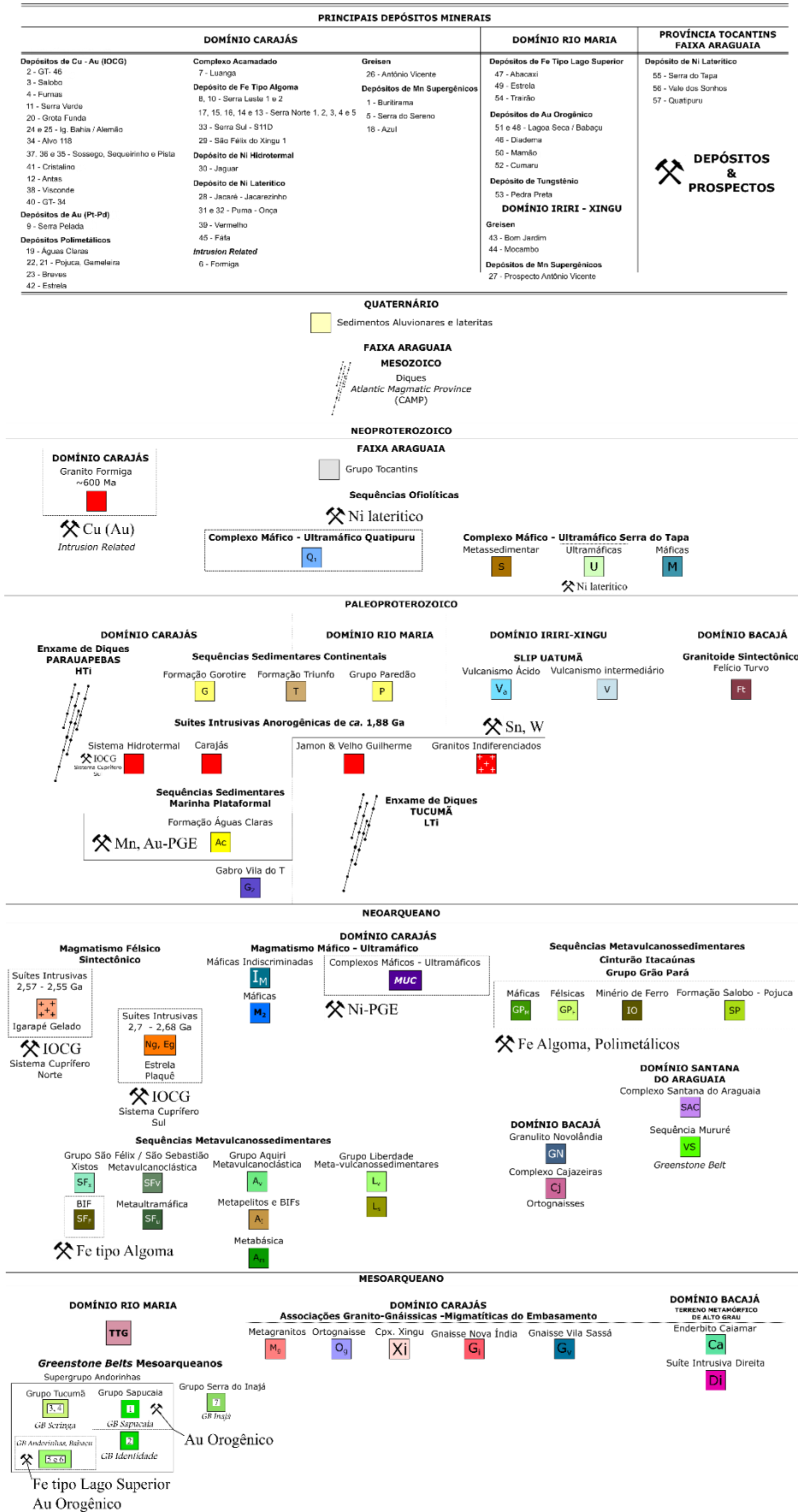


Figura 5: Legenda do mapa geológico apresentado na figura 4.



As rochas metavulcanossedimentares e os granitoides foram empilhados informalmente por Hirata et al. (1982) e DOCEGEO (1988). Essas rochas são agrupadas no Supergrupo Itacaiúnas com direção NW-SE a NNW – SSE, limitadas ao norte pelo Domínio Bacajá e a sul pela zona de transição ou subdomínio transicional (Gibbs & Wirth, 1990; Santos, 2003). O supergrupo é desmembrado em nove grupos, exceto pelo Grupo Buritirama que pertence ao Domínio Bacajá (Vasquez & Rosa-Costa, 2008): (1) Igarapé Salobo (2761 ± 3 Ma; Machado et al., 1991); (2) Igarapé Pojuca (2740 a 2730 Ma; idade de metamorfismos; Machado et al., 1991); (3) Grão Pará (2759 ± 3 Ma; Machado et al., 1991); (4) Igarapé Bahia (2748 ± 3 Ma; Tallarico et al., 2005); (5) Rio Novo (2763 ± 6 Ma, Complexo Luanga e 2763 ± 6 Ma, granito Estrela; Machado et al., 1991); (6) São Félix (Neoarqueano; Macambira & Vale, 1997); (7) Aquiri (Neoarqueano; Macambira & Vale, 1997; Soares et al., 1988); (8) São Sebastião (Neoarqueano; Macambira & Vale, 1997).

As rochas plutônicas máfica-ultramáficas (2,70 – 2,74 Ga) são contemporâneas ao vulcanismo basáltico das sequências supracrustais do Grupo Grão Pará e intrudem o embasamento do Domínio Carajás e as rochas da base do Supergrupo Itacaiúnas. Compreendem complexos intrusivos de grande a médio porte, *p.ex.*, Vermelho, Serra da Onça (2766 ± 6 Ma; Lafon et al., 2000), Serra do Puma, Serra do Jacaré, Luanga (2763 ± 6 Ma; Machado et al., 1991) e Lago Grande, respectivamente (DOCEGEO, 1988; Ferreira Filho et al., 2007; Siepierski & Ferreira Filho, 2016).

Os granitos sintectônicos são cronocorrelatos com a colocação das rochas máfica-ultramáficas e do magmatismo basáltico do Grupo Grão Pará. Essas rochas se alojam ao longo do Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas intrudidos nas rochas da Bacia Carajás ou adjacentes a elas. Os plútons e os *stocks* deformados podem ser divididos em dois eventos de granitogênese. A primeira granitogênese corresponde aos granitos neoarqueanos (2,76 – 2,70 Ga) relacionados ao magmatismo subalcalino do tipo A: granitos Estrela (2763 ± 7 Ma; Barros et al., 2004) Plaqué, Gelado, Planalto, Vila Jussara e Serra do Rabo, bem como, o diorito Cristalino (2738 ± 6 Ma) (Barros et al., 2009; Huhn et al., 1999; Santos, 2003). O segundo evento equivale aos granitos peralcalinos a meta-aluminosos de *ca.* 2,5 Ga de composição sienítica a monzogranítica cisalhados como o *Old Salobo* (2573 ± 3 Ma; Machado et al., 1991) e Itacaiúnas (2560 ± 37 Ma; idade mínima, Souza et al., 1996).

O Paleoproterozoico foi um período extensional dominado por volumosos eventos magmáticos anorogênicos e enxames de diques no Cráton Amazônico (Dall’Agnol et al., 1999a; Teixeira, 1999; Teixeira et al., 2002). Três suítes de granitos rapakivi pós-tectônicos do tipo A (1,88 – 1,87 Ga) são individualizadas: Jamon, Velho Guilherme e Serra dos Carajás. As intrusões são discriminadas por meio de dados geológicos, geoquímicos, geocronológicos, isotópicos, geofísicos e pela presença de mineralização estano-wolframítica (Dall’Agnol et al., 2005, 1999b, 1994; Macambira & Vale, 1997; Rios et al., 1995; Teixeira et al., 2002).



4.1.2. Província Transamazonas (2,25 - 2,0 Ga)

A Província Transamazonas compreende as rochas geradas durante o Ciclo Transamazonas do setor norte da América do Sul às margens do núcleo Arqueano da Província Carajás (Santos et al., 2000; Santos, 2003a; Vasquez & Rosa-Costa, 2008). Essa província é composta quase totalmente por terrenos granito-*greenstone* e se desmembra nos domínios Bacajá e Santana do Araguaia (Santos et al., 2000; Vasquez & Rosa-Costa, 2008).

4.1.2.1. Domínio Bacajá

O Domínio Bacajá (2,7 – 2,06 Ga) compreende uma evolução crustal marcada por sucessivos episódios magmáticos entre o Neoarqueano ao Orosiriano (Vasquez et al., 2008). Os eventos magmáticos relacionados com a geração de granitoides e charnoquitos do Riáciano são os fatos marcantes desse domínio (Faraco et al., 2005; Macambira et al., 2001; Santos, 2003; Souza et al., 2003; Vasquez, 2006; Vasquez et al., 2008). Esse domínio é entendido como um complexo metamórfico composto de fragmentos arqueanos e paleoproterozoicos. As rochas mais jovens foram geradas principalmente no Sideriano, em ambiente de arco continental, e retrabalhadas no Riáciano. Dois eventos de granitogênese e charnoquitização, sin- e pós-tectônicos, são relacionados ao episódio de compressão dessas rochas com o domínio estável arqueano meridional como acontece com as faixas móveis proterozoicas no Cráton Amazônico (Faraco et al., 2005; Macambira et al., 2009, 2001; Santos, 2003; Vasquez et al., 2008; Vasquez & Rosa-Costa, 2008).

4.1.2.2. Domínio Santana do Araguaia

O Domínio Santana do Araguaia (2,83 – 2,66 Ga) é um terreno granito-*greenstone* composto por um oceano primitivo formado pelas rochas metavulcanossedimentares Mururé e Santa Fé com idade de 2975 ± 14 a 2833 ± 7 Ma, pelo ortognaisse Rio Campo Alegre e pelo Complexo Santana do Araguaia, gerados no Neoarqueano (2,70 – 2,66 Ga) (Projeto RADAMBRASIL, 1981; Silva et al., 1974; Vasquez & Rosa-Costa, 2008). O domínio está localizado na parte sudoeste do mapa geológico (Fig. 4 e 5) imediatamente a oeste do Domínio Rio Maria e a sul do Domínio Carajás. É desmembrado do Domínio Rio Maria por evidências geocronológicas e estruturais. No Domínio Santana do Araguaia as rochas têm concentração de idades de cristalização entre 2,83 – 2,66 Ga, mas retrabalhamento no Paleoproterozoico e direção NW-SE (Vasquez & Rosa-Costa, 2008). Essas rochas são encobertas por sedimentos paleoproterozoicos do Grupo Rio Fresco e Formação Gorotire em direção ao Domínio Rio Maria (Vasquez & Rosa-Costa, 2008).

4.1.3. Província Amazônia Central (1,88 – 1,70 Ga)

A Província Amazônia Central é o agrupamento de rochas vulcânicas ácidas a intermediárias e plutônicas anorogênicas predominantemente paleoproterozoicas com ausência de metamorfismo



regional, controlado por falhas crustais e embasamento Arqueano pouco conhecido. Ocorre no limite oeste da área em contato com os domínios Carajás, Rio Maria e Santana do Araguaia (Klein et al., 2012; Santos et al., 2000; Vasquez & Rosa-Costa, 2008).

4.1.3.1. Domínio Irixi-Xingu ou SLIP Uatumã

O Domínio Irixi-Xingu (1,89 – 1,87 Ga) ou SLIP Uatumã (*Silicic Large Igneous Province*) foi gerado em resposta à aglutinação do supercontinente Columbia/Nuna e compreendem rochas vulcânicas, graníticas e gabroicas do Orosiriano num campo de tensão transcorrente rúptil e extensional (Antônio et al., 2017; Klein et al., 2012; Santos et al., 2000; Vasquez & Rosa-Costa, 2008). As rochas vulcânicas são agrupadas genericamente no Grupo Irixi (Dall’Agnol et al., 1999a, 1994, 1987). Na base dessas rochas, o vulcanismo intermediário tem composição andesítica e é agrupado na Formação Sobreiro; no topo, o vulcanismo félsico e equivalentes vulcanoclásticos são incorporados à Formação Santa Rosa (Juliani & Fernandes, 2010).

4.1.4. Província Tocantins

A Província Tocantins localizada no Escudo Atlântico e região central do Brasil é representada, nesse estudo, pela Faixa Araguaia (Almeida et al., 1977; CPRM, 2003).

4.1.4.1. Faixa Araguaia

A Faixa Araguaia (~850 a 550 Ma) é o domínio norte da Província Tocantins e compreende rochas empurradas sobre o Cráton Amazônico durante a amalgamação do Supercontinente Gondwana. A faixa móvel está orientada N-S e tem continuidade com a Faixa Paraguai ao sul (Fig. 4 e 5). A Faixa Araguaia é composta de rochas sedimentares pelíticas, psamíticas e carbonáticas metamorfisadas desde xisto-verde baixo a anfíbolito, com menor metamorfismo em direção ao cráton. Os estratos metassedimentares são fortemente imbricados com repetição de camadas devido à inversão da bacia. No mesmo evento tectônico, as lascas de ofiolitos hospedeiros de Ni laterítico são alojadas junto aos metassedimentos alinhados regionalmente. Por fim, intrusões ígneas riacianas e enxames de diques máficos (Fig. 4, 5 e 19) são ocorrências comuns próximos à borda do Cráton Amazônico (CPRM, 2003; Gorayeb et al., 2013; Hasui et al., 1977; Kotschoubey et al., 2005).

4.1.5. Enxames de Diques

Na Província Carajás, os diques são amplamente e esparsamente distribuídos na folha Carajás como corpos alongados com até dezenas de quilômetros de comprimento, larguras discretas e espaçamento entre 1,0 a 2,0 km. Os diques são corpos aflorantes a subaflorantes caracterizados regionalmente por meio de dados aeromagnetométricos (Fig. 19, 20 e 21). Os corpos intrusivos são reconhecidos desde a década de 1970 com idades de formação entre 120 - 180 Ma por K-Ar (Araújo & Maia, 1991; Silva et al., 1974). Os enxames de diques também estão relacionados aos eventos distensivos regionais de 2,6 Ga e de 1,8 Ga, e com o magmatismo Mesozoico de abertura

do Oceano Atlântico (Araújo & Maia, 1991; Pinheiro & Holdsworth, 1997). Os estudos mais recentes sobre os diques do Cráton Amazônico reconhecem três eventos de enxames de diques com direções NW-SE, NE-SW e N-S (Teixeira et al., 2018): (1) SLIP Uatumã ($1880,2 \pm 1,5$ Ma e $1884,6 \pm 1,6$ Ma); (2) Instauração da Bacia Araguaia (535 Ma); e, (3) *Central Atlantic Magmatic Province* (CAMP) (200 Ma).

5. Contexto Metalogenético

O capítulo do contexto metalogenético da Província Mineral de Carajás apresenta o processo de definição, seleção e de descrição das populações e das amostras analisadas pela estatística multivariada (Cox & Singer, 1992, 1986; Goudarzi, 1984; Landim, 1998; Ludington et al., 1985).

Um domínio tectônico é o universo amostral utilizado neste estudo como identificado pela letra “U” na figura 6. Nesse universo são possíveis dois conjuntos populacionais: populações mineralizadas ou estéreis. A eficiência dos processos mineralizantes (letra “P”, Fig. 6) é o que as separa. Quando os processos são eficientes há a maior chance de ocorrência de depósitos minerais e, do contrário, os subdomínios são estéreis. No exemplo da figura 5, os sistemas mineralizantes identificados pelas circunferências “A” e “B” são, portanto, os subdomínios com maior probabilidade de ocorrência de um depósito mineral no universo “U” e as áreas externas às circunferências são as populações estéreis.

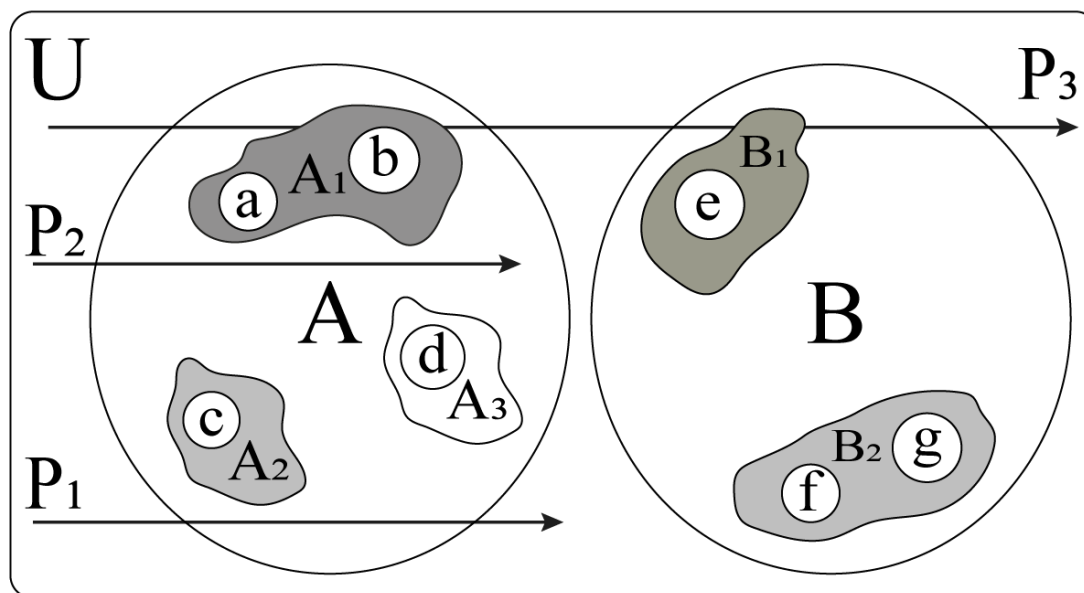


Figura 6: Esquema representativo da população (Universo amostral), dos sistemas mineralizantes (A e B), dos processos mineralizantes (P1,...,P3), dos modelos metalogenéticos (A1, A2, A3 / B1 e B2) e dos depósitos minerais (a, b, c, e, f, g). A letra “d” representa um prospecto.



As províncias metalogenéticas são agrupamentos de sistemas minerais circundados por população estéril. No exemplo exposto na figura 5, a província metalogenética “U” (*p.ex.*, Província Mineral de Carajás) contém dois sistemas mineralizantes distintos “A” e “B”. A circunferência “A” ou sistema mineralizante “A” (*p.ex.*, hidrotermal - magmático) limita três agrupamentos de depósitos ou distritos minerais A₁ (*p.ex.*, IOCG), A₂ (*p.ex.*, *Greisen*) e A₃ (*p.ex.*, área anômala em Cu-Au) que representam os modelos genéticos do sistema mineralizante “A”. Em A₁ e A₂ a atuação de três processos mineralizantes P₁ (*p.ex.*, magmatismo), P₂ (*p.ex.*, hidrotermalismo) e P₃ (*p.ex.*, intemperismo) foram eficientes de tal modo que proporcionaram a existências dos depósitos minerais *a, b, c*. Mas em A₃, embora uma área anômala comparada ao *background* regional, os processos não foram eficientes suficientemente para gerar um depósito mineral, mas sim um prospecto. Os depósitos *a, b, c* são agrupados por modelos descritivos que corresponde à tradução das características geológicas em processos geológicos. No nosso exemplo, *a* e *b* pertencem ao mesmo modelo descritivo e *c* a um modelo diferente. Similarmente, a mesma analogia pode ser feita para o sistema mineralizante definidos pela circunferência “B”.

A seleção das amostras foi baseada no método não probabilístico, pois leva em conta a representatividade de cada sistema mineralizante. Para tanto, foram selecionadas apenas depósitos minerais com recursos minerais divulgados, sejam eles inferido, medido ou indicado, e prospectos reconhecidamente hospedeiros de jazimentos, mas que não apresentam recursos divulgados.

Na Província Mineral de Carajás as populações compreendem seis sistemas minerais. Essas populações são subdivididas em treze modelos metalogenéticos e se desmembram em cinquenta e um depósitos minerais e seis prospectos (Tabela 1).

Tabela 1: Os seis sistemas mineralizantes da Província Mineral de Carajás, organizados pela quantidade de depósitos e prospectos contidos (No.).

ID	Sistema Mineral	Modelo Genético	No.
1	Hidrotermal – Mágmatco	IOCG, Polimetálicos, <i>Greisen</i> , <i>Oxidized Intrusion-Related</i> , Ni hidrotermal	26
2	Sedimentar marinho	BIF e Mn	16
3	Laterítico	Ni	8
4	Metamórfico	Au Orogênico	5
5	Endomagmático	Cr-Ni-(PGE)	1
6	Indefinido	Au – (PGE)	1

Os sistemas minerais são descritos na ordem apresentada na tabela 1. Os exemplos de cada sistema mineralizante são segmentados pelos depósitos e prospectos em subitens que segue os procedimentos adotados por Cox & Singer (1992, 1986); Goudarzi (1984); Ludington et al., (1985) e Landim (1998).

As informações geológicas-metalogenéticas descritas buscam agrupar, num único modelo teórico-conceitual, as principais características geológicas, geoquímicas e geofísicas dos seis sistemas minerais agrupados na tabela 1. Essas descrições, acima de tudo, sintetizam os controles regionais fundamentais passíveis de mapeamento pelas variáveis estratégicas selecionadas para a



análise estatística multivariada. Os depósitos e os prospectos serão discutidos brevemente, pois está além do escopo do projeto discutir detalhes individuais já que as variáveis suportam apenas análise regional. Portanto, longe de exaurir o conteúdo teórico acerca dos sistemas mineralizantes e dos modelos genéticos, a análise foca apenas nos atributos passíveis de quantificação estatística.

5.1. Província Mineral de Carajás

A Província Mineral de Carajás é a região no entorno do distrito mineral da Serra dos Carajás que engloba a área com maior densidade de recursos minerais por quilômetro quadrado do sudeste do Cráton Amazônico. Nessa província mineral são agrupados fragmentos as províncias geocronológicas Carajás – Imataca, Transamazonas e Tapajós Parima e parte da Faixa Araguaia (Fig. 6). A província é geograficamente limitada a leste pelos rios Araguaia – Tocantins, a oeste pelo rio Xingu, a norte pela serra do Bacajá, a sul pela serra de Gradaús (Hirata et al., 1982). Os recursos minerais ali encontrados são fruto principalmente de estudos do setor privado apoiados por dados obtidos pelo setor público em quarenta anos de pesquisa (Amaral, 1974; Hirata et al., 1982; Silva et al., 1974; Tolbert et al., 1971).

A Província Mineral de Carajás tem a maior diversidade metalogenética e potencialidade econômica da Província Carajás – Imataca, os depósitos e os prospectos somam 89,5% de todos os recursos minerais cadastrados (Fig. 7). Na maior parte, os recursos minerais estão hospedados no Domínio Carajás (82,4%) na Bacia Carajás em zona de baixa densidade de estruturas e em suas bordas formadas com alta concentração de estruturas (Fig. 7 e 8). As idades das mineralizações nesse domínio variam de Neoarqueano, Paleoproterozoico, Neoproterozoico e Cenozoico para o caso dos depósitos lateríticos.

O Domínio Rio Maria concentra 5,2% dos recursos minerais ali cadastrados (Fig. 7). Os depósitos nesse domínio representam mineralizações intensamente deformadas, em um terreno granito-*greenstone* clássico, que abriga os recursos minerais auríferos e ferríferos mais antigos em suas sequências metavulcanossedimentares do Mesoarqueano.

As províncias Tapajós-Parima e Tocantins 5,3% cada uma respectivamente dos recursos minerais cadastrados e compreendem as províncias tectônicas com menor diversidade mineralizante e potencial econômico (Fig. 6). Na primeira província, as mineralizações ocorrem apenas no Domínio Iriri-Xingu com idade entre o Paleoproterozoico – Cenozoico. Na Faixa Araguaia neoproterozoica, o modelo genético é laterítico e está relacionado aos processos supergênicos que atuaram na Amazônica desde o Cenozoico. Por fim, nenhum depósito ou prospecto importante foi identificado na Província Transamazonas (Fig. 4, 5 e 6).

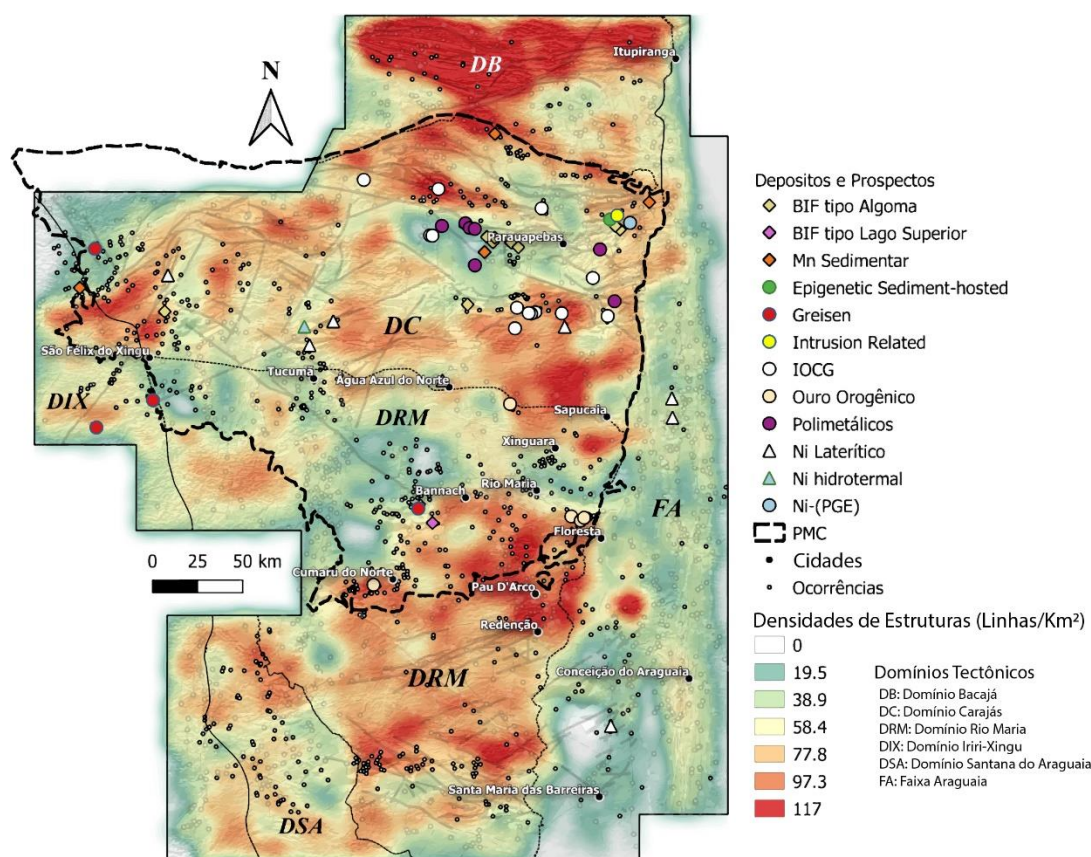


Figura 7: Área da província mineral de Carajás em linha pontilhada grossa e domínios tectônicos em linha pontilhada fina. Os pontos coloridos (losangos, círculos e triângulos) são as amostras coletadas na forma de depósitos e prospectos utilizados na análise estatística e os pontos negros menores são ocorrências minerais. Todas as informações estão sobre uma imagem de densidade de estruturas por quilômetro quadro obtida nesse trabalho (a alta densidade em vermelho e a baixa densidade em verde).

5.1.1. O Sistema Hidrotermal – Magmático

O sistema hidrotermal – magmático é a classe de depósitos minerais com relação genética, espacial e temporal com os processos hidrotermais e magmáticos. Compreendem os principais depósitos de Cu-Au, Fe-Cu-Au (Mo-Ag-U-ETR) com alto teor e tonelagem; e depósitos com tonelagem e teor moderados de Sn (Nb, Ta) e W da Província Mineral de Carajás (Fig. 4, 5 e 6). Neste estudo são distribuídos nos modelos metalogenéticos (Fig. 7): (1) IOCG; (2) Polimetálicos; (3) Greisen; (4) Oxidized Intrusion-Related; e (5) Ni-Cu-(PGE) hidrotermal.

5.1.1.1. Depósitos Iron Oxide – Copper – Gold (IOCG)

O modelo metalogenético IOCG representa um dos modelos mineralizantes mais importantes na Província Mineral de Carajás como principal fonte de Cu-Au (Grainger et al., 2008; Moreto et al., 2014, 2015; Xavier et al., 2012).

Os depósitos do tipo IOCG congregam uma ampla família de jazimentos distintos caracterizados por corpos mineralizados entre 100 Mt a > 1.000 Mt @ <0,1 a <10% Cu e <0,5 a 10 g/t Au. São caracterizados por ampla distribuição temporal (Arqueano - Fanerozoico) e são concentrados em áreas cratônicas ou de margem continental (Groves et al., 2010; Hitzman et al.,



1992; Williams et al., 2005). As principais características são enumeradas em (Williams et al., 2005): (1) depósitos de Cu com ou sem Au associado; (2) minério de origem hidrotermal e forte controle estrutural; (3) abundante magnetita e/ou hematita; (4) óxidos de Fe com razão Fe/Ti maior do que da maior parte das rochas ígneas do distrito; e (5) não há uma clara associação com intrusões ígneas como nos depósitos polimetálicos, *Intrusion Related* e *Greisen* (Groves et al., 2010; Hitzman, 2000; Wielen et al., 2013; Williams et al., 2005).

Na Província Mineral de Carajás foram selecionadas 15 amostras correspondendo a 12 depósitos: Salobo (¹No. 3), Sossego (No. 37), Cristalino (No. 41), Alvo 118 (No. 34), Igarapé Bahia – Alemão (No. 24 – 25), Furnas (No. 4), Antas (No. 12), Serra Verde (No. 11), Sequeirinho (No. 36), Pista (No. 35), Visconde (No. 38) e Grota Funda (No. 20). Além de dois prospectos: GT-34 (No. 40) e GT-46 (No. 2) distribuídos ao longo da Bacia Carajás nas serras Norte, Sul e Leste (Fig. 4, 5 e 6) (Toledo et al., 2019; Huger et al., 2018; VALE, 2018; Avanco, 2017; Jesus, 2016; Souza Craveiro et al., 2012; Moreto et al., 2014, 2015; Xavier et al., 2012; Groves et al., 2010; Grainger et al., 2008; Siepierski, 2008; Marschik et al., 2005; Tallarico et al., 2005; Torresi, 2009; Huhn et al., 1999).

5.1.1.2. Polimetálicos

Os depósitos polimetálicos são mineralizações hipogênicas com Cu – Au como elementos econômicos primários e elementos granófilos (Nb, Y, Ta, Zr, Mo, W, Sn, U, ETR) como subprodutos potencialmente econômicos. Os depósitos dessa categoria são considerados pequenos (< 50 Mt @ <2% Cu e <1 g/t Au) quando comparados aos depósitos do tipo IOCG (200 – 1.000 Mt @ 0,95 – 1,4% Cu e 0,3 - 0,85 g/t Au) (Grainger et al., 2008; Silva & Villas, 1998; Soares et al., 1994).

Os depósitos polimetálicos de Cu-Au localizados na Bacia Carajás estão posicionados em zonas de platôs topográficos contrastando com os baixios das áreas cratônicas dominadas por terreno granito-*greenstone*. Nessas áreas, as formações lateríticas antigas e as coberturas sedimentares recentes são desenvolvidas com maior intensidade em função da floresta tropical sob a ação dos agentes climáticos tropicais úmidos (Costa et al., 1999). As crostas lateríticas, os *gossans* e os latossolos são os melhores metalotectos em superfície e juntos com anomalias magnéticas, radiométricas, o forte controle estrutural e a presença de granitos especializados paleoproterozoicos podem compor os possíveis vetores exploratórios.

Para a análise estatística foram selecionados os depósitos Águas Claras (No. 19), Breves (No. 23), Pojuca (No. 22), Gameleira (No. 21) e Estrela (No. 42) (Fig. 4, 5 e 6) (Huger et al., 2018; Schwarz & Frants, 2013; Grainger et al., 2008; Vasquez & Rosa-Costa, 2008; Volp, 2006; Botelho et al., 2005; Marschik et al., 2005; Tallarico et al., 2004; Pimentel et al., 2003; Santos &

¹ No.: identificação no mapa geológico na figura 4.



Huhn, 2002; Galarza & Macambira, 2002; Lindenmayer et al., 2001; Nunes et al., 2001; Costa et al., 1999; Silva & Villas, 1998; Soares et al., 1994; Winter, 1994; Souza et al., 1996; Medeiros Neto & Villas, 1985).

5.1.1.3. **Greisen: Sn (\pm Ta, Nb) e W**

Os depósitos de Sn (\pm Ta, Nb) e W são sistemas mineralizantes diretamente relacionadas com intrusões ígneas (Cox & Singer, 1992). Os depósitos de Sn e W ocorrem associados à sistema de fraturas em suítes graníticas tardias a pós-tectônicas especializadas e reduzidas dos tipos A ou S a ilmenita de derivação sedimentar e colocadas em níveis crustais rasos (*ca.* 2 – 10 km). As fontes dos metais são variadas. Geralmente, apontadas para magmas ricos em metais, em minerais enriquecidos em metais (*p.ex.*, W e Ti em micas e Nb e Ta em rutilo) ou por contaminação pelas rochas encaixantes. As principais rochas são granitos, monzogranitos e rochas enriquecidas em turmalina e quartzo. O minério oxidado é enriquecido em Sn, W, B, F, Be, ETR, Nb, Ta e U cujo mineral de minério pode ser cassiterita ou wolframita. O minério pode ser filoneano num padrão *stockwork*, *pod*s, lentes maciças ou disseminado, na cúpula ou na borda dos plútons. Geralmente, junto aos minerais de minério há associação com quartzo-turmalina-cassiterita-wolframita-molibdenita. Quando rochas pelíticas, carbonáticas, BIFs, chert e vulcânicas estão próximas ao contato com as intrusões graníticas haverá a possibilidade de geração de *skarn*. A assembleia mineral é diferenciada pelo tipo de mineralização. Nos depósitos de Sn (Ta, Nb), a mineralogia é principalmente composta por pirrotita, arsenopirita, cassiterita, calcopirita, ilmenita, fluorita; a assembleia mineral secundária por pirita, esfalerita, estanita, magnetita; e, os veios tardios por esfalerita, galena, calcopirita, pirita e fluorita. Nos depósitos a W, a mineralogia compreende os minerais da série da wolframita (huebnerita – ferberita) e cassiterita subordinadamente (Cox & Singer, 1986, 1992; du Bray, 1995; Lipin & Bawiec, 2007).

Na Província Mineral de Carajás, as mineralizações a Sn-W estão localizadas na Província Estanífera do Sul do Pará hospedados em granitos anorogênicos do tipo A de 1,88 Ga da Suíte Intrusiva Velho Guilherme (Abreu & Ramos, 1974; Dall’Agnol et al., 1993; Macambira & Vale, 1997). Nessa província estanífera são identificados dez corpos graníticos arredondados potenciais para Sn (Ta, Nb) e W: (1) Antônio Vicente; (2) Benedita; (3) Velho Guilherme; (4) Mocambo; (5) Ubim Sul; (6) Serra da Queimada; (7) Rio Xingu; (8) Santa Rosa; (9) Bom Jardim (Lamarão et al., 2018); e o (10) granito Musa hospedeiro do depósito Pedra Preta de W (Rios, 1995) (Fig. 4 e 5). Os batólitos e *stocks* circulares a subcirculares mineralizados dessa província são corpos colocados em níveis rasos (*high level granites*) em cerca de 3,0 kbar (Dall’Agnol et al., 1993). Os corpos não são deformados, não magnéticos e intrudem a sequência estratigráfica da Província Carajás, promovem o metamorfismo de contato das rochas encaixantes e metassomatismo nas bordas das intrusões (Dall’Agnol et al., 1993; Lamarão et al., 2018).



5.1.1.4. Oxidized Intrusion-Related

O modelo metalogenético *Oxidized Intrusion-Related* remete aos depósitos auríferos hospedados em veios de quartzo nas intrusões ígneas oxidadas da série da magnetita com pobre enriquecimento em cobre, podendo até mesmo, representar variações de Cu pórfiro (Hart, 2007). Os depósitos dessa classe ocorrem em *stocks* e batólitos graníticos (cálcio)-alcalinos e são reconhecidos por ampla variedade de associações geoquímicas: Au-Fe óxido-Cu, Au-Cu-Mo-Zn, Au-As-Pb-Zn-Cu, Au-Te-Pb-Zn-Cu e Au-As-Bi-Sb. O ambiente tectônico de colocação desses granitos pode ser arcos magmáticos ou zonas de colisão continental (Sillitoe and Hompson, 1998; Jaques et al., 1997).

A mineralização de Au-(Cu) do *stock* granítico Formiga (No. 6) é o único exemplo do modelo metalogenético *Oxidized Intrusion-Related* localizado na Serra Leste próximo ao depósito de Au-(PGE) de Serra Pelada e de Ni-(PGE) de Luanga (Grainger et al., 2008).

5.1.1.5. Ni-Cu-(PGE) Hidrotermal

Os depósitos de Ni-Cu-(PGE) hidrotermais são os sistemas mineralizantes mais exóticos como fontes de sulfetos de Ni, Cu e PGE hospedados em complexos máfico-ultramáficos e em zonas de cisalhamento (González-Álvarez et al., 2013; Holwell et al., 2017; Lisitsin et al., 2013).

O modelo regional de prospectividade de níquel hidrotermal é resumido pela disponibilidade de fontes de níquel, pela presença de parâmetros favoráveis à circulação de fluidos e enriquecidos em Ni-Cu-(PGE) e às condições de favoráveis à posição dos sulfetos (Lisitsin et al., 2013). A acumulação dos sulfetos de níquel é resumida por Lisitsin et al. (2013) em cinco pontos principais: (1) unidades sedimentares enriquecidas em S; (2) contato entre fonte de sulfetos e falhas; (3) contato entre pacotes sedimentares com intrusões ígneas; (4) zonas de dilatação em zonas de cisalhamento, estruturas cortadas por mistura de fluidos; e, (5) anomalias magnéticas positivas associadas com magnetita maciça devido à alteração hidrotermal.

O depósito Jaguar (No. 30) está localizado na região de São Félix do Xingu. Ao Sudeste dele estão situados os depósitos de Fe da Serra Arqueada. O Ni laterítico do Complexo Serra do Puma (No. 31; Fig. 4 e 5) a nordeste e sul do depósito Jaguar, restringem-se o depósito de Ni laterítico do Complexo Serra da Onça (No. 32; Fig. 4 e 5) e granitos da Suíte Intrusiva Velho Guilherme (ca. 1,88 Ga) potenciais à hospedagem de Sn (\pm Ta, Nb). O depósito Jaguar é uma mineralização de Ni sulfetado que envolve a mobilização de Ni-Cu a partir de rochas máfica-ultramáficas. O jazimento está hospedado em rochas félsicas subvulcânicas e graníticas ao longo e na interseção das zonas de cisalhamentos Canaã (E-W) e McCandless / Carapanã (NE-SW) (Fig. 4 e 5) (Oliveira, 2017). Compreende anomalias magnéticas pouco expressivas concordantes com anomalias de eU e K e de alta condutância. A geoquímica exploratória indicou anomalias de Ni (> 900 ppm) junto com Cr (< 50 ppm) (Oliveira, 2017).



5.1.2. O Sistema Sedimentar Marinho

O sistema sedimentar marinho congrega os depósitos de Fe e Mn precipitados na forma de óxidos, carbonatos e sulfetos por progressiva oxigenação da Terra. Inicialmente por atividade de cianobactérias (3,0 – 2,7 Ga) e, em seguida, pela fotossíntese oxigenada até alcançar níveis atuais de oxigenação após o GOE (*Great Oxygenation Event* – 2,5 – 2,3 Ga) (Bekker et al., 2010, 2004; Kruger et al., 2013; Maynard, 2010; Planavsky et al., 2014; Roy, 2006). Três modelos metalogenéticos (*i.e.*, três populações) foram selecionados para a análise. Dois relacionados com formações ferríferas acamadadas (BIFs) dos tipos Lago Superior e Algoma e um modelo de manganês sedimentar.

Embora os três modelos metalogenéticos envolvam o enriquecimento primário de ferro e manganês na Bacia Carajás e *greenstone belts* do Domínio Rio Maria, os teores só alcançaram grau de minério devido à atuação da tectônica e dos processos de enriquecimento intempérico atuantes desde o Cambriano (Vasconcelos et al., 1994). Portanto, as dezesseis amostras selecionadas a partir das três populações supracitadas são representativas de sistemas híbridos.

5.1.2.1. BIF do tipo Lago Superior

As formações ferríferas bandadas do tipo Lago Superior ocorrem em camadas ricas em ferro de ampla extensão areal com teor médio de 30% Fe. Os depósitos de BIF do tipo Lago Superior têm, em média, 170 Mt @ 53% Fe, mas podem superar 1,0 Gt. intercaladas com sequências marinhas rasas: quartzito, folhelho e dolomita. Os sedimentos são depositados em bacias de margem passiva ou *foreland* e, comumente, o pacote sedimentar é alóctone em relação ao embasamento. A deformação é média a intensa. Por vezes, os sedimentos ferríferos são interdigitados com rochas vulcânicas máficas e félsicas e ocorrem entre o Paleoproterozoico e o Arqueano. Os BIFs ocorrem nas fácies óxido e carbonato e, incomumente, na fácies sulfetada. Os depósitos econômicos são restritos à fácies óxido com concentração de magnetita e hematita. Depósitos de manganês sedimentar podem ocorrer estratigraficamente próximos aos BIFs como intercalados a eles. No Brasil o principal exemplo são os depósitos de ferro do Quadrilátero Ferrífero (MG) (Cox & Singer, 1986, 1992; du Bray, 1995; Force & Cannon, 1988).

No Domínio Rio Maria, as mineralizações mais antigas estão ligadas aos dois eventos de crescimento crustal em 3,05 - 2,96 Ga e 2,87 - 2,82 Ga relacionados aos *greenstone belts*. Nessas sequências metavulcanossedimentares estão hospedados os depósitos de minério de ferro do tipo Lago Superior. Os exemplos coletados para a análise são: Trairão (No. 54), Estrela (No. 49) e Abacaxi (No.47) (Mendonça, 2012; Mendonça et al., 2008; Rodriguez, 2012).



5.1.2.2. BIF do tipo Algoma

Os depósitos de ferro do tipo Algoma são relacionados às sequências vulcanossedimentares formadas em regiões submarinas tectonicamente ativas, *i.e.*, em *greenstone belts* ou riftes nos escudos pré-cambrianos. Geralmente, formam empilhamentos sedimentares compostos por sequências turbidíticas intercaladas com rochas vulcânicas e vulcanoclásticas máficas a félsicas. A maior parte dos depósitos foi formada em arcos de ilhas, posteriormente, deformados nas faixas orogênicas ou em processos tectônicos de inversão de bacias. As zonas econômicas são as fácies óxidos que consistem em intercalações de magnetita, hematita e metachert, seguida pela fácies carbonato. Regionalmente, os depósitos dessa classe podem estar associados a depósitos de sulfetos polimetálicos. Nas florestas tropicais os processos intempéricos são preponderantes para o enriquecimento secundário desses depósitos (> 65% Fe) (Cox & Singer, 1986, 1992; du Bray, 1995). Outros autores aventam a possibilidade de gênese por processos hidrotermais e supergênico apontando o minério de Carajás como um novo modelo de depósito de Fe, mas a gênese de depósitos minerais está além do escopo desse estudo (Hagemann et al., 2016).

Na Província Mineral de Carajás os depósitos de ferro (corpos N1 a N5) foram descobertos em 1967 pela Companhia Meridional de Mineração, a subsidiária brasileira da *United States Steel Corporation* (Tolbert et al., 1971). Em 1974, os direitos minerários foram adquiridos pela CVRD (Companhia Vale do Rio doce), atual VALE S.A., que por meio de seu braço de exploração (DOCEGEO), aumenta significativamente as reservas da mineradora com a exploração das Serras Norte, Sul, Leste e a região do São Félix do Xingu (Fig. 4, 5 e 6). O minério de Fe de Carajás totaliza 17,5 Gt @ 63% Fe e representa a terceira maior reserva mundial de ferro, atrás do Quadrilátero Ferrífero (17,5 Gt @ 64% Fe) e Hamersley (19,2 Gt @ 64% Fe), respectivamente (Hagemann et al., 2016). Dados mais atuais apresentam uma reserva total de 17,848 Gt @ 53,5% Fe para Carajás (Serras Norte, Sul e Leste) (VALE, 2018).

O Distrito Ferrífero da Serra dos Carajás (2,7 Ga) ocorre nos BIFs do tipo Algoma alterados intempéricamente e intercalados com basaltos da Formação Carajás, Grupo Grão Pará do Supergrupo Itacaiúnas nas bordas norte (N1 a N9), sul (S11 a S45), leste (SL1 a SL3) e oeste (SF1 a SF3) da Bacia Carajás (Coelho, 1996; Walde, 1986). A lavra está ativa nos corpos N4W, N4E e N5 (Serra Norte); S11C e S11D (Serra Sul); e, SL1 a SL3 (Serra Leste) (VALE, 2018).

Os depósitos da Serra Norte compreendem um aglomerado de depósitos de alto teor de ferro com dimensão de 5,0 x 5,0 km controlado por zona de cisalhamento (N-S a NW-SE) (Hagemann et al., 2016). A análise estatística selecionou apenas os corpos de minério N1 (No. 17), N2 (No. 15), N3 (No. 16), N4 (No. 14) e N5 (No. 13) (Fig. 4, 5 e 6) (Silva et al., 2014; Lobato et al., 2005; Dardenne & Schobbenhaus, 2001; Carvalho et al., 1997; Coelho, 1986). Para a Serra Sul foi selecionado apenas o depósito S11D (No. 33), na Serra Leste os depósitos SL1 (No. 8) e SL2 (No. 10) e, por fim, em São Félix do Xingu o depósito SF1 (No. 29).



5.1.2.3. Manganês Sedimentar

Os depósitos de manganês sedimentar são acumulações manganésíferas em ambiente marinho raso, formadas no entorno de bacias anóxicas durante elevação do nível do mar em locais de alta taxa de sedimentação clástica. O minério primário é estratiforme e ocorre nas margens da bacia sobre as formações ferríferas e podem se dividir nas fácies óxido e/ou carbonática em seções estratigráficas condensadas (Force & Cannon, 1988; Force & Maynard, 1991; Maynard, 1991).

A assinatura geoquímica desses depósitos é variada, mas, normalmente, Ba, Pb, P podem ser as principais acumulações, e, secundariamente, metais-base que podem ser absorvidos nos óxidos de manganês, *p.ex.*, Co, Cu, Zn, U em quantidades traços, mas mapeáveis por geoquímica e geofísica terrestre e aérea. A aerogeofísica é utilizada para discriminação dos distritos, principalmente, pela presença de formações ferríferas associadas aos depósitos de Mn. A aerogamaespectrometria pode ser útil onde há exposição das camadas mineralizadas, especialmente, nos minérios ricos em potássio, quando há concentração de eU adsorvido nos óxidos de Mn, e nos regolitos enriquecidos em eTh (Araújo & Sousa, 2018; du Bray, 1995).

Os depósitos Azul (No. 18) e Buritirama (No. 1) e os prospectos Serra do Sereno (No. 5) e Antônio Vicente (No. 27) foram selecionados para análise estatística (Fig. 4, 5 e 6) (Araújo & Sousa, 2018; Costa et al., 2005; Dardenne & Schobbenhaus, 2001; Council, 1981).

5.1.3. O Sistema Mineralizante Metamórfico

O sistema mineralizante metamórfico são os depósitos e prospectos gerados por processos tectônicos relacionados com *greenstone belts*, quer as mineralizações estejam hospedadas neles ou no contato com eles. Os modelos metalogenéticos são dos tipos ouro orogênico e híbrido.

5.1.3.1. Ouro Orogênico

Os depósitos de ouro orogênico podem ser gigantes (> 250 t Au) ou de classe-mundial (> 100 t Au) e são o grupo de processos mineralizantes sin-orogênicos e, de acordo com a profundidade de formação podem ser subdivididos em epizonais (< 6 km), mesozonais (6-12 km) e hipozonais (> 12 km) (Groves et al., 2003, 1998). Essa classe de depósitos compreende acumulação de ouro por processos deformacionais e metamórficos na crosta continental intermediária, singularmente, associados com estruturas transcrustais (Goldfarb et al., 2001).

As principais características são (1) o ouro concentra-se em veios nas zonas de acreção continental (oceano – continente) ou colisional (continente - continente) em regime compressivo ou transpressivo (Hronsky et al., 2012; Goldfarb et al., 2001; Groves et al., 1998); (2) o controle estrutural é imperativo para a formação dos depósitos alojados em zonas de cisalhamento *high-strain* (*p.ex.*, *damage zones*) ou em *splays* de falhas de primeira e segunda ordens em profundidades posicionais variadas (Groves et al., 2018, 1998). (3) temporalmente, ocorrem nos últimos estágios da orogênese relacionados à fácies xisto-verde baixo a médio a anfíbolito



baixo (Groves et al., 1998); (4) as associações geoquímicas mudam de Au, Hg e Sb em sistemas epizonais, Au-As-Te mesozona e Au-As na hipozona; e, (5) as zonas de assembleia de microblocos são apontadas como as áreas regionais mais favoráveis ao acúmulo do ouro, *p.ex.*, na zona de acreção entre os domínios Rio Maria e Carajás (Groves et al., 2018, 1998).

A população compreende o sistema mineral metamórfico do tipo ouro orogênico Mesoarqueano. Nele foram selecionados quatro depósitos que correspondem as características supracitadas: Lagoa Seca (tipo *turbidite-hosted*; No. 51), Mamão (tipo *greenstone-hosted*; No. 50), Babaçu (tipo *greenstone-hosted*; No. 48) e Diadema (tipo *greenstone-hosted*; No. 46) (Fig. 4, 5 e 6) (Silva et al., 2014, 2012; Vasquez & Rosa-Costa, 2008; Souza, 1999; Huhn, 1992; Oliveira & Leonardos, 1990).

5.1.3.2. Híbrido

O modelo metalogenético híbrido foi proposto por Santos et al. (1998) para os sistemas mineralizantes com características de mineralizações auríferas do tipo orogenéticas (tipo *greenstone-hosted*) e porfiríticas (tipo arco magmático). As similaridades estão nas características geológicas, estruturais, geoquímicas e composição dos fluidos mineralizantes.

O depósito Cumaru (No. 52) é o único representante dessa classe (Santos et al., 1998).

5.1.4. Sistema Endomagmático

O sistema endomagmático são mineralizações magmáticas oriundas do manto – litosfera, geralmente, correlacionados com ambientes tectônicos estáveis, preferencialmente, em áreas cratônicas. Os depósitos desse sistema se restringem às rochas máfica-ultramáficas com inexistência de hidrotermalismo, mas com interação com rochas encaixantes com reflexo na quantidade ínfima de cátions formadores de minerais de minério (Arndt et al., 2005; Robb, 2005).

5.1.4.1. Depósitos Estratiformes

O modelo metalogenético de Cr-Ni-(PGE) em complexos estratiformes é o único exemplar do sistema mineralizante endomagmático analisado. O depósito é formado quando os magmas máfico-ultramáficos se tornam saturados em sulfetos. Em seguida, segregando-os por imiscibilidade. Esse processo é característico de sistemas magmáticos dinâmicos (*p.ex.*, canais de lava, alimentadores de diques e câmaras magmáticas) hospedados em corpos relativamente pequenos. Os principais controles são (1) temperatura, (2) viscosidade, (3) conteúdo de voláteis; e, (4) grau de interação com a crosta (Arndt et al., 2005; Leshner & Keays, 1996; Robb, 2005; Song et al., 2011).

O depósito de Cr-Ni-Cu-(PGE) Luanga (No. 7) é o único representante (Mansur & Ferreira Filho, 2017; Ferreira Filho et al., 2007; Dardenne & Schobbenhaus, 2001, 2000; Diella et al., 1995; Machado et al., 1991; DOCEGEO, 1988).



5.1.5. Sistema Supergênico

O sistema supergênico engloba as mineralizações formadas pelo intemperismo de substâncias e elementos químicos e minerais em superfície (Costa, 2007). Os depósitos lateríticos têm um importante papel na economia dos recursos globais de minério (Al, Fe, Mn, Ni e Au) (Freyssinet et al., 2005). Embora os processos supergênicos tenham sido preponderantes para a elevação do teor dos depósitos de Fe e Mn e a formação de *gossans* e lateritos ricos em ouro na Província Mineral de Carajás, o estudo considera apenas os depósitos de níquel laterítico como representantes desse sistema mineralizante.

Globalmente, as principais pesquisas tiveram início na década de 1970 com foco inicial em bauxitas e Ni laterítico em seguida. Na década de 1980, a atenção voltou-se para Au, Fe e Mn cujos esforços voltaram-se principalmente para Au supergênico com implicações para às mineralizações primárias. Mesma época das intensas campanhas de exploração na região da Serra de Carajás (Freyssinet et al., 2005; Porto, 2016).

5.1.5.1. Níquel Laterítico

Os depósitos de níquel laterítico são regolitos desenvolvidos sobre rochas ultramáficas numa forte associação entre níquel e cobalto. Diversos esquemas de classificação foram propostos ao longo da história (Alcock, 1988; Butt, 1975; Glazkovsky et al., 1977; Golightly, 1981). Atualmente, os depósitos são distribuídos em três tipos com base em sua mineralogia (Brand et al., 1998): (i) oxidados (limonita, goetita, óxidos de Mn) – 1,0 a 1,6 wt.% Ni; (ii) silicato de Mg hidratado (garnieritas - serpentinas, talco, clorita, sepiolita) – 1,8 a 2,5 wt.% Ni; e, (iii) argilominerais (esmectitas – nontronitas, saponitas) – 1,0 a 1,5 wt.% Ni.

Os principais controles dos depósitos de Ni laterítico são (1) rochas hospedeiras – ultramáficas ricas em olivina e seus equivalentes serpentinizados; (2) ambiente tectônico – crátons e terrenos acrescionários entre o Arqueano ao Mioceno; (3) estruturas – fraturas, falhas e zonas de cisalhamento que afetam as rochas encaixantes podem influenciar a espessura, o teor e o tipo de depósito laterítico; (4) idade do intemperismo – a maior parte dos depósitos e das paisagens regolíticas são formados e desenvolvidos por longos períodos de tempo; (5) história climática – a temperatura e a pluviosidade são fundamentais no intemperismo e na formação de lateritos; e, (6) paisagem regolíticas e topografia – regiões caracterizadas pela presença de regolito fortemente intemperizado e profundo, desenvolvimento de regolitos em terrenos estáveis de baixo relevo cuja taxa de intemperismo excede a de erosão e a topografia afeta o ambiente geomorfológico que influenciará a natureza e o teor de Ni-(±Co) dos lateritos.

O estudo coletou oito depósitos. Cinco depósitos na Província Mineral de Carajás: Vermelho (No. 39), Puma (No. 31), Serra da Onça (No. 32), Jacaré (No. 28) e Fafá (No. 45), relacionados com área cratônica. Três depósitos na Faixa Araguaia em terreno acrescionário: Serra do Tapa



(No. 55), Vale dos Sonhos (No. 56) e Quatipuru (No. 57) (Fig. 4. 5 e 6) (Mendonça, 2012; Tomazoni Neto, 2011; Paixão et al., 2008; Lafon et al., 2000; Dardenne & Schobbenhaus, 2001; Macambira, 2001; Paixão & Nilson, 2001; Oliveira et al., 1992; Schobbenhaus, 1986; Macambira & Vale, 1997; Castro Filho & Matos, 1986; Alves et al., 1986; Heim & Castro Filho, 1986).

5.1.6. Sistema Mineralizante Indefinido

O sistema mineralizante indefinido compreende mineralização em modelo conceitual indefinido, por carência de informações geológicas ou por características conflitantes entre modelos metalogenéticos. O estudo selecionou o depósito de Serra Pelada (No. 9) para análise estatística. (Berni et al., 2014; Grainger et al., 2008; Tallarico et al., 2000; Moroni et al., 2001; Meireles et al., 1982).

Os principais modelos metalogenéticos propostos: (1) Au-Pt-Pd epitermal de baixa sulfetação (Moroni et al., 2001); *sediment-hosted* (Au-PGE) (Tallarico et al., 2000); *granite-hosted* (Grainger et al., 2008); e, tipo bonanza (Berni et al., 2014). Outros modelos são propostos por Biondi, (2003): (1) *turbidite-hosted gold*; (2) *Golden Mile*; (3) *Golden on flat faults*; (4) ouro exalativo sedimentar; (5) *roll-front*; e, (6) *high temperature carbonated-hosted sulphide ore*.

6. Materiais e Métodos

Os dados utilizados foram integralmente obtidos do Serviço Geológico do Brasil (SGB/CPRM) e compreendem três bases de dados: (i) compilação geológica e de Recursos Minerais nas escalas 1:250.000 e 1:100.000, (ii) geoquímica regional e (iii) aerogeofísica regional.

6.1. Compilação Geológica e de Recursos Minerais

O mapa de integração geológico-geofísico (1:300.000) publicados pelo SGB/CPRM na Área de Relevante Interesse Mineral (ARIM) Carajás e Rio Maria foi utilizado em conjunto com as folhas 1:250.000 e 1:100.000 para a região de Bacajá, Rio Maria, Iriri-Xingu, Santana do Araguaia e Faixa Araguaia (Almeida et al., 2001; Araújo & Maia, 1991; Araújo & Olivatti, 1994; Costa et al., 2016; Figueiredo et al., 2001; Matos et al., 2009; Neves & Vale, 1999; Oliveira et al., 1994; Santos & Pena Filho, 2000; Souza & Moreton, 2001) (Fig. 8A).

A partir desses dados foram compilados os contornos geológicos com ênfase nas unidades hospedeiras das mineralizações, as principais estruturas, os depósitos, as ocorrências e os indícios minerais (Fig. 4, 5, 7 e 8B). A compilação dos recursos minerais da região ainda englobou a delimitação das províncias minerais ou metalogenéticas (Fig. 8B).

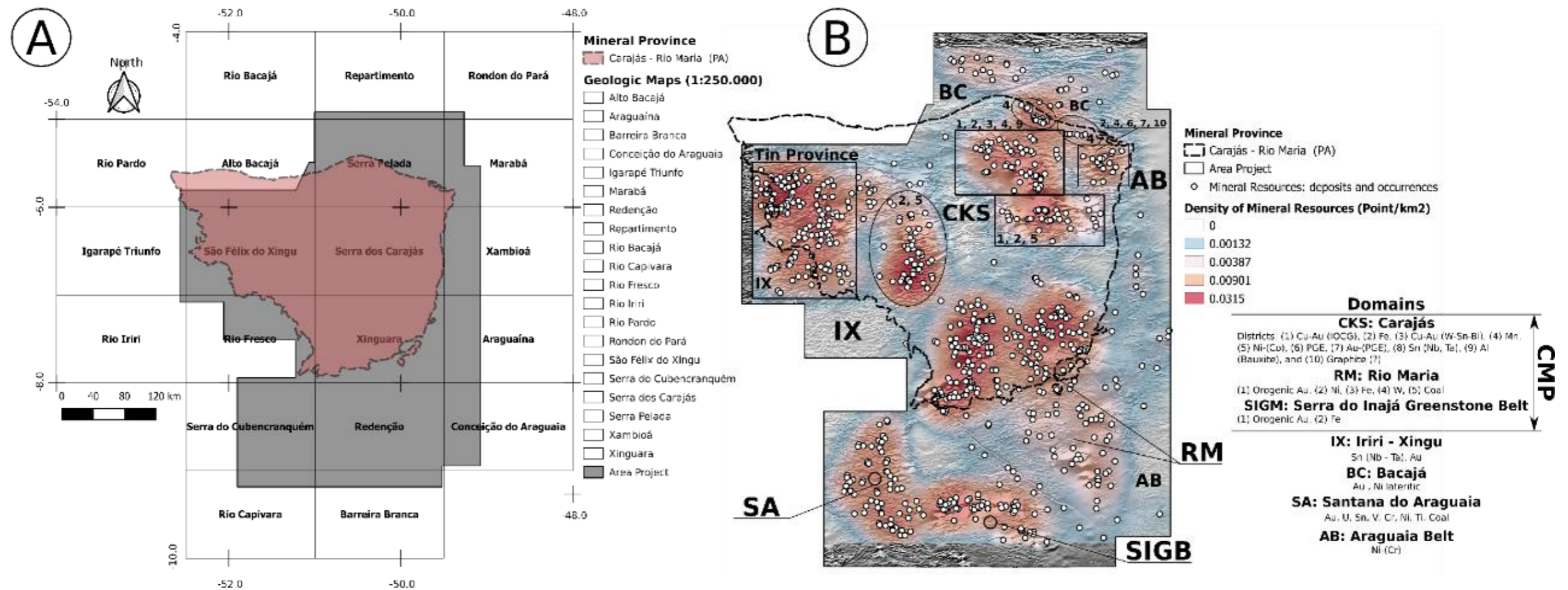


Figura 8: (A) Quadriculas das folhas geológicas 1:250.000 que abrangem a área do projeto em polígono cinza e, em vermelho claro, está representado a área da ARIM Carajás e Rio Maria (Matos et al., 2009) ou a Província Mineral de Carajás. (B) Área da pesquisa com destaque para o limite da Província Mineral de Carajás (CMP, Carajás Mineral Province) que engloba todo o Domínio Carajás (CKS) e parte do Domínio Rio Maria (RM) com maior concentração de greenstone belts. A Província Mineral de Carajás representa a região com maior diversidade metalogênica como observado pelo mapa de densidade de pontos por km² que reflete a concentração de depósitos e ocorrências minerais em círculo branco. Para uma melhor visualização das estruturas utiliza-se um dos produtos aerogeofísicos obtidos nessa dissertação (1ª Derivada Vertical) como imagem de fundo.

6.2. Geoquímica Regional

Os levantamentos geoquímicos do SGB/CPRM são divididos em pré-2012 e pós-2012. A área da dissertação contém vinte levantamentos geoquímicos de épocas, projetos e mídias diferentes (Tabela 2 e Fig. 9). A base de dados totaliza quase 30 mil amostras: 12.656 (42,2%) amostras de sedimento de corrente, 6.194 (20,6%) amostras de rocha, 6.017 (20,1%) amostras de concentrado de bateia e 5.132 (17,1%) amostras de solo (Tabela 2). Como dados efetivos à pesquisa foram utilizados os dados de sedimento de corrente, solo e rocha para interpolação e análise de componentes principais. As amostras de concentrados de bateia foram descartadas.

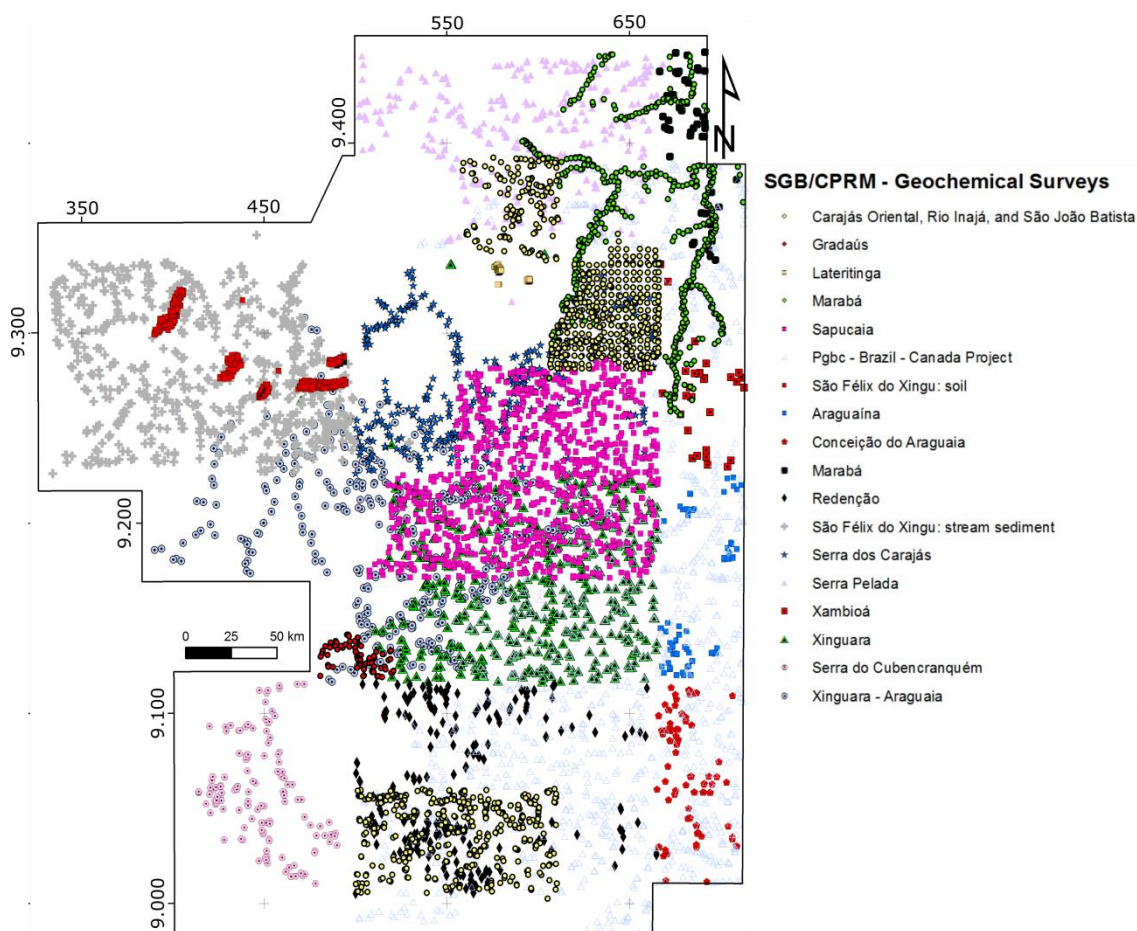


Figura 9: Mapa com a distribuição geográfica dos 20 levantamentos geoquímicos utilizados na pesquisa.

As amostras de rochas são coletadas durante o mapeamento geológico. O procedimento amostral consiste na coleta de rochas representativas da unidade amostrada e sem intemperismo. O objetivo é a caracterização geoquímica das rochas.

O procedimento laboratorial é similar para as amostras de solo, sedimento de corrente e rocha e segue o roteiro da SGS/GEOSOL. As amostras são pesadas, secas entre 60 - 100°C e desagregadas por rolo e martelo. Em seguida, elas são peneiradas na alíquota <80 mesh e a menor fração são pulverizadas na fração <150 mesh. Por fim, o pó é enviado para a análise química. Para

os levantamentos pré-2012, normalmente, utilizam-se os procedimentos analíticos semi-quantitativos AAS (Espectrometria de Absorção Atômica) e OES (Espectrometria de Emissão Óptica) com abertura por água régia (3:1 – HCl:HCNO₃) ou *fire assay* para ouro. Após 2012, o procedimento padrão tornou-se uma combinação de ICP-AES (Espectrometria de massa por plasma acoplado indutivamente) e ICP-MS (Espectrometria de massa com fonte de plasma) com digestão por água régia (3:1).

O processamento dos dados geoquímicos utilizou o pacote estatístico R (<https://www.r-project.org/>), planilhas Excel[®] e o programa SPSS[®]. Nos procedimentos para espacialização das informações foram utilizados os programas ArcGIS[®] 10.6 e QGIS 3.2.0-Bonn e a interpolação foi realizada no programa OASIS Montaj 8.0, GEOSOFT[™]. O fluxo de trabalho é apresentado na figura 9.

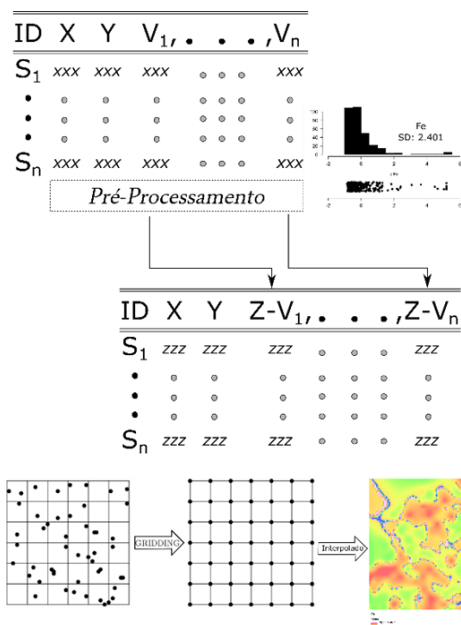


Figura 10: Processamento dos dados geoquímicos – (1) Pré-processamento dos dados brutos para correção dos valores LLD, ULD, ausentes e verificação da variabilidade por meio do desvio padrão ($\geq 0,5$); (2) Transformação em unidades de desvios padrões (p.ex., Z-V1); (3) Gridding ou transformação para uma malha regular; e, (4) interpolação Final. V: variável e S: amostra.

O pré-processamento corresponde à correção das variáveis individualmente: (1) observações abaixo ou igual ao limite inferior de detecção (LLD, *Lower Limit of Detection*); (2) amostras acima ou no limite superior de detecção (ULD, *Upper Limit of Detection*); e, (3) observações ausentes (*missing values*). Os valores abaixo ou igual ao LLD foram multiplicados por 0,66. Os valores iguais ao ULD foram mantidos. Os valores ausentes foram considerados como zero ou substituídos por interpolação.



Tabela 2: As bases de dados geoquímicas do SGB/CPRM.

No.	Projeto	Total de Amostras	Área	Tipo de Amostra	Ano	Método	Digestão	LAB	Ref
LEVANTAMENTOS POS-2012									
1	Metalogenia das Províncias Mineraias do Brasil	2.172	Sapucaia	SC (2.165) e Solo (7)	2013				
2	Avaliação Potencial Recursos Mineraias Estratégicos do Brasil	548	Carajás Oriental	SC (323) e Solo (225)	2011-2012	ICP-MS + ICP-AES (56 elementos)	AR	Geosol	GEOSGB
3		192	Rio Inajá	SC	2012				
4	Geoquímica Sedimentar Superficial da Margem Continental	206	São João Batista	SC	2012				
LEVANTAMENTOS PRÉ-2012									
5	Projeto Gradaús	114	São Félix do Xingu	SC	1975	AAS (30 elementos)	AR	CPRM	(Dias, 1975)
5	Projeto Lateritinga	2.163	Alvos N-1 e N-5	Crosta Laterítica (1661) e Solo (502)	1990	XRF, ICP-AAS, ICP-OES, Fire Assay (23 elementos)	AR	CPRM & GEOSOL	(Costa, 1990)
7	Projeto Marabá	433	Folha Rio Itacaiúnas	CB (6) e SC (427)	1970	OES (16 elementos) e Colorimetria (Zr)	AR	CPRM	(Puty et al., 1972; Vidal et al., 1972)
8	PGBC – Geofísica Brasil Canadá	3.211	Folhas Araguaia, Marabá, Serra dos Carajás, Serra Pelada, Xambioá, Xinguara, Redenção, Conceição do Araguaia e Barreira Branca	SC	1976	AAS (15 elementos)	AR	CPRM & GEOSOL	(Araújo and Olivatti, 1994; Carmo, 1978)
9	Projeto Platina Pará - Amapá	9.920	Serras da Onça, Puma, Jacaré e Jacarezinho	CB (4.870), SC (676), Solo (4.374)	1993	ICP-AAS (9 elementos)	Fusão	CPRM & GEOSOL	(Macambira, 1996a)
10	PGBC – Geofísica Brasil Canadá	281	Programa Grande Carajás – Folha Araguaína – SB-22-Z-D	SC	1994	AAS (15 elementos)	AR	CPRM & GEOSOL	(Araújo and Olivatti, 1994; Carmo, 1978)
11	PGBC – Geofísica Brasil Canadá & Levantamento da Folha	278	Programa Grande Carajás – Folha Conceição do Araguaia – SC-23-X-B	SC	1994	AAS (15 elementos)	AR	CPRM & GEOSOL	(Figueiredo et al., 2001)
12		344	Programa Grande Carajás – Folha Marabá – SC-22-X-D	CB (45), Rocha (15), SC (284)	2000	SC: OES (30 elementos); Rocha: ICP-AAS (15 elementos)	AR	CPRM & GEOSOL	(Almeida et al., 2001)
13		1.370	Programa Grande Carajás – Folha Redenção – SC-22-X-A	CB (162), Rocha (1024), SC (182), Solo (2)	1999	SC: OES (30 elementos); Rocha: ICP-AAS (15 elementos)	AR	CPRM & GEOSOL	(Neves and Vale, 1999)
14		3.498	Programa Grande Carajás – Folha São Félix do Xingu – SB-22-Y-B	CB (356), Rocha (1788), SC (1354)	1996	SC: OES (30 elementos, PGE); Rocha: ICP-AAS	AR, Fusão, AN	CPRM & GEOSOL	(Macambira, 1996b)
15	PGBC – Geofísica Brasil Canadá & Levantamento Litogeoquímico	1.877	Programa Grande Carajás – Folha Serra dos Carajás	CB (235), Rocha (661), SC (977), Solo (4)	1991	SC: OES (30 elementos) e AAS (Sn)	AR e AN	CPRM & GEOSOL	(Araújo and Maia, 1991)
16		1.143	Programa Grande Carajás – Folha Serra Pelada	Rocha (387), SC (756)	1994	XRF (Elementos Maiores), OES (30 elementos), ICP-AAS (traços)	AR e AN	CPRM & GEOSOL	(Oliveira et al., 1994)
17		128	Programa Grande Carajás – Folha Xambioá – SB-22-Z-B	CB (22), Rocha (70), SC (36)	2001	AAS (15 elementos)	AR	CPRM & GEOSOL	(Souza and Moreton, 2001)
18		1.481	Programa Grande Carajás – Folha Xinguara – SB-22-Z-C	CB (208), Rocha (587), SC (686)	2000	XRF (Elementos Maiores), OES (30 elementos), ICP-AAS (traços)	AR e AN	CPRM & GEOSOL	(Santos and Pena Filho, 2000)
19	Projeto Rio Chiché	154	Bacias hidrográficas do rio Fresco	CB (45), Rocha (1), SC (90), Solo (18)	1980	OES (30 elementos), Colorimetria (As), Cromatografia (U), Eletrodo de ion Especifico (F)	AR e AN	CPRM	(Pastana and Silva Neto, 1980)
20	Projeto Xingu – Araguaia	388	Gradaús e Nova Olinda	CB (68), SC (388)	1973	OES (30 elementos)	AR	CPRM	(Xafi et al., 1975)

AAS (semi-quantitativa): Espectrometria de Absorção Atômica; XRF: Fluorescência de Raios-X; ICP-AAS: Espectrometria de Absorção Atômica; OES: Espectrometria de Emissão Óptica; ICP-OES: Espectrometria de Emissão Óptica com Plasma; ICP-MS: Espectrometria de massa com fonte de plasma; ICP-AES: Espectrometria de massa por plasma acoplado indutivamente. Sedimento de Corrente: SC e Concentrado de Bateia: CB. Água Régia: AR. Ácido Nítrico: AN.



A escolha das dos elementos químicos utilizados na análise estatística final foi definida pela presença dos mesmos elementos nos vinte levantamentos geoquímicos de modo a evitar o viés estatístico (Co, Cr, Cu, Fe, Mn, Ni, Pb, Sn e Zn) e pela variabilidade desses dados. Assim, foram mantidas na base de dados as variáveis que apresentam desvio padrão $\geq 0,5$.

Após a seleção das variáveis e a correção delas pelo pré-processamento, os dados foram padronizados individualmente para unidades de desvio padrão pela fórmula $Zx = \frac{(xi - \bar{x})}{Sx}$, onde x_i é o valor unitário da amostra, \bar{x} é a média das amostras e S_x é o desvio padrão das amostras como definido por Davis (2002, p. 477), e aplicado, recentemente, por Martins-Ferreira et al. (2017). O intuito dessa transformação é uniformizar as variáveis na mesma base de unidade (*i.e.*, unidades de desvios padrão) de modo a eliminar a influência de valores muito alto ou baixo. Por exemplo, o código “Z-VI” na figura 9 informa que a variável foi padronizada.

Em seguida, as bases geoquímicas individuais foram transformadas para uma malha regular de modo a possibilitar a inferência estatística espacial (Gazley et al., 2015; Yamamoto & Landim, 2013; Grunsky, 2010). A interpolação ou estimativa em pontos não amostrados é uma etapa crítica no processamento inicial das variáveis, pois, com esse método, é possível amostrar toda uma área não amostrada por necessidades econômicas (Yamamoto & Landim, 2013). Assim, a malha regular possibilita inferir a distribuição e a variabilidade do fenômeno espacial estudado, mas a qualidade dessa inferência depende do tamanho da amostra e da distribuição espacial dos pontos amostrados (Yamamoto & Landim, 2013).

O processo de transformação dos dados numa malha regular é chamado *gridding* dos dados XYZ (Fig. 10). A escolha do melhor método de interpolação baseia-se sobremaneira no tamanho de cada base de dados. A quantidade de observações e os tipos de interpoladores podem ser comparados na tabela 3. Os dados geoquímicos identificados na tabela 2 variam de bases de dados pequenas a gigantes. Nessa dissertação o método de mínima curvatura foi definido como interpolador padrão, devido à facilidade de uso, a suavização das superfícies e por ser um método que usa modelo de regressão por mínimos quadrados (Golden Software, 1995; Smith & Wessel, 1990).

Tabela 3: Relação entre o tamanho das bases de dados e os tipos de interpoladores (Golden Software, 1995).

Tipo de Bases de Dados	No. de Observações	Método de Interpolação	Recomendação
Pequenas	< 250	Krigagem ou Radial Basis Function	Produzem boas representações da maior parte das bases de dados
Moderadas	250 – 1.000	(1) Triangulação com interpolação linear; (2) Krigagem ou <i>Radial Basis Function</i>	(1) É rápido e cria boa representação dos dados. (2) Geram as malhas mais lentamente, eles também produzem dados com boa representação.
Grandes	>1.000	(1) Mínima Curvatura e Triangulação com Interpolação Linear; (2) Krigagem ou <i>Radial Basis Function</i>	(1) Eles são bastante rápidos e produzem boas representações; (2) Provavelmente, produzem os melhores mapas, mas são bastante lentos.
Gigante (<i>Big Data</i>)	3.000 a 30.000	Qualquer método de interpolação	Nesta quantidade de dados tanto faz o interpolador, pois demandam a mesma quantidade de tempo.

Por fim, os elementos foram agrupados numa única base de dados e interpolados por mínima curvatura com uma resolução de 1,0 km² para gerar uma malha regular com 6.538 amostras (Fig. 11). A variabilidade, medida pelo desvio padrão, dos elementos selecionados varia, do maior para o menor, entre Mn, Fe, Ni, Pb, Cu, Cr, Zn, Sn e Co (Tabela 4). A distribuição desses elementos pode ser observada nos histogramas apresentados na figura 12.

A distribuição dos valores padronizados dos *grids* geoquímicos apresentados na figura 11 são quase simétricos com uma ligeira assimetria com cauda à direita (Fig. 12). A pesquisa entende como anomalia os valores $> \pm 2$ desvios padrões ($\pm 2SD$). Nos nove elementos selecionados as anomalias variam de +26 SD para o Mn até +4,168 SD para Co.

Tabela 4: Estatística descritiva dos *grids* geoquímicos em unidades de desvio padrão. IQR: Intervalo Interquartil e DP: Desvio Padrão. (No. 6.538 amostras).

Elemento	Média	Mínimo	Máximo	Intervalo	IQR	DP
Mn	0,267	-1,451	25,206	26,657	0,526	2,067
Fe	0,188	-3,047	11,631	14,678	0,365	1,075
Ni	0,128	-2,511	6,226	8,738	0,660	0,871
Pb	0,099	-1,898	4,467	6,364	0,530	0,627
Cu	0,003	-1,086	5,043	6,129	0,565	0,613
Cr	0,044	-0,921	5,421	6,342	0,685	0,597
Zn	-0,094	-3,144	5,455	8,599	0,521	0,591
Sn	0,028	-1,810	4,486	6,296	0,424	0,542
Co	-0,045	-0,879	4,168	5,047	0,520	0,505

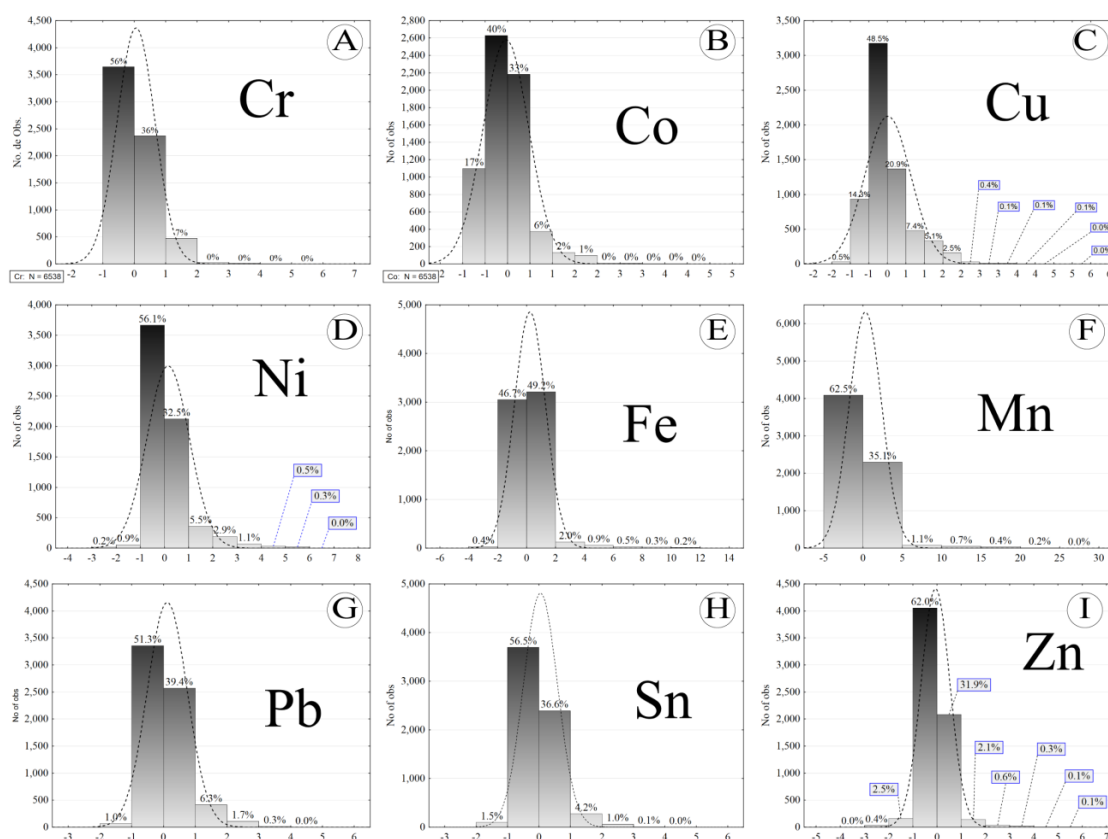


Figura 11: Distribuição dos valores padronizados (eixo-x) das nove variáveis geoquímicas selecionadas em 6.538 amostras. (A) Cromo, (B) Cobalto, (C) Cobre, (D) Níquel, (E) Ferro, (F) Manganês, (G) Chumbo, (H) Estanho e (I) Zinco.

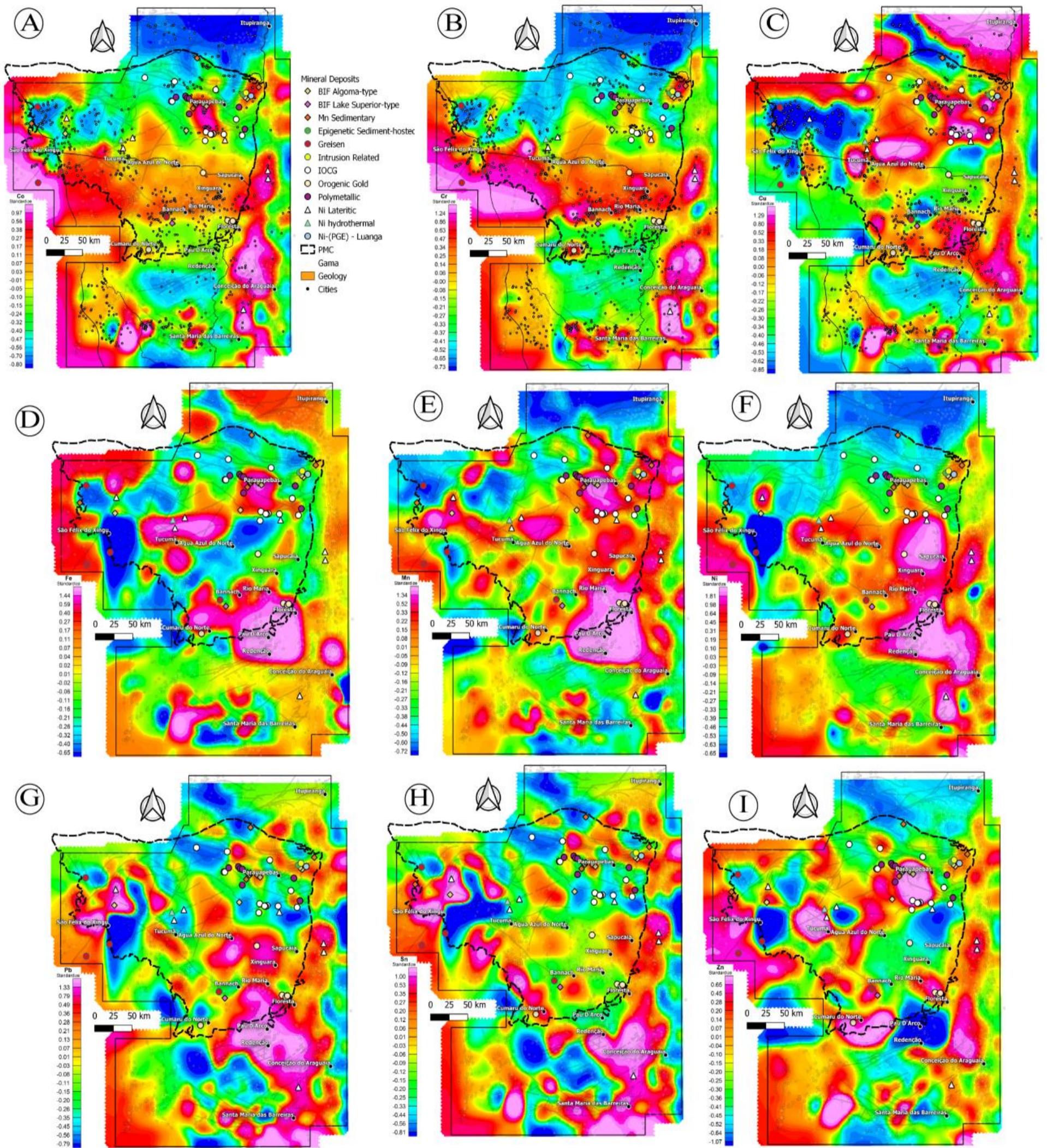


Figura 12: Imagens dos grids geoquímicos (resolução de 1,0 km) interpolados em 6.538 amostras. Os dados estão em unidades de desvio padrão e sobreposto a eles estão destacados os sistemas mineralizantes e o limite da Província Mineral de Carajás em linha preta tracejada. (A) Cobalto, (B) Cromo, (C) Cobre, (D) Ferro, (E) Manganês, (F) Níquel, (G) Chumbo, (H) Estanho e (I) Zinco.



Embora Mn e Fe sejam os elementos químicos com maior variabilidade (Tabela 4), eles também são os mais concentrados entre $\pm 2,0$ SD. Enquanto, Mn, Cr e Co são os mais assimétricos, pois correspondem aos elementos com maior dispersão/mobilidade geoquímica. A simetria observada nos histogramas transcreve a formação de aglomerados anômalos, tanto positivos (+2SD), como negativos (-2SD); em outras palavras, de áreas propícias à acumulação de mineralizações (*p.ex.*, Serra dos Carajás, *greenstone belts*) e de áreas estéreis (*p.ex.*, embasamento granito-gnáissico). O Cu é o elemento uma melhor distribuição de valores anômalos, haja vista a sua associação geoquímica com diversos processos metalogénicos. Os elementos Ni, Sn, Zn são os elementos mais simétricos talvez evidenciando a extrema pontualidade dos sistemas mineralizantes relacionados a esses elementos.

6.3. Aerogeofísica

O polígono do projeto é coberto por cinco aerolevantamentos (Fig. 13 e 14 e Tabela 5): (i) Anapu-Tuerê, (ii) Conceição do Araguaia, (iii) Oeste de Carajás, (iv) Rio Maria e (v) Tucuruí (CPRM, 2015a, 2015b, 2010, 2004). Os aerolevantamentos apresentam dois conjuntos de dados: (i) radiométrico e (ii) magnetométrico.

Todos os aerolevantamentos apresentam direção de linha de voo N-S com espaçamento de 500 m e linhas de controle E-W com espaçamento de 10 km. A exceção a esse padrão é o aerolevantamento Oeste do Carajás com linhas de voo espaçadas de 250 e 500 m e linhas de controle espaçadas de 5 a 10 km (Tabela 5).

A aerogeofísica é desmembrada nos dados radiométricos (*ca.* 30 – 50 cm de profundidade) e magnetométricos (análise rasa e profunda) e possibilitam a identificação e a discriminação de mineralizações ou de potenciais áreas mineralizadas (Killeen et al., 2015; Menezes et al., 2014; Pires, 1995). Os minerais magnéticos (*p.ex.*, magnetita, pirrotita, maghemita), os radiométricos (*p.ex.*, uraninita, torita) e valores anômalos de eU e K são sistematicamente associados com depósitos minerais que, conseqüentemente, podem ser usados para deduções de padrões estatísticos anômalos (Gunn & Dentith, 1997; Pires, 1995; Pires & Harthill, 1989). Segundo Gunn & Dentith (1997), os dados anômalos apresentam-se de modo diverso e não são respostas fixas ou padrões universais, mas devem ser analisados caso a caso. Por exemplo, do ponto de vista magnético, os depósitos minerais são fortemente influenciados pela concentração de minerais magnéticos, pela geometria e pela profundidade do minério junto à inclinação e declinação do campo magnético durante os processos mineralizantes. Todos esses fatores afetam a assinatura de determinado tipo de mineralização dando-lhes tanto características únicas como padrões estatisticamente mapeáveis (Dickson & Scott, 1997; Gunn & Dentith, 1997; Pires & Harthill, 1989).

Outros processos geológicos como deformação, metamorfismo, erosão, intemperismo e hidrotermalismo também modificam as características magnéticas e radiométricas de um sistema mineralizante e isso também será demonstrado nessa pesquisa (Dickson & Scott, 1997; Gunn & Dentith, 1997; Pires & Harthill, 1989). Portanto, as propriedades magnéticas e radiométricas relacionadas com anisotropia do mineral, da camada mineralizada, desmagnetização, remanência, anomalias de potássio e de urânio, podem alterar o campo magnético local tornando-o anômalo, bem como, a geoquímica superficial (Dickson & Scott, 1997; Gunn & Dentith, 1997; Pires & Harthill, 1989).

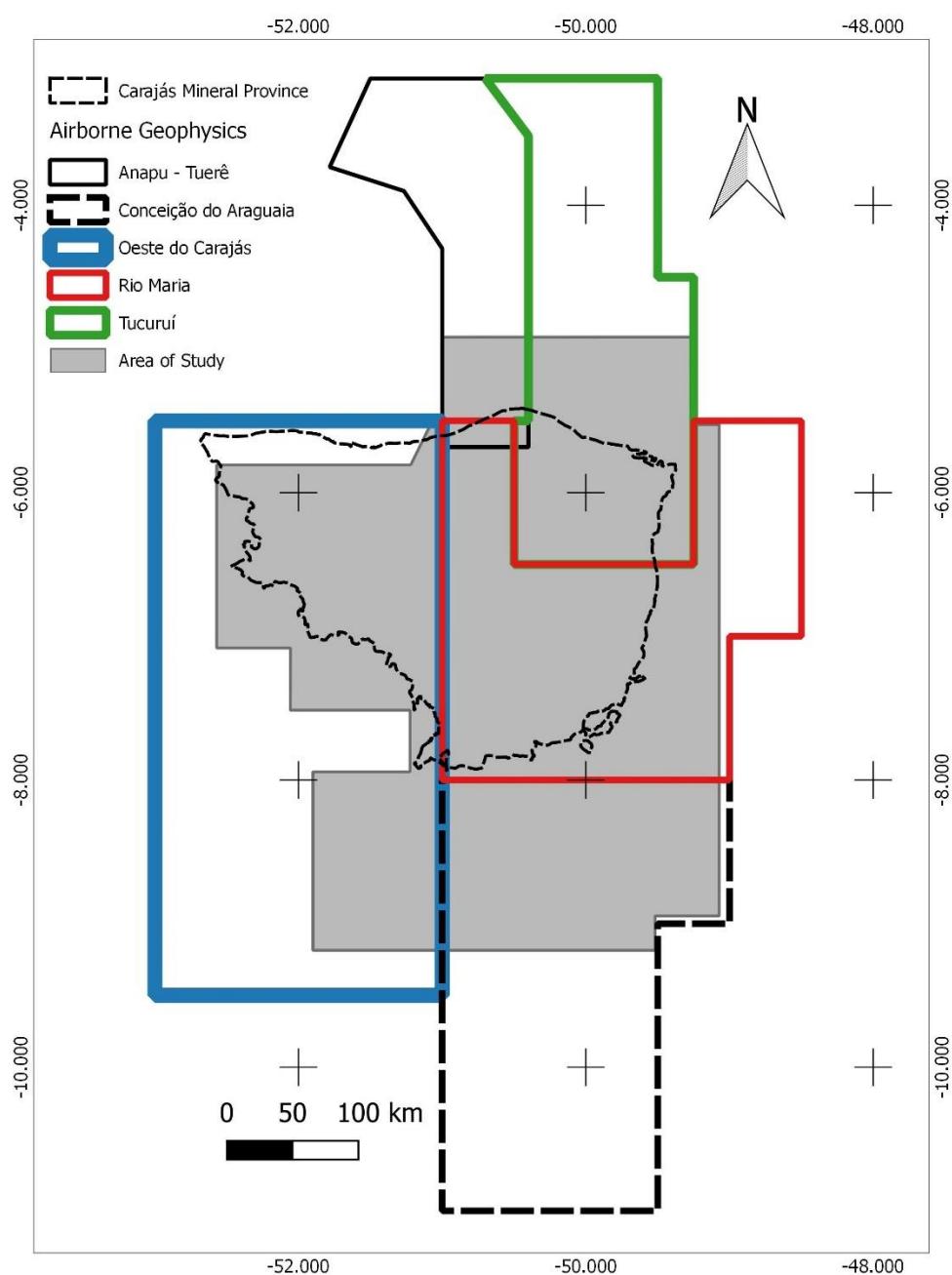


Figura 13: Aerolevantamentos utilizados no estudo, os polígonos coloridos representam os aerolevantamentos e o polígono cinza a área da dissertação.



Tabela 5: Relação dos aerolevantamentos executados pelo SGB/CPRM.

Série	Aerolevantamento	Ano	Direção das LV	Espaçamento das LV	Direção das LC	Espaçamento das LC	Altura do Voo	Δt MAG	Δt ESP
1000	Anapu – Tuerê	2004							
	Tucuruí	2010							
	Conceição do Araguaia	2012	N-S	500 m	E-W	10,0 km	100 m	0,1 s	1,0 s
4000	Rio Maria	2015							
	Oeste do Carajás	2015		250/500 m		5/10 km			

LV: Linhas voo; LC: Linhas de controle. Δt MAG: intervalo entre medições geofísicas consecutivas do magnetômetro. Δt ESP: intervalo entre medições geofísicas consecutivas do espectrômetro.

A aerogeofísica é desmembrada nos dados radiométricos (*ca.* 30 – 50 cm de profundidade) e magnetométricos (análise rasa e profunda) e possibilitam a identificação e a discriminação de mineralizações ou de potenciais áreas mineralizadas (Killeen et al., 2015; Menezes et al., 2014; Pires, 1995). Os minerais magnéticos (*p.ex.*, magnetita, pirrotita, maghemita), os radiométricos (*p.ex.*, uraninita, torita) e valores anômalos de eU e K são sistematicamente associados com depósitos minerais que, conseqüentemente, podem ser usados para deduções de padrões estatísticos anômalos (Gunn & Dentith, 1997; Pires, 1995; Pires & Harthill, 1989). Segundo Gunn & Dentith (1997), os dados anômalos apresentam-se de modo diverso e não são respostas fixas ou padrões universais, mas devem ser analisados caso a caso.

Do ponto de vista magnético, os depósitos minerais são fortemente influenciados pela concentração de minerais magnéticos, pela geometria e pela profundidade do minério junto à inclinação e declinação do campo magnético durante os processos mineralizantes. Todos esses fatores afetam a assinatura de determinado tipo de mineralização dando-lhes tanto características únicas como padrões estatisticamente mapeáveis (Dickson & Scott, 1997; Gunn & Dentith, 1997; Pires & Harthill, 1989). Outros processos geológicos como deformação, metamorfismo, erosão, intemperismo e hidrotermalismo também modificam as características magnéticas e radiométricas de um sistema mineralizante e isso também será demonstrado nessa pesquisa (Dickson & Scott, 1997; Gunn & Dentith, 1997; Pires & Harthill, 1989). Portanto, as propriedades magnéticas e radiométricas relacionadas com anisotropia do mineral, da camada mineralizada, desmagnetização, remanência, anomalias de potássio e de urânio, podem alterar o campo magnético local tornando-o anômalo, bem como, a geoquímica superficial (Dickson & Scott, 1997; Gunn & Dentith, 1997; Pires & Harthill, 1989).

Análises estatísticas de dados aerogeofísicos podem ser muito úteis no mapeamento geológico de áreas pouco conhecidas e na prospecção de mineralizações com associações litológicas conhecidas (Gunn et al., 1997; Pires & Harthill, 1989). Por exemplo, a favorabilidade de uma determinada unidade geológica ser hospedeira de um bem mineral pode se basear no enriquecimento ou depleção nos três radioelementos (Pires, 1995; Galbraith & Saunders, 1983). Dessa forma utiliza-se a aerogeofísica como um complemento dos levantamentos geoquímicos e do mapeamento geológico em áreas com escassez de informação de campo (Gunn et al., 1997).

O processamento dos dados aerogeofísicos utilizou o programa computacional OASIS Montaj 8.0, GEOSOFT™ e a visualização e a integração realizou-se pelos programas ArcGIS® 10.6 e [QGIS 3.2.0-Bonn](#).

O processamento inicial envolveu a união dos cinco aerolevantamentos em num único *grid* correspondente ao polígono da área de pesquisa (Fig. 13). Em seguida a base de dados foi processada de acordo com a natureza da informação adquirida durante o aerolevantamento: (i) radiométrico e (ii) magnético. A figura 14 apresenta o fluxograma do trabalho.

6.3.1. Aerogamaespectrometria

O dado aerogamaespectrométrico compreende três canais: (i) potássio (K %), (ii) equivalente do urânio (eU ppm) e (iii) equivalente do tório (eTh ppm). Utilizam-se apenas esses três radioelementos, pois eles são os únicos elementos que emitem raios gama em quantidades suficiente para serem medidos (Nicolet et al., 2003). A composição média na crosta continental dos elementos químicos K, U e Th é utilizada para indicar os valores anômalos. Nesse estudo são empregados os valores anômalos de K e eU, empregados no mapeamento dos processos de alterações hidrotermais (Dentith & Mudge, 2014; Dickson & Scott, 1997; Menezes et al., 2014; Pires, 1995; Shives et al., 2000).

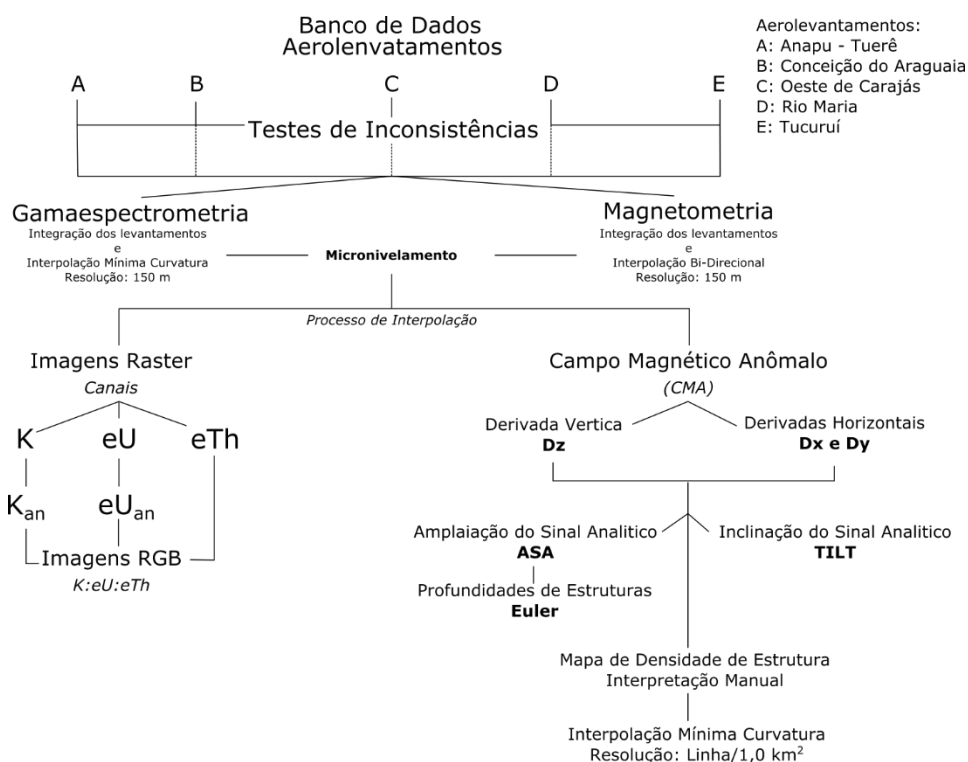


Figura 14: Fluxograma do processamento de dados aerogeofísicos. As letras “A, B, C, D e E” correspondem aos cinco aerolevantamentos individuais integrados numa única base de dados e processados segundo o tipo de dado – raios gama ou magnéticos.

O dado radiométrico (K:eTh:eU) reflete a composição dos materiais superficiais (30 - 50 cm de profundidade) espacialmente relacionados às rochas subjacentes em caso de cobertura por solo.

No caso de mineralizações, os processos geológicos responsáveis pelas concentrações de metais os modificam, seja por enriquecimento ou depleção, por meio de diferentes processos (*p.ex.*, hidrotermalismo). Essas modificações são notadamente valores anômalos cuja definição corresponde aos valores $> \pm 2,0$ SD. Esse dado é fortemente influenciado pelo grau de intemperismo que modifica a concentração e a distribuição dos radioelementos comparado às rochas subjacentes (Killeen et al., 2015).

A definição de valores anômalos de potássio anômalo ($K_{\text{anômalo}}$) e equivalente do urânio anômalo ($eU_{\text{anômalo}}$) é feita com o uso do modelo de regressão linear simples normalizado pelo eTh (Pires, 1995; Saunders, 1994; Saunders et al., 1987). O processamento é baseado na suposição que o conteúdo de tório pode ser usado como um controle litológico por relação linear entre K vs. eTh e eU vs. eTh. O potássio e o urânio são as variáveis dependentes (Y) e o tório a variável independente (X) (Equação 1).

$$Y = a + bx \quad (\text{Equação 1})$$

Na equação 1 Y e X são os pontos pertencentes da reta, Y é a variável dependente (K estimado ou eU estimado), a é o coeficiente linear ou interseção da reta, b o coeficiente angular ou inclinação da reta e X a variável independente definida como eTh. Os valores de interesse correspondem a porção superior da reta de regressão obtidos pela subtração do valor lido durante o aerolevanteamento pelo valor calculado pela regressão linear (K original – K estimado (K_{est})) (Fig. 15).

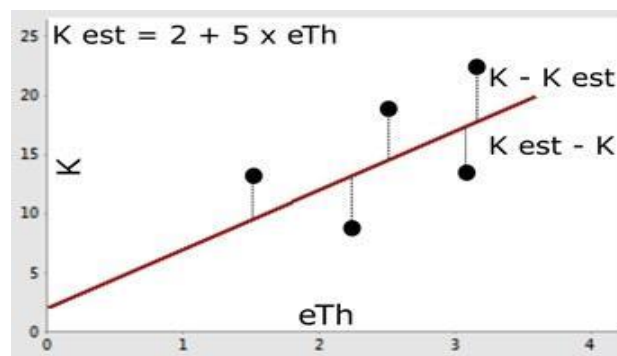


Figura 15: Modelo de regressão linear simples para cálculo dos valores anômalos de K e eU.

A base de dados aerogamaespectrométricos integrada contém 6.393.632 amostras ao longo das linhas de voo. A análise estatística dessas amostras aponta uma variabilidade de $eTh (6,42) > eU (1,18) > K (0,98)$ (Tabela 6). Os histogramas mostram uma grande acumulação de valores baixos para os três canais com forte assimetria positiva (Fig. 16A, B e C). Embora o eTh tenha o maior desvio padrão, o eU é o radioelemento com maior assimetria, por vezes, alcançando valores com até 35 SD como pode ser observado nos *boxplots* da figura 16B e D. As figuras 16E, F e G apresentam gráficos de probabilidade usados para avaliação da normalidade. Os mesmos



corroboram junto com os histogramas a forte assimetria à direita dos três radioelementos. O gráfico ternário mostra a correlação entre K vs. eTh e eU vs. eTh e a ausência de correlação entre K vs. eU (Fig. 16H).

Tabela 6: Estatística básica para os três canais eTh, eU e K (No. = 6.363.632).

Canal	Média	MIN	MAX	DP	IQR
eTh (ppm)	10,58	0,00	63,94	6,42	8,86
eU (ppm)	1,59	0,00	42,77	1,18	1,51
K (%)	0,96	0,00	8,44	0,98	1,16

6.3.1.1. Canal do Potássio

O ^{40}K é o radioisótopo do elemento químico potássio e corresponde a um dos radioelementos mais importantes em minerais formadores de rocha, representa apenas 0,012% do potássio natural e tem meia vida de $1,30 \times 10^9$ anos (Nicolet et al., 2003). Na crosta terrestre é o principal elemento com média crustal de 2,0 a 2,5% e se relaciona diretamente com álcali feldspatos, micas, leucita e nefelina, e está ausente nos minerais máficos (Dickson & Scott, 1997b; Galbraith & Saunders, 1983; Nicolet et al., 2003).

O valor crítico utilizado na divisão entre valores de fundo e anômalos corresponde a 2,0% K (Fig. 16E). Os valores atípicos de potássio têm relação direta com o hidrotermalismo evidenciado pela concentração de potassificação das rochas (*p.ex.*, sericita, biotita, alteração de feldspatos). Esse dado pode ser usado como uma variável prospectiva na análise de vetores hidrotermais (Pires, 1995; Shives et al., 2000). Os depósitos de ouro orogênico, ICOG, polimetálicos (Au-Co-Cu-Bi-W-As), sulfeto maciço hospedados em rochas vulcânicas (Cu-Pb-Zn), IOCG e cobre pórfiro Cu-Au-(Mo) são os principais depósitos minerais mapeáveis (Dentith & Mudge, 2014; Dickson & Scott, 1997).

Para a região sudeste do Cráton Amazônico e extremo ocidental da Faixa Araguaia, o canal do potássio tem uma correlação linear muito baixa com o canal do tório ($r^2 = 0,1018$), pois, em geral, o tório não acompanha o potássio durante o processo hidrotermal (Fig. 17A) (Shives et al., 2000). Os valores de potássio variam de 0,0 a 8,44 % com média de 0,96 % e desvio padrão de 0,98 (Tabela 6). Classicamente, utiliza-se razões eTh/K como um meio de separar anomalias de potássio (valores baixos) de variações litológicas normais (valores altos) (Shives et al., 2000). Todavia, nessa dissertação utilizou-se a discriminação de valores anômalos de potássio por meio da equação 4 (figura 17A).

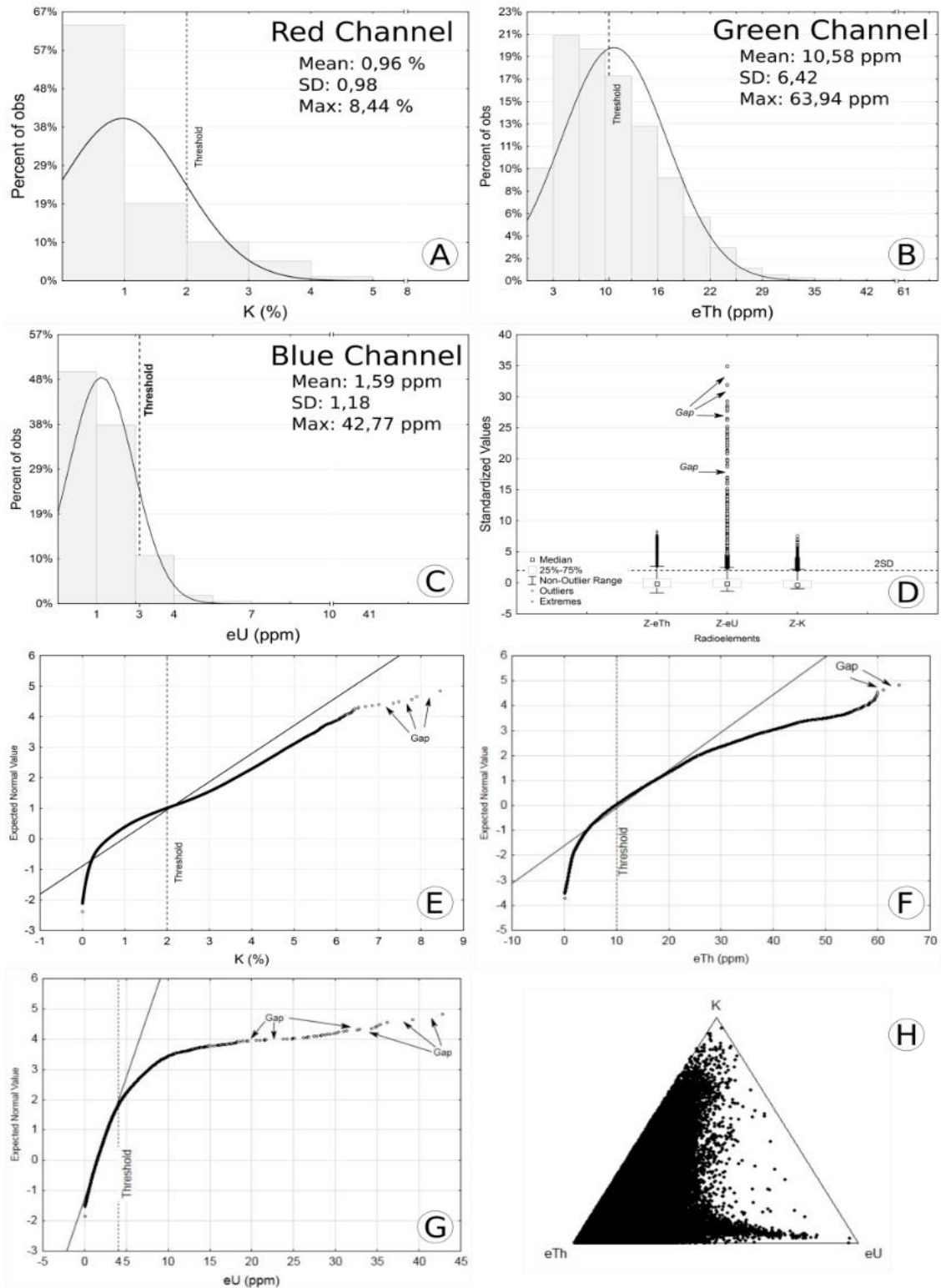


Figura 16: (A) Histograma do canal do K (%) em vermelho na imagem ternária com limiar em 2,0%; (B) Histograma do canal do eTh (ppm) em verde na imagem ternária com limiar em 10 ppm; (C) Histograma do canal do eU (ppm) em azul na imagem ternária com limiar em 4,0 ppm (D) Boxplot com os três radioelementos padronizados pelo valor do desvio padrão; (E) Gráfico de probabilidade normal para o K (%); (F) Gráfico de probabilidade normal para o eTh (ppm); (G) Gráfico de probabilidade normal para o eU; e, (H) Gráfico ternário para os três radioelementos.



O potássio anômalo (K_{An}) obtido pela regressão linear entre K vs. eTh que obteve duas equações da reta (Fig. 17A, Eq. 2 e 3). A equação 2 corresponde ao melhor ajuste linear entre as variáveis obtido automaticamente pelo programa estatístico. A equação 3 é o potássio estimado e corresponde a reta ajustada pela modificação do coeficiente angular da reta para 2,0% que compreende o valor limiar ou a concentração de potássio na crosta continental terrestre (Dickson & Scott, 1997). Pode ser observado na figura 16E que o valor de 2,0% representa o ponto crítico para anomalias de potássio com valores extremamente altos em cerca de 6,5% K. A equação 4 compreende ao potássio anômalo (K_{An}) propriamente dito, alcançado pela subtração dos valores de potássio medidos durante o aerolevanteamento menos os valores estimados de potássio (K_{Est}) como demonstrado pela figura 17A.

$$K = 0,2394\% + 0,0698 \times eTh \text{ (Equação 2)}$$

$$K_{Est} = 2,0\% + 0,0698 \times eTh \text{ (Equação 3)}$$

$$K_{An} = K (\%) - K_{Est} \text{ (Equação 4)}$$

As principais anomalias estão concentradas nas rochas (meta-) graníticas e vulcânicas félsicas e intermediárias dos Domínios Carajás e Rio Maria com destaque para a Suíte Intrusiva Jamon estéril em estanho, as suítes intrusivas Plaquê e Estrela e as vulcânicas do Domínio Iriri-Xingu (Figura 18A). Valores extremamente anômalos ocorrem nos metagranitos do *trend* Cinzento, nos granitos da Província Estanífera do Sul do Pará e nas rochas metassedimentares do Domínio Bacajá (Fig. 18A). Outras anomalias importantes correlacionam-se com as sequências metassedimentares da Formação Gorotire no limite com o Domínio Santana do Araguaia e da Faixa Araguaia na porção nordeste da área. Como uma regra, os *greenstone belts* são depletados em potássio.

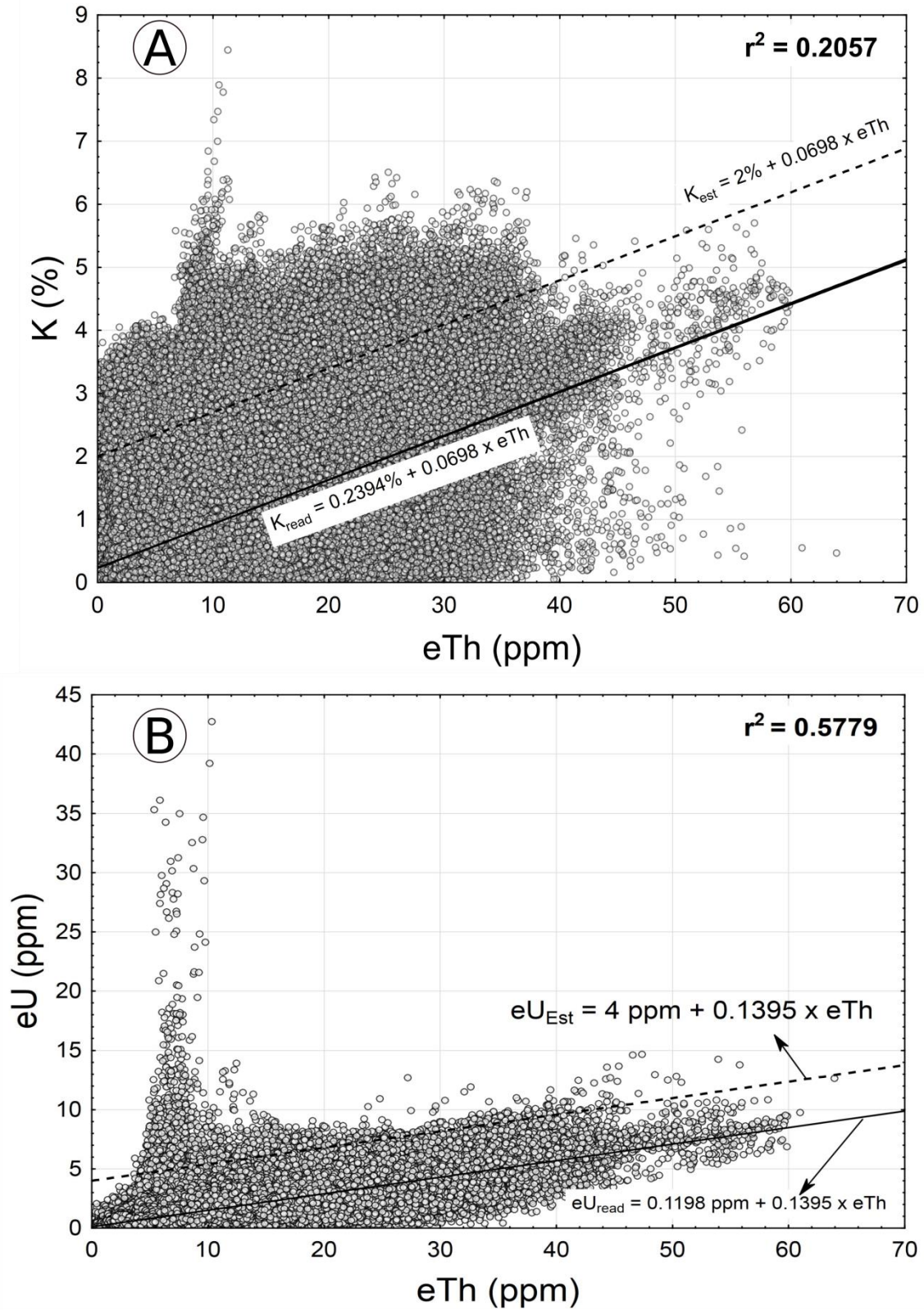


Figura 17: Regressões lineares para a obtenção do Potássio Estimado (KEst) e Urânio Estimado (eUEst) nas retas tracejadas. As retas cheias correspondem às regressões lineares obtidas normalmente pelo programa estatístico durante o processo de regressão linear simples.

6.3.1.2. Canal do Urânio

O urânio ocorre naturalmente como os radioisótopos ^{238}U (4,46 x 10⁹ anos) e ^{235}U (7,13 x 10⁸ anos) decaindo radioativamente para os isótopos estáveis ^{206}Pb e ^{207}Pb respectivamente (Nicolet et al., 2003). As estimativas de concentrações de urânio são baseadas em medidas das abundâncias dos isótopos ^{214}Bi e ^{214}Pb e, portanto, as grandezas são reportadas como equivalentes de urânio (eU) (Nicolet et al., 2003). O urânio apresenta concentração média de 2,5 ppm (Killeen et al., 2015) ou 3,0 ppm (Dickson & Scott, 1997) na crosta continental. O estudo optou-se pelo valor de 4,0 ppm devido a coincidência com o ponto crítico que separa o *background* de valores anômalos *vide* equação 6 e gráficos das figuras 16G e 17B.

Na natureza o urânio ocorre com os estados de oxidação U^{4+} e U^{6+} , o estado mais redutor (U^{4+}) geralmente contém minerais insolúveis (Dickson & Scott, 1997). O estado mais oxidado (U^{6+}) tende a formar complexos aniônicos com carbono, enxofre e fósforo (Dickson & Scott, 1997). Encontra-se como óxido e em quantidades traços em minerais silicáticos como uraninita, monazita (3.000 ppm), alanita (1.000 ppm), xenotima (1.600 ppm), zircão (6.000 ppm), rutilo, titanita, apatita (100 ppm), epidoto (200 ppm) ou ainda em quantidade traço em minerais formadores de rocha (Dickson & Scott, 1997). Nas rochas, o urânio está concentrado principalmente em rochas intrusivas e extrusivas de composição intermediária a félsicas e em rochas sedimentares detríticas (Killeen et al., 2015).

O eU tem uma boa correlação com o eTh ($r^2 = 0,5779$) quando comparado com o K vs. eTh (Fig. 17B). Os valores obtidos para a área de estudo são assimétricos à direita. Neles ocorrem valores entre 0,0 a 42,77 ppm com média de 1,59 ppm e desvio padrão de 1,18 ppm. O urânio anômalo (eU_{An}) obtido pela *equação 7* corresponde a imagem da figura 18C. Normalmente, o urânio é mais ruidoso dos três radioelementos como pode ser observado pelos grandes desvios no gráfico de *boxplot* (Fig. 16D) e no gráfico de probabilidade normal (Fig. 16G).

O urânio anômalo (eU_{An}) obtido pela regressão linear entre eU e eTh obteve equações lineares que podem ser observadas na figura 17B. O melhor ajuste linear foi obtido pela *equação 5*. Em seguida, essa equação foi modificada para o eU estimado (eU_{Est}) com uma inclinação da reta de 3,0 ppm que corresponde a concentração desse radioelemento na crosta continental (*Equação 6*). A escolha desse valor é corroborada pelo gráfico de probabilidade normal da figura 16G que demonstra o ponto de inflexão ou crítico para os valores anômalos em urânio. Destaca-se nessa figura e no histograma da figura 16D os *gaps* composicionais. Por exemplo, esses *outliers* podem refletir os eventos hidrotermais do tipo IOCG ou de líquidos residuais nas fases finais de cristalização de granitos especializados. Por fim, a *Equação 7* apresenta o valor anômalo de urânio pela subtração dos valores de eU lidos durante o aerolevanteamento pelo valor encontrado da *equação 6*.



$$eU = 0,1198 \text{ ppm} + 0,1395 \times eTh \text{ (Equação 5)}$$

$$eU_{Est} = 4,0 \text{ ppm} + 0,1395 \times eTh \text{ (Equação 6)}$$

$$eU_{An} = U \text{ (ppm)} - eU_{Est} \text{ (Equação 7)}$$

Diferentemente do canal do potássio, as anomalias de urânio são concentradas principalmente na região da Província Mineral de Carajás. No Domínio Carajás, as porções atípicas são distribuídas, preferencialmente, na região da Faixa Itacaiúnas em sua porção oeste não coberta por regolito que inclui o magmatismo intrusivo félsico Neoarqueano e Paleoproterozoico. Exemplos são os granitoides do Igarapé Gelado localizado no *trend* do Cinzento e hospedeiro das mineralizações cupro-auríferas do tipo IOCG norte (*p.ex.*, Salobo), os granitos especializados da Província Estanífera do Sul do Pará, os granitoides Estrela e Plaquê estéreis a Sn e W e os metassedimentos manganésíferos da Serra Sereno.

No Domínio Rio Maria as anomalias de urânio correspondem à Suíte Intrusiva Jamon: nos maciços Seringa, Gradaús, Bannach, Jamon, entre outros. Fora da Província Mineral de Carajás, as anomalias de urânio no Domínio Iriri-Xingu e Santa do Araguaia são associadas às crostas lateríticas, provavelmente, desenvolvidas sobre rochas de composição félsica a intermediária. No extremo norte da área da dissertação, o Domínio Bacajá apresenta quase ausência de anomalias e as pequenas ocorrências relacionam-se aos metagranitos deformados.

Na Faixa Araguaia relaciona-se às crostas lateríticas desenvolvidas sobre as rochas metassedimentares neoproterozoicas. Por outro lado, as áreas com baixo eU_{An} compreendem (i) complexos e/ou rochas máfico-ultramáficos intrusivos e/ou *greenstone belts*, (ii) formações ferríferas, (iii) zonas intensamente intemperizadas com espesso pacote regolítico; e, (iii) corpos d'água representados pelos principais rios da região.

6.3.1.3. Canal do Tório

O tório ocorre naturalmente como o radioisótopo ^{232}Th com meia vida de $1,39 \times 10^{10}$ anos e decaimento isotópico para o isótopo estável ^{208}Pb (Nicolet et al., 2003). O equivalente do tório ($e\text{Th}$) é medido indiretamente a partir do tálio (^{208}Tl). O elemento tem uma concentração média na crosta continental de 10,0 ppm (Killeen et al., 2015) ou 12 ppm (Dickson & Scott, 1997). O estudo utiliza o primeiro valor. O tório ocorre em estado de oxidação Th^{4+} em soluções e em estado de oxidação menores no estado sólido e, geralmente, ocorre como fluoretos, cloretos, brometos e iodetos (Nicolet et al., 2003).

O radioelemento pode ser encontrado em quantidades traços nos principais minerais formadores de rocha como quartzo e feldspatos, mas, como o urânio, concentra-se em torita, zircão (600 ppm), monazita (900 ppm), alanita, titanita (500 ppm), epidoto (500 ppm), xenotima (500 ppm) e apatita (250 ppm) (Galbraith & Saunders, 1983). Devido à afinidade geoquímica entre o tório e o urânio esses elementos tem uma melhor correlação linear (Fig. 16H e Fig. 17B).



No ambiente geológico, os minerais hospedeiros de Th e U ocorrem em rochas ígneas intrusivas e extrusivas de composição félsica a intermediária.

O equivalente do tório é considerado um resistato nas condições P-T superficiais. Nesse aspecto é resistente ao intemperismo principalmente na forma dos minerais a tório como torita, monazita e zircão (Dickson & Scott, 1997; Pires, 1995). Durante o intemperismo o tório é liberado da estrutura cristalina dos minerais e pode se acumular em oxi-hidróxidos de Fe e/ou Ti (Dickson & Scott, 1997). Por exemplo, goetitas ricas em Al podem conter até 1.500 ppm de tório na estrutura cristalina e 480 ppm de eTh em hematita e maghemita em materiais ferruginosos (Dickson & Scott, 1997; Scott & Pain, 2008).

A distribuição de valores elevados de eTh correlaciona-se em cerca de 0,58 com eU, devido a isso as anomalias tendem a ser similares (Fig. 18B). Um grande desvio entre esses radioelementos ocorre em torno do valor crítico de eTh (10,0 ppm) onde estão a maior concentração de *outliers* de eU (Fig. 17B). As principais anomalias relacionadas ao eTh estão concentradas nos para- e ortognaisses polideformados do Domínio Bacajá. No Domínio Carajás as anomalias correspondem aos metagranitos do *Trend* do Cinzento, os granitos Cigano e Central, a suíte intrusiva Estrela e Plaquê e a suíte intrusiva Velho Guilherme. No Domínio Rio Maria os valores mais expressivos correspondem à suíte intrusiva Jamon e em granitos indiferenciados. As planícies de inundações dos rios Xingu e Araguaia também concentram eTh como produto do intemperismo das rochas ígneas e metassedimentares dos domínios Carajás e Rio Maria, bem como, da própria Faixa Araguaia.

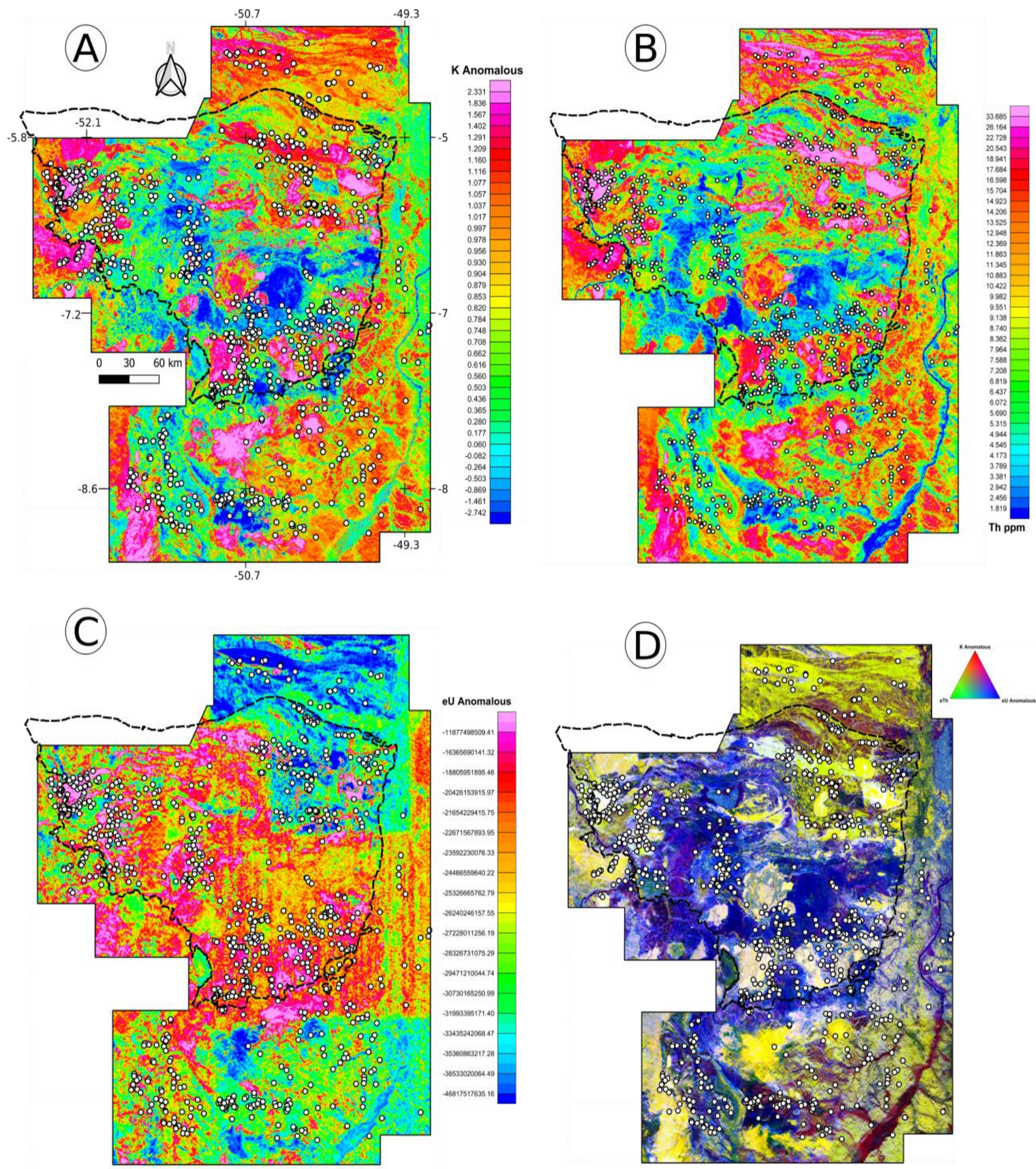


Figura 18: Produtos aerogamaespectrométricos. O polígono tracejado representa a área da Província Mineral de Carajás. Os pontos nas quatro imagens representam a compilação dos recursos minerais indiscriminados. (A) Potássio anômalo (K_{An} %, Eq. 4). (B) Imagem do canal do tório equivalente (eTh ppm), os valores mais baixos podem representar tanto corpos d'água e rochas sem intemperismo. (C) Urânio anômalo (eU_{An} ppm, Eq. 7) com filtro de convolução hanning 5x5; os valores mais baixos podem ser correlacionados com corpos d'água, rochas máfica-ultramáficas e zonas muito intemperizadas. (D) Imagem ternária (RGB) com vermelho (R:red) representando o canal do K_{An} , verde (G:green) o canal do eTh e azul (B:blue) o canal do eU_{An} .



6.3.2. Aeromagnetometria

Desde a década de 1990, os dados aeromagnetométricos de alta resolução são utilizados como um componente importante no processo de mapeamento de áreas com poucos afloramentos e no auxílio da avaliação de recursos minerais e na exploração mineral (Gunn et al., 1997; Jaques et al., 1997). Esses dados são fundamentais para o mapeamento moderno, fornecem a baixo custo-benefício informações sobre litologia e estruturas/deformação em uma diversidade de províncias e terrenos geológicos (Jaques et al., 1997). Dados magnéticos são particularmente importantes na determinação da estrutura do embasamento e da sua continuidade sob os sedimentos da cobertura e na identificação de fáceis metamórfica (Jaques et al., 1997; Piazzolo et al., 2004).

O estudo utiliza seis produtos obtidos a partir dos dados aeromagnetométricos de alta resolução. O fluxograma com o todo o processamento desse dado pode ser visto na figura 14.

Como ponto de partida, as linhas de voo são corrigidas por meio de micronivelamento e, posteriormente, é obtida a imagem do campo magnético anômalo (CMA ou AMC, *Anomalous Magnetic Field*) a partir do dado do valor do IGRF (*International Geomagnetic Reference Field*). Dessa imagem, são geradas três derivadas: uma vertical (D_z) e duas horizontais (D_x e D_y). Finalmente, três produtos são gerados por manipulação matemática das derivadas e do CMA: (i) Amplitude do Sinal Analítico (ASA), (ii) Inclinação do Sinal Analítico (TILT) e (iii) Deconvolução de Euler (*ED, Euler Deconvolution*).

6.3.2.1. Campo Magnético Anômalo (CMA)

Após a aquisição do dado aeromagnetométrico diversas correções são feitas para a geração de perfis localizados e de malhas (*grids*) “processados” da intensidade magnética total. A imagem do Campo Magnético Anômalo (CMA ou AMC em inglês) da área sobrevoada representa o campo magnético menos os valores do IGRF (*International Geomagnetic Reference Field*) (Barton et al., 1997). Nesse processamento utilizou-se uma interpolação pelo método bidirecional com célula de interpolação de 150 m (Fig. 19).

6.3.2.2. Derivadas Vertical (D_z) e Horizontais (D_x e D_y)

As derivadas são filtros de direções específicas geradas a partir do CMA. A primeira derivada vertical (D_z) pode ser calculada pela equação 8 (Milligan & Gunn, 1997):

$$7. \frac{1}{n} [(u^2 + v^2)^{1/2}]^n \text{ (Equação 8)}$$

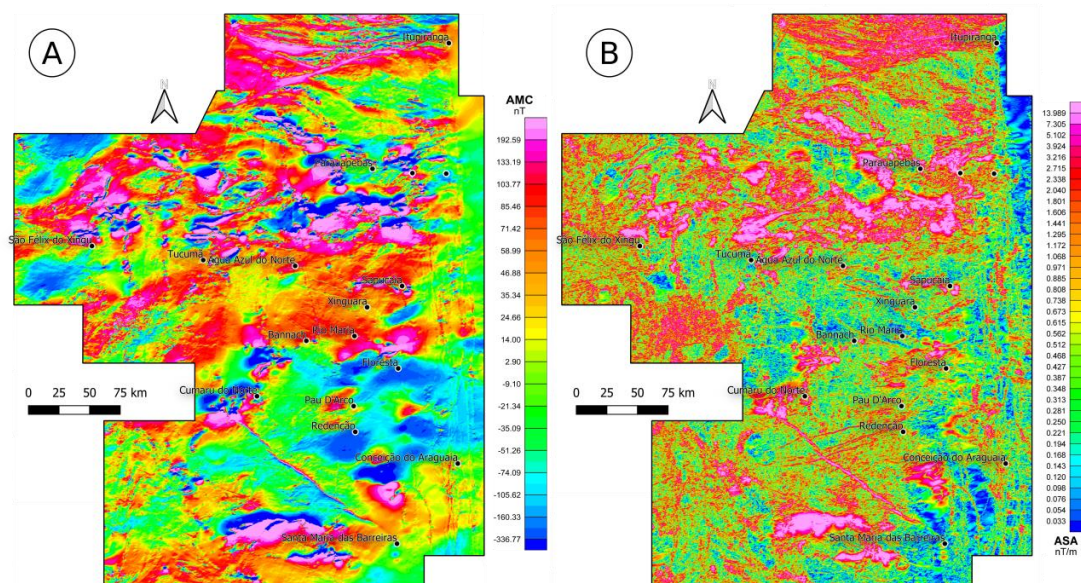


Figura 19: (A) Imagem do Campo Magnético Anômalo (CMA) e (B) Amplitude do Sinal analítico (ASA). As duas imagens apresentam uma célula de interpolação de de 150 m.

onde n é a ordem da derivada e as letras u e v são as coordenadas de cada ponto medido no CMA. A primeira derivada vertical (ou gradiente vertical) é fisicamente equivalente a medir o campo magnético simultaneamente em dois pontos verticalmente acima um do outro, subtrair do dado e dividir o resultado pela separação espacial vertical dos pontos medidos. O objetivo dessa imagem é melhorar as altas frequências com relação às baixas frequências e essa propriedade é a base da aplicação do processo derivativo que elimina os efeitos dos longos comprimentos de onda e resolve os efeitos das anomalias adjacentes (Milligan & Gunn, 1997). Na avaliação de recursos minerais de uma determinada área, os dados da primeira derivada vertical são uma necessidade básica à interpretação de estruturas magnéticas, pois podem ser usadas para explicar contatos e limites, e enfatiza feições próximas à superfície (Fig. 19).

As derivadas horizontais D_x e D_y (Fig. 20A e B) são filtros direcionais nas direções x e y do plano cartesiano cujas $n^{\text{ésima}}$ derivada podem ser representadas por $(ju)^n$ e $(jv)^n$; sendo n a ordem da derivada e u e v as coordenadas. Nesse processo envolve a transformação de fase e uma melhoria das altas frequências (Barton et al., 1997; Milligan & Gunn, 1997). Os mesmos autores ainda advertem que para a delimitação de corpos estreitos é extremamente ambíguo e mostram que esse filtro tem algumas vantagens quando comparado à D_z (Fig. 20C). Nas derivadas horizontais, os picos são postos nos topos das fontes e indicam a origem dos limites das fontes por gradientes e inflexões abruptos. Segundo Dentith & Mudge (2014) a vantagem do uso de filtros derivativos é alta sensibilidade às mudanças abruptas de comprimento de onda curta e são muito úteis para o mapeamento geológico na definição de contatos e feições rasas. Outra vantagem é que as derivadas são menos sensíveis aos ruídos, principalmente, a D_y . Enquanto a principal

desvantagem desses métodos é sua resposta localizada que reduz as chances de interferências de contatos adjacentes.

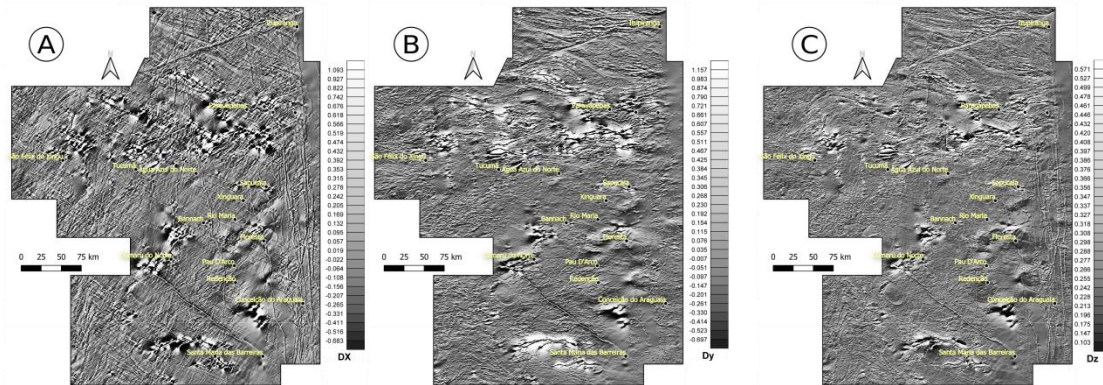


Figura 20: (A) Derivada Horizontal no eixo X (Dx) - destaques para o enxame de diques na Faixa Araguaia; (B) Derivada Horizontal no eixo Y (Dy) – destaque para o cisalhamento E-W; e (C) Derivada Vertical (Dz) – destaque para os enxames de diques N-S da Faixa Araguaia.

6.3.2.3. Amplitude do Sinal Analítico (ASA)

A Amplitude do Sinal Analítico (ou Gradiente Total) é uma função que relaciona o campo magnético anômalo com as derivadas Dx, Dy e Dz nas coordenadas X e Y (Equação 9). A função pode ser obtida em (Barton et al., 1997, p. 65). Essa função remove a complexidade das respostas das derivadas (Dentith & Mudge, 2014). Os gradientes enfatizam mudanças nos parâmetros medidos, mas apenas na direção calculada, dessa forma, mudanças geológicas orientadas perpendicularmente à direção do gradiente produzem uma forte resposta no gradiente (Dentith & Mudge, 2014). É uma medida não completamente independente da direção da magnetização e do campo magnético da Terra. O que significa que todos os corpos com mesma geometria apresentam o mesmo sinal analítico (Barton et al., 1997). Os picos da ASA são simétricos e ocorrem diretamente sobre os limites ou centros dos corpos. Assim, os mapas ASA dão um entendimento rápido e fácil da geometria das fontes magnéticas. Os principais usos desse produto são para o delineamento de corpos magnéticos (Dentith & Mudge, 2014).

$$ASA: |A(X, Y)| = \sqrt{\left(\frac{\partial m}{\partial X}\right)^2 + \left(\frac{\partial m}{\partial Y}\right)^2 + \left(\frac{\partial m}{\partial Z}\right)^2} \quad (\text{Equação 9})$$

Onde X, Y são os pares de coordenadas, *m* o campo magnético anômalo e X, Y e Z são as derivadas horizontais e a vertical.

Por fim, Milligan & Gunn (1997) apontam que mapas do sinal analítico são úteis como um tipo de redução ao polo, pois eles não são sujeitos à instabilidade que ocorre em transformações dos campos magnéticos em baixas latitudes magnéticas como no caso da área do estudo (Latitude 5°Sul; Fig. 13). Além disso, eles também definem as posições das fontes independentemente de quaisquer remanescência das mesmas (Fig. 19B).

6.3.2.4. Inclinação do Sinal Analítico (TILT)

A Inclinação do Sinal Analítico permite estimar o mergulho da fonte magnética e representa a divisão da primeira derivada vertical pela amplitude da derivada horizontal total (D_x , D_y) (Equação 10) (Milligan & Gunn, 1997). Matematicamente, essa operação faz uma transformação angular (radianos). Esse produto é utilizado no mapeamento do arcabouço estrutural, pois realça lineamentos e foliações magnéticas (Fig. 21A). Onde m corresponde ao campo magnético corrigido pelo IGRF e ∂X , ∂Y são as derivada magnéticas horizontais e ∂Z a derivadas magnética verticala.

$$TILT(x, y) = \tan^{-1} \left[\frac{\frac{\partial m}{\partial Z}}{\sqrt{\left(\frac{\partial m}{\partial X}\right)^2 + \left(\frac{\partial m}{\partial Y}\right)^2}} \right] \quad (\text{Equação 10})$$

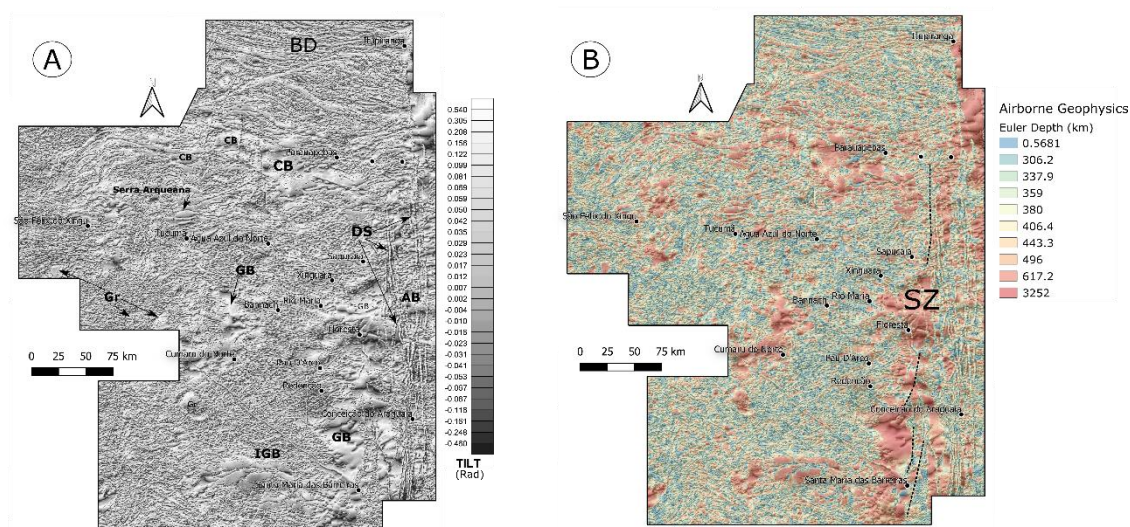


Figura 21: (A) Inclinação do Sinal Analítico (TILT) em radianos; Domínio Bacajá (BD, Bacajá Domain), Bacia Carajás (CB, Carajás Basin), Granitos indiferenciados (Gr, Granites), Faixa Araguaia (AB, Araguaia Belt), Enxame de Diques (DS, Dyke Swarms), Greenstone Belt (GB) e Greenstone Belts (IGB). (B) Profundidades das estruturas interpoladas por mínima curvatura com célula de interpolação de 150 m, as profundidades variam de 0,5 a 3.252 m com destaque para a zona de sutura (SZ, Suture Zone) entre a Faixa Araguaia e o Domínio Rio Maria.

6.3.2.5. Deconvolução Euler

A Deconvolução Euler pode estimar as profundidades dos topos das fontes magnéticas por método semiautomático. A ferramenta é útil para uma rápida análise de bases de dados grandes (*p.ex.*, No. > 3.000 dados) como no caso de estudos geológicos – geofísicos regionais (Dentith & Mudge, 2014, pag. 166). Para tanto, a técnica utiliza a interpretação quantitativa tridimensional de um conjunto de anomalias. O método relaciona as derivadas horizontais e vertical com a posição das fontes causadoras das anomalias (Equação 11).

$$(x - X_0) \frac{\partial f}{\partial X} + (Y - Y_0) \frac{\partial f}{\partial Y} + (Z - Z_0) \frac{\partial f}{\partial Z} = N (B - f) \quad (\text{Equação 11})$$

A Equação de Euler (Eq. 11) representa a derivada parcial do sinal analítico (f) pelas primeiras derivadas D_x , D_y e D_z nas coordenadas (x , y e z) com relação a um *background* regional B . Uma



importante questão acerca da equação 11 é que a direção da magnetização não é necessária de modo a eliminar o efeito da magnetização remanescente.

O algoritmo gera como resultado um índice estrutural (N) ou geométrico que contabiliza a taxa de decréscimo da amplitude com relação à distância da fonte e variam de 0: contato, borda de corpo, 1: *sill*/diq, 2: cilindro/*pipe* e 3: esfera; representado por meio de diferentes símbolos e cores. Um modo interessante de analisar os dados é correlacionar as diferentes geometrias com as profundidades das fontes magnéticas (Dentith & Mudge, 2014).

Após a modelagem das soluções Euler, um *grid* foi interpolado por mínima curvatura com resolução de 1,0 km² (Fig. 21B). O intuito dessa imagem é a visualização do comportamento cinemático em profundidade de zonas de cisalhamento e a profundidade das fontes magnéticas. Por exemplo, a partir desse produto, observa-se o contato, por vezes profundo, entre a zona de cavalgamento da Faixa Araguaia sobre o Cráton Amazônico em um estilo tectônico *thin-skinned*. Além de demarcar os limites dos diversos *greenstone belts* no Domínio Rio e a borda da Bacia Carajás.

6.3.2.6. Mapa de Densidade de estruturas

Os mapas de densidades de estruturas são análises bidimensionais usadas como uma ferramenta de avaliação do potencial metalogenético regional desde Século XVI, principalmente, com relação às mineralizações com forte controle estrutural (Tripp & Vearncombe, 2004, referências adicionais nos autores). Entende-se que as altas concentrações de estruturas correspondam a um arranjo estrutural composto por falhas e/ou fraturas que favorecem a percolação dos fluidos mineralizantes (Tripp & Vearncombe, 2004). Outro modo de visualizar essas zonas de alta concentração de estruturas por quilômetro quadrado é considerá-las como *damage zones* (Fig. 22). Uma *damage zone* (Fig. 23) corresponde ao volume de rochas deformadas entorno da superfície da falha como resultado do seu deslocamento, propagação e interações entre plano de falha e encaixante (Choi et al., 2016; Kim et al., 2004; Lin & Yamashita, 2013; Peacock et al., 2017).

A partir dos dados das três derivadas magnéticas Dx, Dy e Dz, gerou-se um mapa de densidade de estruturas (Fig. 22). A extração dos lineamentos foi feita à mão com o máximo de detalhamento possível: foliações magnéticas, lineamentos principais e diques. Após o traçado, os mesmos foram vetorizados em ambiente SIG e posteriormente transformados em *raster* por meio da função *kernel density* do programa ArcGIS®. A análise vetorial transformada em imagem de densidade de linhas (linhas/km²) representa um produto inédito produzido no estudo que pretende mapear as *damage zones* (Kim et al., 2004), ou seja, as zonas de propagação de falhas. Um exemplo desse tipo de análise é feito por Tripp & Vearncombe, 2004. Os autores fazem uma correlação entre a alta densidade de fraturamentos em depósitos auríferos arqueanos hospedados em terrenos *greenstone belt* enriquecidos em fluidos.

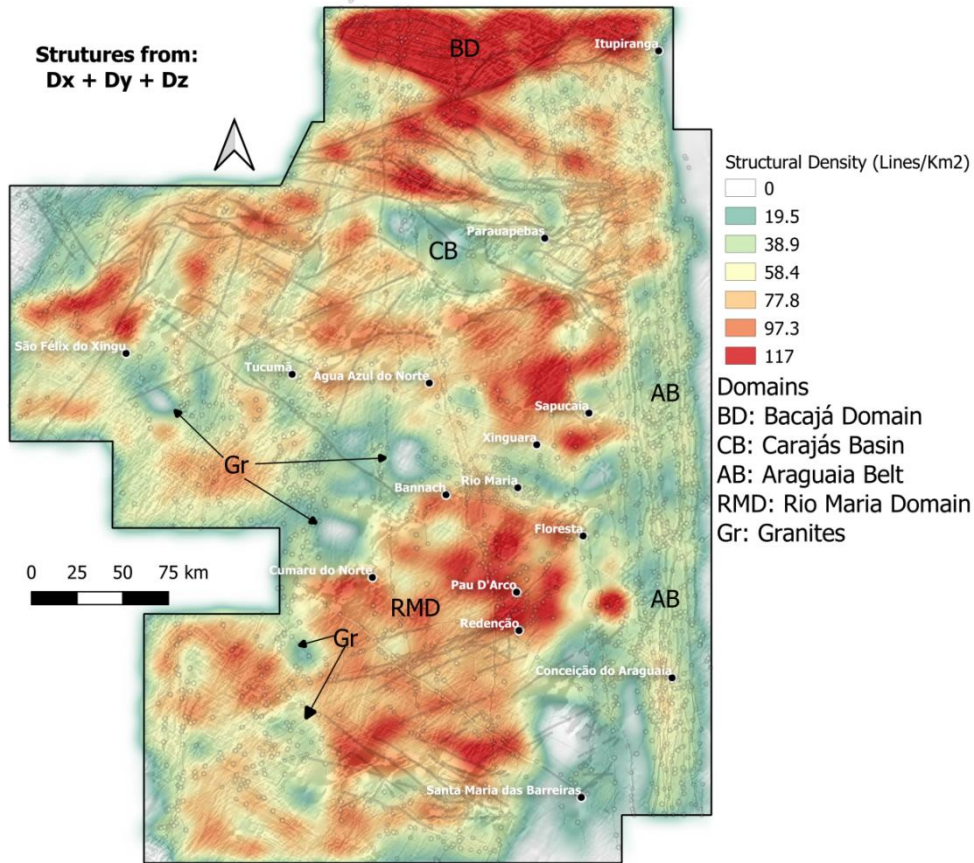


Figura 22: Mapa de densidade de estruturas obtidas a partir da interpretação dos lineamentos magnéticos das três derivadas Dx, Dy e Dz. O mapa está em transparência sobre a imagem da primeira derivada vertical. As maiores concentrações de estruturas correspondem às zonas de empurrão (p.ex., Domínio Bacajá) e cisalhamento (p.ex., greenstone belts) e as menores concentrações correspondem aos granitos pós-tectônicos paleoproterozoicos, bem como, a área da Bacia Carajás (CB, Carajás Basin) onde aflora a seção sedimentar marinha.

O mapa de densidade de estruturas é utilizado como um vetor dos sistemas zonas de deformação – percolação de fluidos. Esses sistemas dividem-se em dois *end-members*: (i) alta densidades de estruturas ($> 77,8$ linhas/km²) e (ii) baixa densidade de estruturas ($< 38,9$ linhas/km²). Os sistemas mineralizantes do primeiro tipo podem ser bons indicadores de mineralizações de ouro orogênico e IOCG onde há forte controle estrutural e na outra extremidade encontram-se as mineralizações sem controle estrutural. Como exemplos desse último tipo podem estar às mineralizações relacionadas às intrusões graníticas pós-tectônica relacionadas a Sn-W, em sedimentos marinhos (p.ex., Mn) e relacionadas às intrusões máfica-ultramáficas (p.ex., Ni laterítico da Faixa Araguaia).

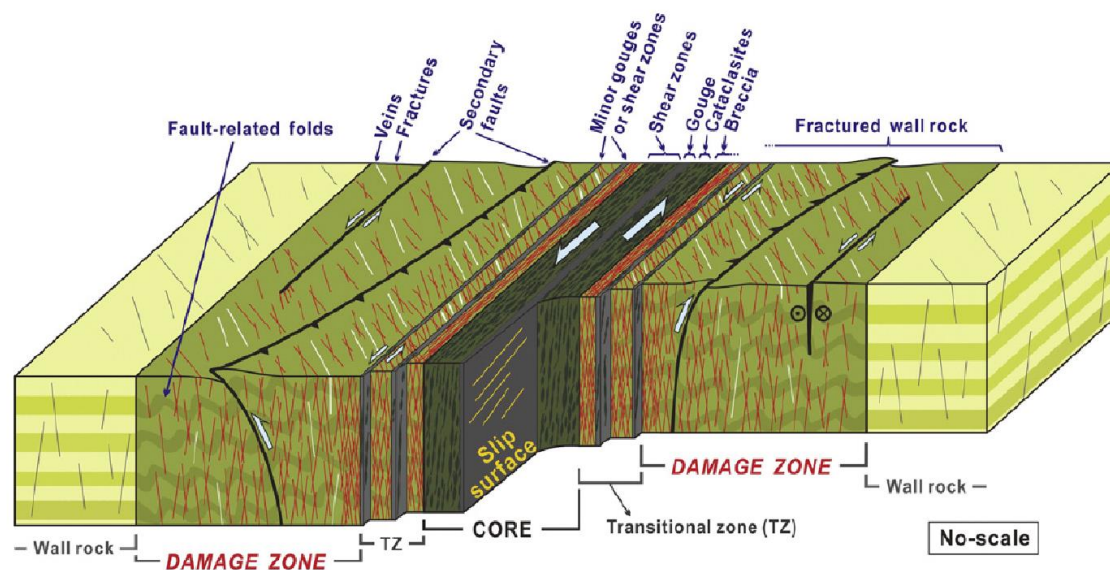


Figura 23: Modelo conceitual de uma zona de falha com destaque para as principais arquiteturas estruturais ou núcleo da falha ou damage zone, os elementos estruturais e as feições estruturais. Notar a diminuição da concentração de estruturas ao se distanciar da zona de cisalhamento (Choi et al., 2016).

6.4. Estatística multivariada

Análises estatísticas de muitas variáveis são procedimentos analíticos que envolvem o entendimento de dados com alta dimensão, ou seja, aquelas com mais de três variáveis (Härdle & Simar, 2007). Esse método estatístico não é novo, mas teve início em 1877 por Francis Galton por medidas de coeficientes de correlação entre duas variáveis (Manly & Alberto, 2016). Mas devido à alta demanda computacional, as implementações práticas permaneceram estagnadas e, no geral, envolviam o cálculo manual de poucas variáveis. Apenas com o advento dos computadores, desde a década de 1970, que esses métodos se tornaram rotineiros e possibilitaram o uso de dados de alta dimensão (*p.ex.*, Big Data) (Manly & Alberto, 2016).

A análise estatística de múltiplas variáveis é aplicada a dezenove variáveis no intuito de discriminar os sistemas mineralizantes que ocorrem na Província Mineral de Carajás (Tabela 7). A técnica usada foi de Análise de Componentes Principais (PCA). Esse método divide-se em dois objetivos principais (Grunsky, 2010; Manly & Alberto, 2016): (i) redução da dimensão do dado e (ii) definição de tendências.

A PCA é um método de análise de componentes ou fatores, primeiramente descrita por Karl Pearson em 1901 e, modernamente, implementada por Hotelling em 1933 (Manly & Alberto, 2016). Os componentes são combinações lineares de autovetores e autovalores calculados a partir das variáveis iniciais por meio de uma matriz de covariância ou correlação (Manly & Alberto, 2016; Mellinger, 1987). O objetivo é a eliminação da redundância do dado, pois a base de dados pode conter várias correlações repetidas e/ou sobrepostas. Isso feito reduz a complexidade da



análise para poucos coeficientes ou fatores. Matematicamente, os componentes são ortogonais uns aos outros: $X = U \cdot V^T$, X são os componentes, U são os scores da matriz e V^T são os *loadings* da matriz transposta dos dados originais; que representam vetores de informações independentes e, portanto, sem correlação entre si (Manly & Alberto, 2016; Montreuil et al., 2013). Segundo os mesmos autores, os melhores resultados dessa análise são obtidos quando as variáveis são correlacionadas positivamente ou negativamente. Os detalhes matemáticos específicos ao método podem ser encontrados em Manly & Alberto (2016).

Tabela 7: Variáveis selecionadas para a análise estatística multivariada.

Variáveis	Tipo	Informação	Auxílio
V1 a V9	Geoquímica Regional	Co, Cr, Cu, Ni, Fe, Mn, Pb, Sn e Zn	Mapeamento de anomalias geoquímicas
V10	Gamaespectrometria	$K_{anômalo}$	Mapeamento de feições hidrotermais, fluidos magmáticos tardios e regolito
V11		$eU_{anômalo}$	
V12		eTh	
V13	Densidade de Estruturas	Density	Zonas de concentração de deformação e percolação de fluidos
V14	Derivada Magnética Vertical	Dz	Delineação de Estruturas e de Corpos Magnéticos
V15	Derivadas Magnéticas Horizontais	Dx e Dy	
V16			
V17	Magnetometria	ASA	Geometria das Fontes Magnéticas, Mapeamento de Corpos Magnéticos, Lineamentos Magnéticos
V18		TILT	Realça lineamentos e foliações magnéticas. Mergulho de Fontes Magnéticas
V19		Euler (Depth)	Profundidade de Fontes Magnéticas

O processamento da base de dados apresentada na tabela 7 foi executado pelo programa SPSS® e seguiu os seguintes passos: (1) transformação dos valores originais para unidades de desvio padrão igual ao procedimento adotado para os dados geoquímicos; (2) rotação ortogonal VARIMAX dos dados de forma a maximizar a soma dos desvios para todos os fatores calculados; (3) extração das componentes igual à quantidade de variáveis; (4) visualização e seleção das pontuações (*scores*) dos componentes em gráficos bidimensionais (*biplot*); (5) espacialização das componentes; (6) amostragem dos depósitos (amostras) a partir dos *grids* das componentes principais; e, (7) espacialização das componentes principais classificadas por sistema mineralizante.

7. Discussão e Resultados

A análise de componentes principais (PCA) foi realizada sobre dezenove variáveis com o objetivo de reduzir e de descrever os processos geológicos que respondem pela variação observada na base de dados analisada agrupados na tabela 1. Nessa análise utilizou-se o método de rotação ortogonal Varimax para minimizar os altos valores de loadings em cada fator analisado. A análise obteve dezenove componentes ou dimensões diferentes que correspondem à quantidade de variáveis originais e o resultado do processamento estatístico pode ser observado na tabela 8.

Table 8: Distribuição da variância por components principais.

Componentes	Autovalores Iniciais			Extração da Soma ao Quadrado das Cargas (<i>Loadings</i>)			Extração da Soma ao Quadrado das Cargas Rotacionadas (<i>Loadings</i>)		
	Total	% da Variância	% Cumulativo	Total	% da Variância	% Cumulativo	Total	% da Variância	% Cumulativo
1	3,378	17,776	17,776	3,378	17,776	17,776	2,809	14,782	14,782
2	2,732	14,379	32,156	2,732	14,379	32,156	2,702	14,222	29,004
3	2,312	12,169	44,325	2,312	12,169	44,325	2,382	12,538	41,542
4	1,511	7,955	52,280	1,511	7,955	52,280	1,543	8,120	49,662
5	1,148	6,044	58,324	1,148	6,044	58,324	1,348	7,095	56,757
6	1,097	5,771	64,096	1,097	5,771	64,096	1,245	6,554	63,311
7	1,058	5,566	69,662	1,058	5,566	69,662	1,131	5,953	69,264
8	1,013	5,332	74,993	1,013	5,332	74,993	1,089	5,729	74,993
9	0,988	5,202	80,196						
10	0,853	4,488	84,683						
11	0,736	3,872	88,555						
12	0,679	3,571	92,126						
13	0,594	3,127	95,253						
14	0,258	1,357	96,610						
15	0,205	1,078	97,688						
16	0,171	0,898	98,586						
17	0,135	0,710	99,295						
18	0,094	0,495	99,790						
19	0,040	0,210	100,000						

Os autovalores (eigenvalues) correspondem à variância das componentes principais. Os tamanhos desses vetores podem ser usados para determinação do número de componentes. No caso em tela, o método de Kaiser (Kaiser, 1960) é o esquema de seleção de componentes principais utilizado. Para tanto, considera-se as componentes adequadas à análise estatísticas aquelas com variância maior do que 1,0, e correspondem às oito primeiras componentes principais. Para suportar a visualização do tamanho dos autovalores utilizou-se o gráfico scree da figura 24 junto com a análise numérica na tabela 8.

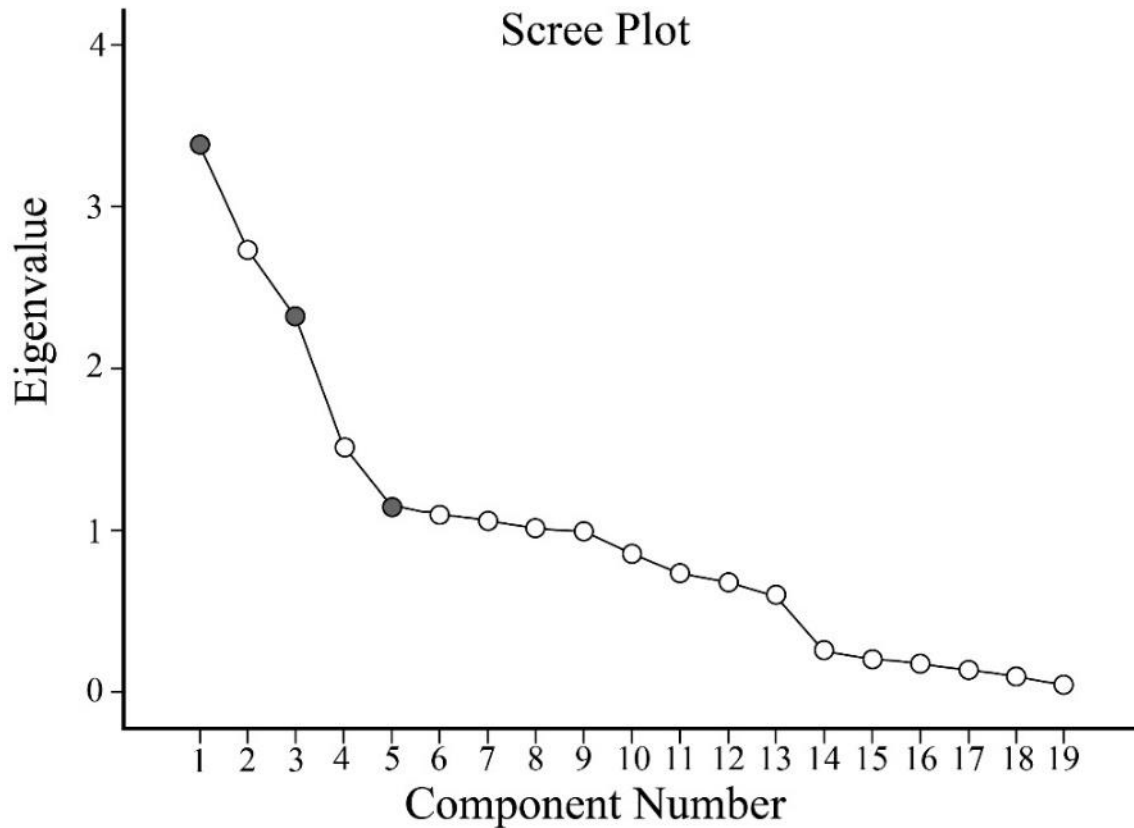


Figura 24: Gráfico scree dos autovalores (scores) contra o número de componentes principais iguais ao número de variáveis (No. 19). Deve-se notar que a variância diminui com o aumento de componentes. O critério de seleção baseou-se no método de Kaiser com variância maior do que 1,0, de tal modo que os componentes apresentem significado estatístico. Os pontos cinza foram escolhidos para a análise estatística deste estudo (PC1, PC3 e PC5).

Cada componente principal contribui proporcionalmente com a variabilidade (i.e., variância) total do sistema estudado, o que se traduz na importância relativa de cada componente para a significância e importância estatística dos componentes. No caso em questão, as primeiras oito componentes principais (PC1 a PC8) respondem por cerca de 75% da variância acumulada do sistema mineralizante analisado (**Tabela 8**). Entretanto, as componentes principais PC1, PC3 e PC5 foram escolhidas para a análise estatística, pois correspondem ao maior gradiente de variância do sistema analisado (**Fig. 24**). Sendo assim, entende-se que elas melhor descrevem os diversos sistemas mineralizantes que ocorrem na Província Mineral de Carajás e arredores.

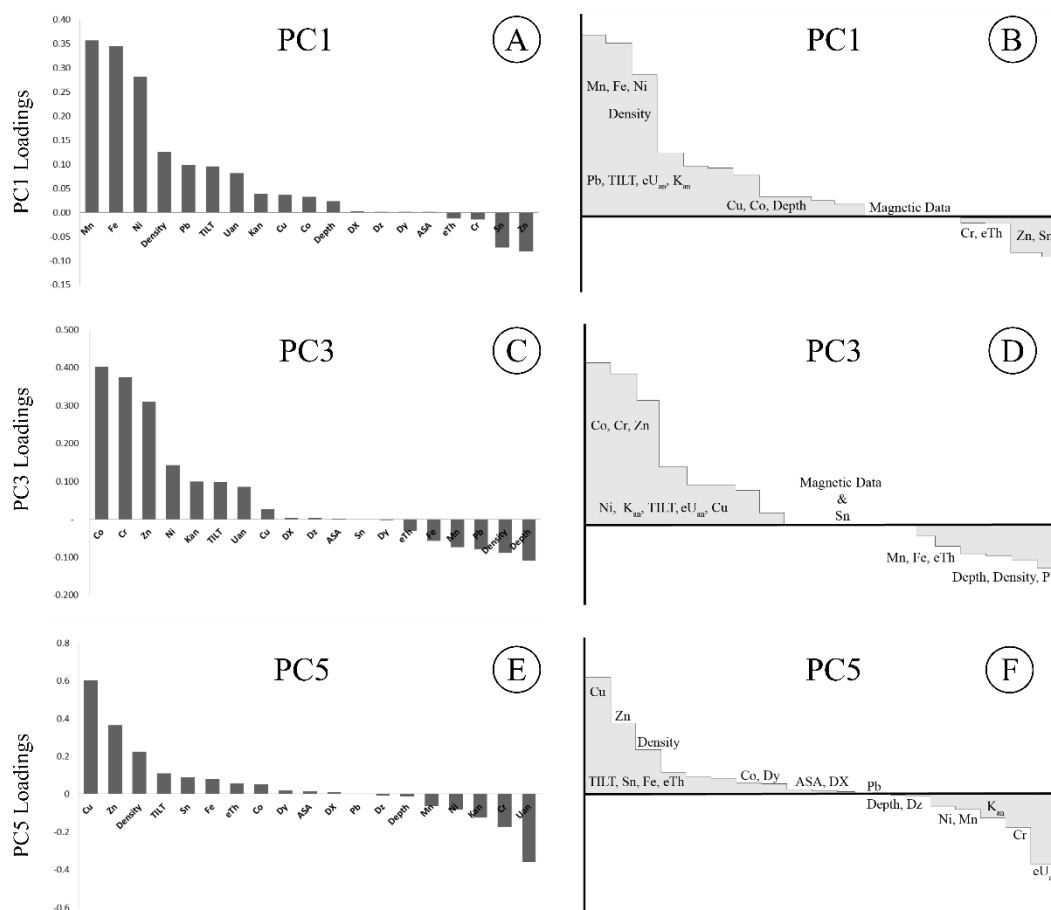


Figura 25: Gráfico de barras dos coeficientes das cargas (*loadings coefficients*) das três componentes - (A e B) PC1, (C e D) PC3 e (E e F) PC5 organizados pelas dezenove variáveis em ordem decrescente.

A interpretação inicial dos dados é realizada com os gráficos de barras e áreas (Fig. 25). Esses gráficos mostram a distribuição das dezenove variáveis com relação aos *loadings* que representam a contribuição ou peso relativo a cada variável na componente principal. Nos gráficos da figura 25, os coeficientes dos *loadings* foram ordenados em ordem decrescente de modo a separar as variáveis nos campos positivo, neutro e negativo. O objetivo principal dessa técnica é definir contrastes, os quais são melhor observados nos extremos, por exemplo, entre Mn, Fe e Ni no campo positivo das *loadings* da PC1 contra Sn e Zn no campo negativo da mesma componente.

A PC1 tem variância de 2,809 o responde por 14,782% da variância acumulada ou total (Tabela 8). O *loadings* são assimétricos entre si. O *loading* positivo (PC1_{positiva}) constitui o vetor com a maior concentração de processos geológicos e agrupa onze das dezenove variáveis. A PC1_{positiva} destaca, mais fortemente, depósitos minerais superficiais enriquecidos em Mn, Fe e Ni com forte correlação com *damage zones* (Choi et al., 2016). Corrobora-se a isso a correlação com a inclinação do sinal analítico que junto com anomalias geoquímicas de Pb e Cu que associado com eU_{an} e K_{an} permite inferir processos hidrotermais - magmáticos regionais. Por fim, anomalia



geoquímica de Co e profundidade de estruturas magnéticas tem pouca influência nesse vetor e podem se relacionar com zonas onde há a maior probabilidade de ocorrências de rochas ultramáficas (Fig. 25A e B). Os valores de *loadings* entorno de zero são considerados um campo neutro, pois a contribuição das variáveis não apresenta uma correlação consistente. Nele estão localizadas as variáveis magnéticas: Dx, Dy, Dz e ASA. Entende-se que isso ocorra em função do deslocamento espacial entre as fontes magnéticas profundas com os pontos (e.g., depósitos minerais e prospectos) coletados em superfície. Os *loadings* negativos ($PC1_{\text{negativo}}$) agrupam apenas quatro variáveis, três geoquímicas e uma aerogamaespectrométrica. O Sn e Zn são mais correlacionáveis e, secundariamente, Cr e eTh são mais associados. Interpreta-se que o estanho junto ao zinco reflita processos magmáticos relacionados com granitos especializados e que o cromo junto ao eTh relacione-se com o desenvolvimento de regolitos. Portanto, a PC1 apresenta um bom contraste entre depósitos superficiais enriquecidos em Mn, Fe, Ni, Cu e Co com forte controle estrutural, mestassomatizados e com fontes magnéticas relativamente profundas, dos depósitos quase exclusivamente formados por processos magmáticos que sofreram lateritização e que, provavelmente, as fontes magnéticas sejam rasas.

A PC3 tem variância de 2,312, representa 12,538% da variância do sistema estudado e responde por 41.542% da variância acumulada do sistema (Tabela 8). Os *loadings* positivos e negativos são equilibrados nesse vetor. O campo positivo agrupa oito das variáveis e a $PC3_{\text{positiva}}$ congrega dois processos: (i) enriquecimento geoquímico em Co, Cr e Zn e (ii) metassomatismo-hidrotermalismo controlado estruturalmente e relacionado com Ni, K_{an} , TILT, eU_{an} e Cu (Fig. 25C e D). No campo neutro, os *loadings* próximos a zero reúne as derivadas magnéticas, a amplitude do sinal analítico e o estanho. Isso evidencia que as fontes magnéticas não têm correspondência com as anomalias estaníferas superficiais. Os *loadings* negativos ($PC3_{\text{negativa}}$) associam seis variáveis também em dois agrupamentos: (i) percolação de fluidos em zonas enriquecidas em Pb relacionadas com damage zones (density) em estruturas relativamente profundas (*depth*) e (ii) desenvolvimento de regolito em áreas enriquecidas em Mn, Fe e eTh (Fig. 25C e D). Assim, os *loadings* da PC3 contrastam processos geológicos aproximadamente simétricos de enriquecimento em Co, Cr e Zn junto com processos magmáticos-hidrotermais no campo positivo contra damage zones profundas e o desenvolvimento de regolito no lado negativo.

A PC5 tem variância de 1,148 o que representa 7,095% da variância analisada e corresponde a 56,757% da variância acumulada do sistema (Tabela 8). Os *loadings* da PC5 mostram-se assimétricos entre os polos positivo e negativo apontando à assimetria entre os diversos processos geológicos mensurados por essa componente principal. Os *loadings* positivos ($PC5_{\text{positiva}}$) agrupam doze variáveis. Elas evidenciam os processos de transporte de fluidos enriquecidos em Cu e Zn em damage zones (*density* e TILT) e, subordinadamente, o enriquecimento em Sn, Fe e eTh em zonas de desenvolvimento de lateritos. Os *loadings* com valores positivos mais baixo são

Co, Dy, ASA e Dx, ou seja, anomalias de Co magnéticas superficiais, provavelmente, correlacionado com rochas ultramáficas aflorantes (Fig. 25E e F). O Pb é a única variável com loading positivo, mas quase neutro. Os *loadings* negativos ($PC5_{negativa}$) correspondem a sete variáveis. O *loading* extremo negativo delinea processos metassomáticos-hidrotermais de enriquecimento em eUan seguido por concentração em Cr, Kan, Ni, Mn. Os *loadings* negativos mais próximos de zero correspondem à derivada vertical Dz e a estimativa de profundidade de estruturas (*depth*). Os loadings da PC5 contrastam, principalmente, processos de percolação de fluidos a Cu-Zn em damage zone contra processos de enriquecimento em eU_{an} que ocorre normalmente associado aos granitos especializados.

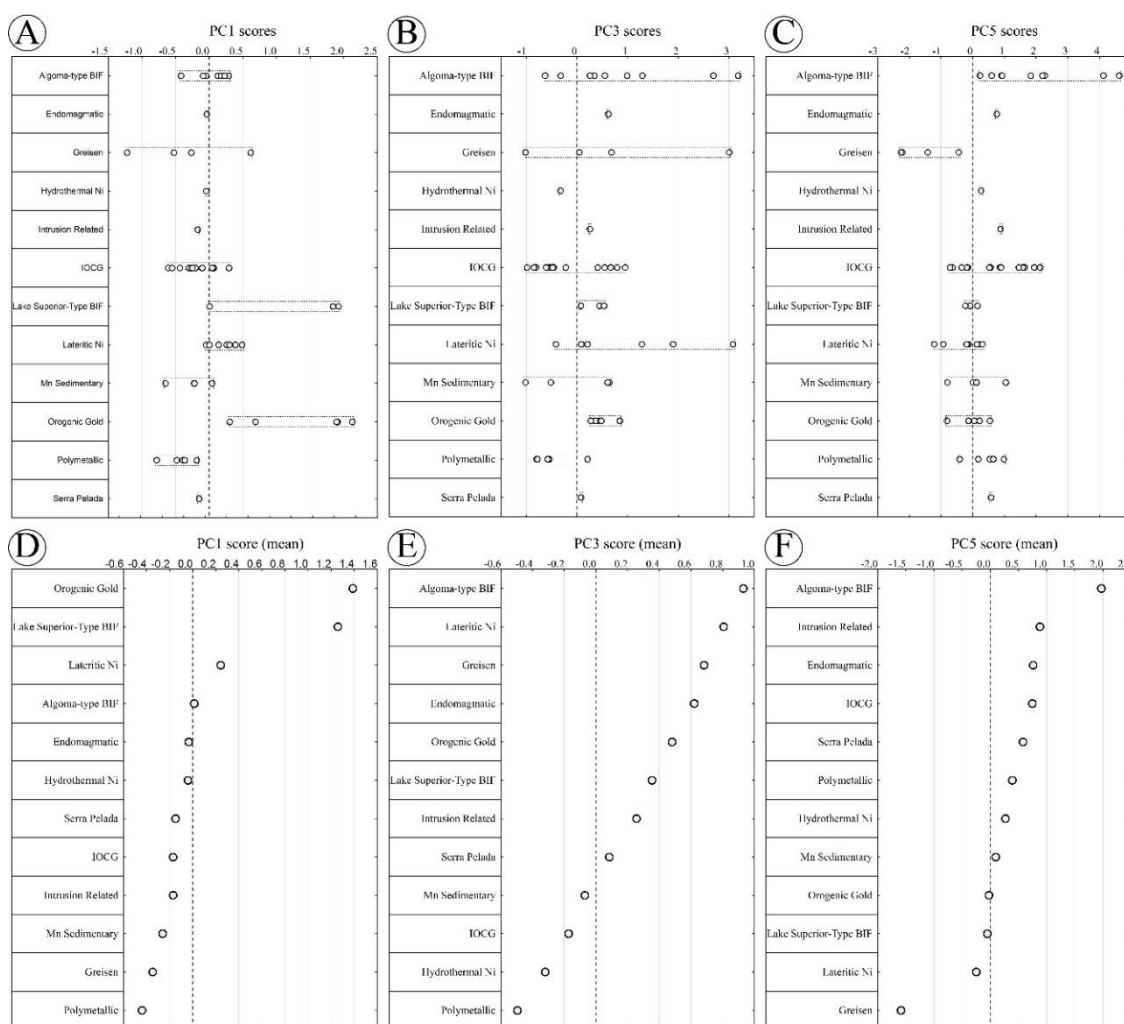


Figura 26: (A, B e C) Gráficos de variabilidade das pontuações (scores) vs. depósitos minerais e (D, E e F) pontuações médias vs. depósitos minerais. Total de 57 amostras.

Os modelos genéticos dos depósitos minerais são delineados no capítulo 5 que trata do contexto metalogenético e são classificados pelos scores das PC1, PC3 e PC5 nas figuras 26A, B e C, respectivamente. As figuras 26D, E e F compreendem os valores médios das mesmas componentes e objetiva expor a tendência global de covariância desses depósitos minerais.



A PC1 discrimina, descontinuamente e eficientemente, três agrupamentos de depósitos minerais entre um mínimo de -0,78 para os depósitos Polimetálicos a um máximo de 2,13 para os depósitos do tipo Ouro Orogênico (Fig. 26D).

Os depósitos do tipo Ouro Orogênico e as formações ferríferas do tipo Lago Superior na PC1 positiva constituem as mineralizações com maior variabilidade destacados no extremo positivo (Fig. 26D). Nos depósitos de ouro há dois conjuntos de depósitos que refletem as características da rocha hospedeira, a intensidade da deformação e dos fluidos precipitados (Costa e Silva et al., 2012). Quando o ouro se hospeda em formações ferríferas ou em rochas metavulcânicas basais há grande correlação com os depósitos de minério de ferro e associação com anomalias de Mn, Fe e Ni junto forte intensidade de deformação. Como exemplos, o agrupamento formado pelos depósitos de ouro de Lagoa Seca, Babaçu e Mamão e os depósitos de minério de ferro Abacaxi e Estrela nas três componentes analisadas (Fig. 27). Outro agrupamento incorre quando o ouro se hospeda em sequências turbidíticas intensamente deformadas ou relacionado com intenso hidrotermalismo e/ou metassomatismo mapeáveis por anomalias de eU_{an} e K_{an} . O exemplo é definido pelos depósitos de ouro de Diadema ou pelo no caso híbrido do depósito Cumaru o termo mais magnético dentre eles (Fig. 26A e Fig. 27, PC1 vs. PC3). A formação ferrífera de Trairão também se destaca dos demais depósitos de sua classe por ser o termo mais magnético e deformado. A comparação dele com os outros depósitos de minério ferro mostra uma maior semelha com os depósitos Serra Leste 1 e 2, N1 e São Félix do Xingu 1 (Fig. 27, PC1 vs. PC3). A última classe de depósito encontrada na PC1 positiva corresponde aos depósitos de Ni laterítico (Fig. 26A e D). O magnetismo presente na rocha ultramáficas hospedeira do minério laterítico é o principal vetor dessa classe de depósitos seguido por enriquecimento em Ni, Co, Cr, Cu, intensidade de deformação e profundidade das estruturas. Apenas o depósito Fafá encontra-se na PC1 negativa e mostra maior correlação com os depósitos de Ni laterítico Serra do Tapa e Quatipuru da Faixa Araguaia, consideradas as mineralizações com maior enriquecimento em magnetita e cromo da região.

O segundo agrupamento de recursos minerais concentra-se entorno da origem da PC1 e apresentam a menor variabilidade nessa componente (Fig. 26A e D). Esses depósitos correspondem aqueles com maior quantidade de minerais magnéticos, principalmente, magnetita: minério de ferro do tipo Algoma, Ni-(PGE) de Luanga e o depósito Jaguar de Ni hidrotermal. As formações ferríferas do tipo Algoma são dualistas, pois oscilam entre componentes hematíticas (PC1 positiva) e magnetíticas (PC1 negativa). Os depósitos da Serra Norte (N1 a N5) e Serra Leste (SL1, SL2) são enriquecidos em hematita e os depósitos S11D e São Félix do Xingu 1 enriquecidos em magnetita, mais deformados e com maior desenvolvimento de perfil regolítico (Fig. 27, PC1 vs. PC3). Os depósitos Luanga e Jaguar, embora de classes mineralizantes distintas, apresentam similaridades regionais. Isso ocorre pelo enriquecimento de minerais magnéticos, por anomalias



geoquímicas de Cr, Co e com o desenvolvimento de perfil regolítico (eTh). Portanto, não é possível discriminar depósitos de Ni hidrotermal de Ni-(PGE) hospedados em complexos máfico-ultramáficos acamadados, mas sim esses depósitos das mineralizações de Ni laterítico.

O terceiro agrupamento envolve a maior parte dos depósitos selecionados neste estudo, com scores médio, localizado na PC1_{negativa} (Fig. 26A e D). Esses recursos minerais possuem gênese direta ou indiretamente relacionada a eventos magmáticos indiscriminados corroborado pelo enriquecimento em Sn e Zn. Entre eles se encontram, dos termos mais magnéticos e deformados para os menos magnéticos até indeformados: Serra Pelada (PC1: -0,15), IOCG (PC1 médio: -0,17), *Oxidized Intrusion-Related* (PC1 médio: -0,17), manganês sedimentar (PC1 médio: -0,26), *Greisen* (PC1 médio: -0,35) e Polimetálicos (PC1 médio: -0,44).

O depósito de Serra Pelada pertence ao sistema mineralizante indefinido (Biondi, 2003). Todavia, os dados mostram que na PC1, há correlação, em média, com os depósitos do tipo IOCG e *Oxidized Intrusion-Related* (Fig. 26A e 12). Portanto, a PC1 sugere duas possibilidades de gênese desse depósito. Ao mesmo tempo, Serra Pelada poderia se relacionar com forte controle estrutural – aproximando-se dos depósitos do tipo IOCG, mas também com intrusões ígneas na forma de enriquecimento geoquímico em Sn e Zn.

Os depósitos do tipo IOCG compreendem uma das maiores e mais importantes classes de depósitos minerais da Província Mineral de Carajás. Na PC1 a maior parte desses depósitos estão localizados no campo negativo e formam quatro agrupamentos cuja a principal característica, à primeira vista, seria a discriminação dos trends cupríferos Norte e Sul. O primeiro agrupamento de depósitos IOCG ocorre no extremo positivo formado apenas pelo depósito Visconde (PC1: 0,30) correspondendo a processos metassomáticos distais. O segundo agrupamento corresponde a valores quase neutros e congregam os depósitos mais ricos em Cu e mais profundos podendo ser desmembrados em dois grupos - Alvo 118 (PC1: 0,07) e Pista (PC1: 0,07); Sossego (PC1: 0,06) e Sequeirinho (PC1: 0,05). Os agrupamentos de depósitos minerais localizados no campo positivo da PC1 compõem o trend cuprífero sul ou os depósitos localizados ao longo da zona de cisalhamento Canaã (*E-W-trending*) (Fig. 4 e 5). O último agrupamento compreende os depósitos localizados na PC1_{negativa} e refletem os recursos minerais do trend cuprífero Norte. Esses depósitos abrangem uma sequência entre o depósito Cristalino (PC1: -0,10) próximo à zero até o depósito Igarapé Bahia (PC1: -0,61) no extremo negativo (Fig. 26A e 27, PC1 vs. PC3). Embora haja uma discriminação geográfica entre os dois agrupamentos cupríferos da Província Mineral de Carajás, os depósitos Cristalino, Serra Verde, Antas e GT-34 reconhecidamente pertencentes ao trend cuprífero Sul foram classificados estatisticamente como mais similares aos depósitos do trend norte. Entende-se que isso ocorra em função desses depósitos minerais localizarem-se nos mesmos splays de falhas regionais (p.e.x., Falha Carajás). Portanto, a estatística multivariada



sugere que ao invés de segmentar os depósitos IOCG por localização geográfica, seria mais recomendável associá-los por estruturas hospedeiras.

Os depósitos de manganês sedimentar hospedados na Bacia de Carajás podem estar relacionados com magmatismo sin e pós-tectônicos, mas o controle estrutural e a formação de lateritos são os principais vetores prospectivos. O magmatismo é um processo tão importante que enviesou a média dos scores para a $PC1_{negativa}$. Isso se evidencia no prospecto Antônio Vicente ($PC1: -0,65$): o mais negativo influenciado diretamente pelo granito homônimo do tipo A de ca. 1,88 Ga mineralizado a Sn da Suíte Intrusiva Velho Guilherme (Fig. 26A e 27, $PC1$ vs. $PC3$). O prospecto da Serra do Sereno ($PC1: 0,05$) representa as formações ferro-manganesíferas mais magnéticas da Província Mineral de Carajás. As minas do Azul e Buritirama são os termos com o maior desenvolvimento de regolito, haja vista as lavras a céu aberto. Assim, os diversos eventos magmáticos e fatores superficiais que afetaram a borda da Bacia Carajás influenciaram drasticamente as características primárias desses depósitos, compondo fatores críticos na discriminação desses recursos minerais.

Os depósitos do tipo (Sn-W) Greisen são discriminados na maior parte na $PC1_{negativa}$ e compõem um vetor de óxido-redução (Fig. 26A). O depósito Bom Jardim ($PC1: 0,62$) é o único exemplo localizado na $PC1_{positiva}$ e isso corresponde as bordas deformadas do plútons granítico. Os outros depósitos localizam-se na $PC1_{negativa}$ com o depósito de wolframita de Pedra Preta ($PC1: -0,26$) correspondendo ao componente mais magnético e oxidado dessa tipologia de depósitos. O depósito de Antônio Vicente ($PC1: -0,52$) o mais profundo e o Mocambo ($PC1: -1,22$) o mais metassomatizado e reduzido.

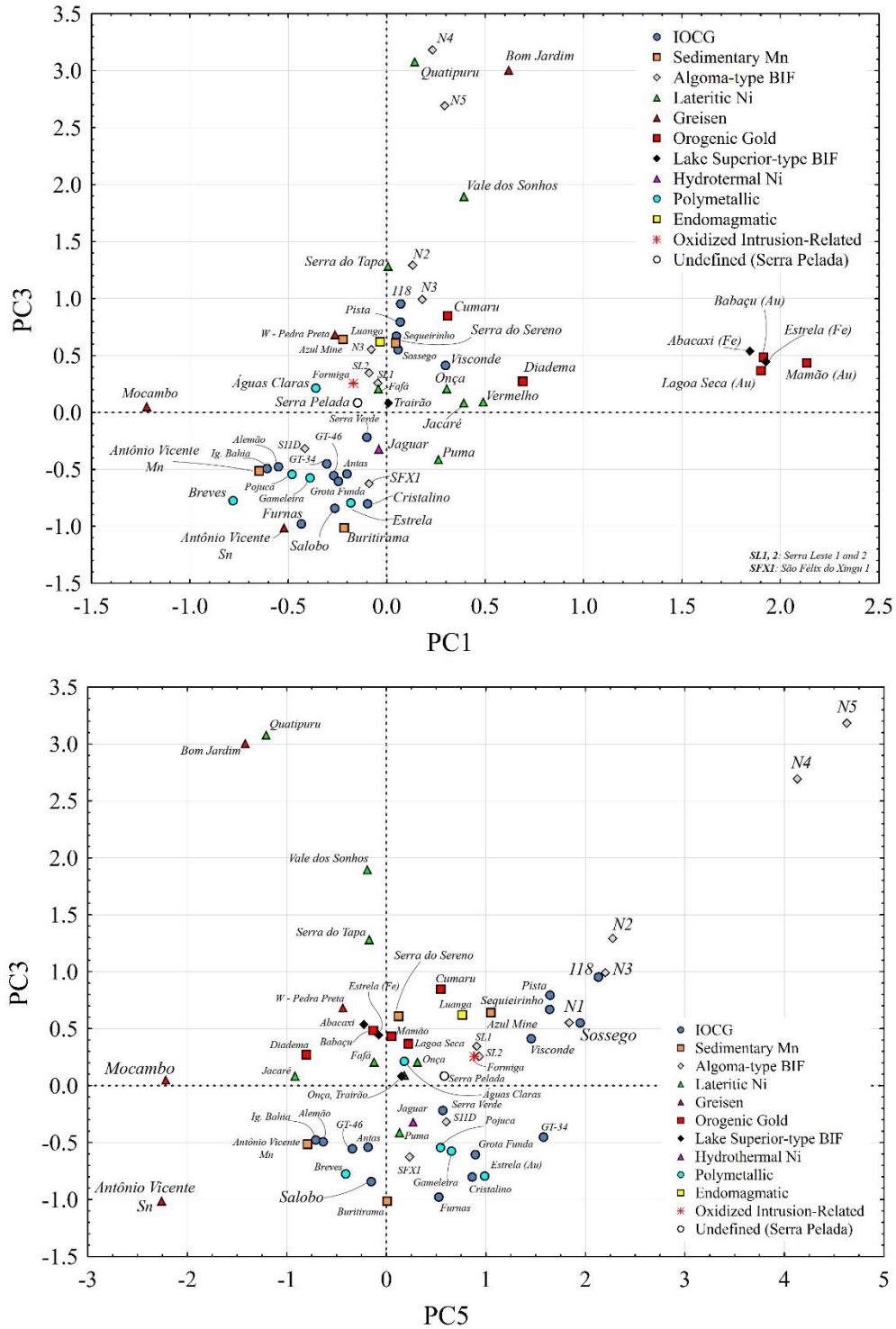


Figura 27: Gráfico biplot das pontuações das PC1 vs. PC3 e PC3 vs. PC5 classificados pelos depósitos minerais da Província Mineral de Carajás e Faixa Araguaia.



Os depósitos polimetálicos (Grainger et al., 2008) são similares aos depósitos tipo Greisen compondo uma sequência entre depósitos oxidados (Fe, Cu, Sn) próximo a zero e reduzidos (Sn, Zn) na PC1_{negativa}. Em geral, refletindo a superposição de eventos magmáticos – hidrotermais e deformacionais (Fig. 26A e 27, PC1 vs. PC3). Por meio da PC1 é possível discriminar três agrupamentos. O primeiro é representado pelo depósito Cu-Au (W-Bi-Sn) do tipo Estrela (PC1: -0,18) mais oxidados relacionado à intrusões ígneas, depósitos IOCG e depósitos tipo pórfiro (Vasquez and Rosa-Costa, 2008). Outro agrupamento compreendem os depósitos Águas Claras (PC1: -0,36), Gameleira (PC1: -0,39) e Pojuca (PC1: -0,48) que agrupam os depósitos com maiores anomalias de Sn sugerindo a maior correlação com intrusões ígneas. Finalmente, o depósito Breves (PC1: -0,78) compreende o último agrupamento. É considerado o depósito com características híbridas entre IOCG, Cu-Au pórfiros e Sn-W *Greisen* e podendo ser considerado um depósito de Cu-Au reduzido (Botelho et al., 2005). A figura 27 mostra que os depósitos do tipo polimetálicos agrupam-se, preferencialmente, juntos aos depósitos do tipo IOCG do hospedados na Zona de Falha Carajás e ao depósito de Sn de Antônio Vicente. Enquanto o depósito Águas Claras, considerado de tipologia incerta, apresenta maior similaridade com os depósitos do tipo *Oxidized Intrusion-Related*, Serra Pelada e W de Pedra Preta. Localizado entre os depósitos de IOCG dos trends cupríferos norte e sul (Fig. 27, PC1 vs. PC3).

Os *scores* médios da PC3 formam numa sequência linear entre -0,49 nos depósitos Polimetálicos até 3,18 nas formações ferríferas do tipo Algoma (Fig. 26E). Os valores dos *scores* médios, na PC3_{positiva}, englobam oito dos doze modelos metalogenéticos estudados: formação ferrífera do tipo Algoma (PC3: -0,63 a 3,18, média: 0,93), Ni laterítico (PC3: -0,41 a 3,08, média: 0,81), *Greisen* (PC3: -1,0 a 3,01, média: 0,68), Endomagmático (PC3: 0,62), Ouro Orogênico (PC3: 0,28 a 0,85, média: 0,48), formação ferrífera do tipo Lago Superior (PC3: 0,08 a 0,54, média: 0,35), *Oxidized Intrusion-Related* (PC3: 0,26), Serra Pelada (PC3: 0,08). Os quatro modelos genéticos restantes agrupam-se na PC3_{negativa}: manganês sedimentar (PC3: -1,01 a 0,64, média: -0,07), IOCG (PC3: -0,98 a 0,95, média: -0,17), Ni hidrotermal (PC3: -0,32) e Polimetálicos (PC3: -0,79 a 0,21, média: -0,49).

As formações ferríferas do tipo Algoma podem ser discriminadas em quatro agrupamentos (Fig. 26B). Na PC3_{positiva} o desmembramento de depósitos com concentração de hematita e maior desenvolvimento de perfil regolítico. Na PC3_{negativa} os depósitos são mais envolvidos em deformação e magnetismo. O extremo positivo da PC3 é representado pelos depósitos N5 (PC3: 3,18) e N4 (PC3: 2,69) que condiz com os recursos minerais ricos em hematita e, relativamente, menos deformados. O segundo aglomerado é formado pelos depósitos N1 (PC3: 0,55), N2 (PC3: 1,29) e N3 (PC3: 0,99) com um maior controle estrutural (p.ex., TILT) e intermediários entre hematita e magnetita. O terceiro grupamento congrega os depósitos com maior controle estrutural e que sofreram processos metassomáticos e/ou hidrotermais: Serra Leste 1 (PC3: 0,26) e 2 (PC3:



0,35). Finalmente, o quarto grupo reúne os depósitos S11D (PC3: -0,32) e São Félix do Xingu 1 (PC3: -0,63) considerados os mais magnéticos e com maior controle estrutural da Província Mineral de Carajás. De modo geral, essas características são todas observáveis nas três componentes principais analisadas, apontando, portanto, para um padrão bem definidos desses recursos minerais.

Os depósitos de Ni laterítico da Província Mineral de Carajás e da Faixa Araguaia são perfeitamente discriminados na PC3. Em Carajás, as rochas ultramáficas hospedeiras de níquel são enriquecidas em magnetita, Fe, eTh. Localizam-se próximo a zero na PC3_{positiva} e apenas o depósito Puma (PC3: -0,41) ocorre na PC3_{negativo} devido a um componente deformacional mais intenso relacionado à aumento da densidade de estruturas. Na Faixa Araguaia, os depósitos apresentam maior variância na PC3, pois correspondem aos depósitos de Ni hospedados em duas sequências ofiolíticas diferentes: (i) Complexo Serra do Tapa – depósitos Serra do Tapa (PC3: 1,28) e Vale dos Sonhos (PC3: 1,90); (ii) Complexo Quatipuru - depósito Quatipuru (PC3: 3,08) (Fig. 27, PC1 vs. PC3). Os dados mostram a similaridade entre os primeiros depósitos e a diferença para com o depósito Quatipuru. Essa última mineralização é a de maior variância e isso ocorre devido o complexo máfico-ultramáfico abrigar mineralização de Ni laterítico e cromita podiforme.

Os depósitos do tipo Greisen apresentam muita variabilidade na PC3 e podem se agrupar em três conjuntos: (i) Bom Jardim (PC3: 3,01) e Pedra Preta (PC3: 0,69) no extremo positivo e considerados mais metassomatizado e magnético respectivamente; (ii) Mocambo (PC3: 0,05) entorno de zero e considerado o termo mais rico em Sn; e, (iii) Antônio Vicente (PC3: -1,01) o termo negativo e correlacionado com enriquecimento em Mn, Fe, eTh, *i.e.*, no contato com as formações ferro-manganesíferas do prospecto Antônio Vicente de Mn e com o desenvolvimento de regolito (Fig. 26B e 27, PC1 vs. PC3).

O depósito de Ni-(PGE) de Luanga (PC3: 0,62) é ligeiramente positivo e correlaciona-se com anomalias geoquímicas de Ni, Co e Cr e magnéticas. A PC3 também o discrimina perfeitamente do depósito do tipo Ni hidrotermal Jaguar (PC3: -0,32) com maior dependência de controles estruturais, mais magnético e, relativamente, mais profundo.

Os depósitos de Ouro Orogenético ocorrem totalmente na PC3_{positiva}. Nessa componente principal é possível separar os depósitos considerados os representantes clássicos dessa tipologia no Domínio Rio Maria (Fig. 4 e 5) hospedados em sequências *greenstone belt* e em turbiditos, *p.ex.*, Diadema (PC3: 0,27), Lagoa Seca (PC3: 0,37), Mamão (PC3: 0,43) e Babaçu (PC3: 0,48). A tipologia híbrida – Cumaru (PC3: 0,85) com maior variabilidade entre esses recursos minerais evidencia seu caráter dual. Portanto, a estatística multivariada concorda em discriminá-lo como um caso à parte entre o Ouro Orogenético e o IOCG (*p.ex.*, Pista).



As formações ferríferas do tipo Lago Superior encerram uma tipologia de mineralização de baixa variabilidade e ocorrem totalmente discriminados na PC3_{positiva}. Segmentam os depósitos enriquecidos em hematita no extremo positivo – Abacaxi (PC3: 0,54) e Estrela (PC3: 0,44) do depósito Trairão anômalo em magnetita (PC3: 0,08). Essa tipologia também é muito similar as formações ferríferas do tipo Algoma, mas na PC3 o tipo Lago Superior são amostras intermediárias entre a hematita e magnetita.

Os depósitos do tipo *Oxidized Intrusion-Related* (Formiga, PC3: 0,26) e o tipo Indefinido (Serra Pelada, PC3: 0,08) expõem as mineralizações com menor variabilidade nessa componente. A posição das amostras no gráfico *biplot* da figura 27 define o campo de intrusões ígneas oxidadas, provavelmente, ricas em cobre – ouro, controladas estruturalmente (*p.ex.*, N-S *trending* no Granito Formiga) e com componente metassomáticos e/ou hidrotermal relevante. Assim, entende-se que quanto mais distante da origem, mais reduzido o magma se torna gerando fluidos magmáticos mais ricos em estanho.

Os depósitos de manganês sedimentar são perfeitamente divididos em dois grupos de scores positivo e negativo. Na PC3_{positiva} o prospecto da Serra do Sereno (PC3: 0,61) e a mina do Azul (PC3: 0,64) são muito similares e refletem o controle estrutural, a oxidação dos sedimentos ricos em manganês, as anomalias geoquímicas de Mn, Co, Zn, Pb e o metassomatismo (eU_{an}) relacionadas aos diversos episódios ígneos pós-tectônicos (Fig. 27, PC3 vs. PC5). Negativamente, a PC3 agrupa a mina de Buritirama (PC3: -1,01) e o prospecto Antônio Vicente (PC3: -0,51), ambos com anomalias geoquímicas de Mn, Fe relacionadas às formações ferro-manganesíferas e o forte controle estrutural, mas anomalias geoquímicas de Sn presentes apenas no prospecto Antônio Vicente.

Os depósitos do tipo IOCG dividem as mineralizações hospedadas ao longo da Zona de Falha Carajás, Cinzento e seus splays na PC3_{negativa} dos depósitos hospedados na Zona de Cisalhamento Canaã na PC3_{positiva} (Fig. 4 e 5). A PC3_{negativa} agrupa os depósitos: Serra Verde (PC3: -0,22), GT-34 (PC3: -0,45), Alemão (PC3: -0,48), Ig. Bahia (PC3: -0,49), Antas (PC3: -0,54), GT-46 (PC3: -0,55), Grota Funda (PC3: -0,61), Cristalino (PC3: -0,80), Salobo (PC3: -0,84) e Furnas (PC3: -0,98). Enquanto a PC3_{positiva} agrupa os depósitos: Visconde (PC3: 0,41), Sossego (PC3: 0,55), Sequeirinho (PC3: 0,67), Pista (PC3: 0,79) e 118 (PC3: 0,95). Ainda se observa a expressiva similaridade entre os depósitos Salobo (*trend-norte*) e Cristalino (*trend-sul*). Corroborando a interpretação de que isso ocorra devido ambas as mineralizações se hospedarem no mesmo sistema de falha (Fig. 4, 5 e 27).

Os depósitos Polimetálicos dividem-se em três grupos de acordo com o óxido-redução do magmatismo envolvido na mineralização e do modo de ocorrência do minério. O depósito Águas Claras é o representante mais oxidado dessa tipologia de mineralização e hospeda-se em sistema de veios de quartzo com sulfetos. O depósito é classificado na PC3_{positiva} com valor de 0,21 e,

junto a ele, ocorrem depósitos do tipo Intrusion-Related, Serra Pelada, Ouro Orogênico. Os depósitos Pojuca (PC3: -0,54) e Gameleira (PC3: -0,57) são os intermediários e compreendem uma classe muito semelhante entre si, referindo-se à mineralização hidrotermal hospedada em sistema de veios de quartzo com sulfetos (Grainger et al., 2008; Vasquez and Rosa-Costa, 2008). Por último, os depósitos Estrela (PC3: -0,79) e Breves (PC3: -0,78) formam um grupo hospedado em halos de alteração do tipo greisen e *stockwork*.

A PC5 apresenta relação linear entre a maioria dos diferentes modelos metalogênicos estudados (Fig. 26F). Dentre eles, dois sistemas mineralizantes são perfeitamente discriminados nessa componente principal: as formações ferríferas do tipo Algoma na PC5_{positiva} e os depósitos do tipo *Greisen* na PC5_{negativa} (Fig. 27, PC3 vs. PC5).

As formações ferríferas do tipo Algoma são discriminadas na PC5_{positiva} entre membros enriquecidos em hematita (PC5_{positiva}) e magnetita (PC5_{negativa}). As amostras ricas em hematita apresentam uma maior variabilidade e dividem-se em dois grupos: (i) N5 (PC5: 4,63) e N4 (PC5: 4,13); e, (ii) N2 (PC5: 2,27), N3 (PC5: 2,20) e N1 (PC5: 1,84); devido diferenças no perfil laterítico. Por conseguinte, os depósitos com tendência intermediária entre hematita e magnetita, mas com forte controle estrutural são agrupados nos depósitos da Serra Leste SL1 (PC5: 0,93) e SL2 (PC5: 0,91) correspondem às mineralizações hematíticas que sofreram enriquecimento hidrotermal em magnetita. Finalmente, os depósitos S11D (PC5: 0,60) e São Félix do Xingu 1 (PC5: 0,23) são os termos mais ricos em magnetita e com maior controle estrutural proeminente.

As mineralizações a Sn-W hospedadas na Suíte Intrusiva Velho Guilherme (Fig. 4 e 5) são totalmente discriminadas na PC5_{negativa} e variam fortemente entre os depósitos Pedra Preta (PC5: -0,44), Bom Jardim (PC5: -1,42), Mocambo (PC5: -2,22) e Antônio Vicente (PC5: -2,26). O depósito de W Pedra Preta é o termo mais magnético e estruturalmente controlado, enquanto os outros depósitos a Sn são destacados negativamente pelo forte metassomatismo a K_{an} e eU_{an} e, no caso do depósito Antônio Vicente, anomalia geoquímica de Mn (Fig. 27). Regionalmente, a PC5 aponta para a complexidade ígnea do Domínio Iriri-Xingu, mesmo para um evento mineralizante de mesma idade (*ca.* 1,88 Ga).

Os depósitos de Ni laterítico são quase todos localizados na PC5_{negativa} e apresentam uma baixa variância tornando-a uma componente menos eficiente à discriminação de tipologias diferentes de níquel laterítico (Fig. 26C). A exceção a isso são os depósitos Onça (PC5: 0,31), Vermelho (PC5: 0,18) e Puma (PC5: 0,13) localizados na PC5_{positiva}, mas com valores extremamente baixos implicando nas rochas hospedeiras de níquel laterítico mais magnéticas e deformadas da Província Mineral de Carajás. Os outros depósitos de níquel são agrupados na PC5_{negativa} em dois grupos: (i) Fafá (PC5: -0,12), Serra do Tapa (PC5: -0,17) e Vale dos Sonhos (PC5: -0,17) indistinguíveis entre si; e (ii) Jacaré (PC5: -0,92) e Quatipuru (PC5: -1,21) evidenciando os depósitos hospedados em rochas exclusivamente ultramáficas.

As formações ferríferas do tipo Lago Superior hospedadas no Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria concentram-se os scores próximo à origem entre os campos positivo e negativo: Trairão (PC5: 0,15), Estrela (-0,08) e Abacaxi (PC5: -0,23) (Fig. 26C). A correspondência das variáveis magnéticas ASA, Dx e Dy junto com a estimativa de profundidade de estruturas (*p.ex.*, *depth*) destacam a baixa variabilidade desses depósitos na PC5. O depósito Trairão usufrui de maior semelhança com o complexo máfico-ultramáfico Onça-Puma hospedeiro de níquel laterítico, e os depósitos Estrela e Abacaxi associam-se com as mineralizações de Ouro Orogenético do tipo Babaçu (PC5: -0,13) e Mamão (PC5: 0,05) (Fig. 27).

Como nas PC1 e PC3, os depósitos do tipo IOCG podem ser individualizados de acordo com as estruturas onde se alojam e segmentam as mineralizações que sofreram maior processo magmático-hidrotermal ao longo das bordas da Bacia Carajás (Fig. 26C). Na PC5_{positiva}, as mineralizações hospedadas na Zona de Cisalhamento Canaã (*i.e.*, trend-E-W) apresentam uma maior variabilidade entre os depósitos Antas (PC5: -0,18) e 118 (PC5: 2,13). Isso ocorre devido a dependência com as variáveis magnéticas (*p.ex.*, Dx, Dy, TILT), de densidade de estruturas que reflete a presença de damage zones (*p.ex.*, density), de anomalias geoquímicas de Cu, Fe e Sn e do desenvolvimento de lateritos com anomalias de eTh (Fig. 26C e 27). Na PC5_{negativa}, os depósitos hospedados na Falha Carajás e suas ramificações (*trend*-NW-SE) variam em menor proporção entre os depósitos Alemão (PC5: -0,71) e Grota Funda (PC5: 0,89) (Fig. 27). A homogeneidade dos depósitos do tipo IOCG relacionados à PC5_{negativa} é explicada pelos processos metassomáticos-hidrotermais (*p.ex.*, eU_{an} e K_{an}) vinculado com anomalias geoquímicas de Mn, Ni, Cr e Pb correlacionadas com rochas de composição máfica-ultramáficas hospedadas no Supergrupo Itacaiúnas destacas em estruturas com direção NW-SE profundas. Logo, a PC5 demonstra que os depósitos hospedados ao longo das estruturas NW-SE (PC5_{negativa}) são mais semelhantes entre si do que os aqueles localizados nas estruturas E-W (PC5_{positiva}) do limite entre os domínios Carajás e Rio Maria. Um dos motivos para isso é que a PC5_{positiva} congrega doze das dezenove variáveis utilizadas na análise, ou seja, une num mesmo vetor de informação uma diversidade maior de processos geológicos. Enquanto a PC5_{negativa} contempla apenas sete variáveis e, portanto, apontam para uma menor diversidade geológica.

Os depósitos Formiga, Luanga, Jaguar e Serra Pelada podem ser analisados em conjunto, pois mostram semelhanças entre si. A PC5_{positiva} separa-os em um conjunto de depósitos com baixa variabilidade: Formiga (PC5: 0,88) geoquimicamente anômalo em Au, Cu, Fe e Ni e Pb e depletado em W até Jaguar (PC5: 0,27) com forte controle estrutural e magnético. Embora os depósitos Luanga (PC5: 0,76) e Formiga sejam de modelos genéticos distintos, eles são covariantes devido ao conteúdo de magnetita nas rochas hospedeiras. No caso de Luanga como mineral primário nos corpos máfico-ultramáfico. No granito Formiga devido ao intenso metassomatismo a magnetita nas bordas do álcali-feldspato granito. Os depósitos de Serra Pelada



(PC5: 0,58) e de Ni hidrotermal de Jaguar são um grupo diferenciado, pois os vetores prospectivos são mais relacionados com uma conjunção entre a intensidade de deformação e o conteúdo de magnetita presente na rocha hospedeira. O depósito indefinido de Serra Pelada em todas as componentes principais (Fig. 26) é definida como uma mineralização intermediária entre extremos. No caso da PC5 permanecendo entre os depósitos de Ni hidrotermal e Au-(Cu) hidrotermal.

Os depósitos de manganês sedimentar agrupam-se na PC5, principalmente, pelo desenvolvimento de lateritos, controle estrutural e rocha hospedeira. A mina do Azul (PC5: 1,05), Serra do Sereno (PC5: 0,12) e a mina de Buritirama (PC5: 0,01) localizam-se na PC5_{positiva}. O depósito do Azul compreende o termo mais positivo e destaca-se devido o desenvolvimento de perfil laterítico expressivo junto com anomalias geoquímicas de Cu e Zn. Serra do Sereno e Buritirama são semelhantes, pois são os termos com maior controle estrutural. O prospecto Antônio Vicente localiza-se na PC5_{negativa} com valor de -0,79, deslocado negativamente devido a influência do metassomatismo a eU_{an} e K_{an} do granito homônimo.

8. Conclusões

A análise estatística multivariada suporta a veracidade da hipótese proposta: *as variáveis geoquímicas, geofísicas e estruturais podem discriminar os diversos sistemas mineralizantes da Província Mineral de Carajás e arredores.*

A análise de componentes principais eficientemente reduziu as dezenove variáveis para oito componentes principais que explicam aproximadamente 75% da variância dos fenômenos geológicos estudados e 25% deles permanecem inexplicado. As componentes principais PC1, PC3 e PC5 foram escolhidas para a análise, pois correspondem ao maior gradiente de variância da Província Mineral de Carajás e arredores. Análises de loadings permitiram caracterizar o peso relativo de cada variável por componente principal. Em seguida, os depósitos, considerados amostras, foram classificados por seus scores com o intuito de identificação de processos geológicos similares que favoreceram a formação de determinado sistema mineralizante. Assim, a análise ajudou o agrupamento ou a discriminação dos diversos sistemas mineralizantes.

A PC1 é a componente principal com maior variância (*ca.* 3,38). Corresponde a um vetor assimétrico, pois agrupa na PC1_{positiva} doze das dezenove variáveis selecionadas. Concentra no lado positivo os sistemas mineralizantes com maior variabilidade e complexidade metalogenética da província: Metamórfico, Formação Ferrífera do tipo Lago Superior, Laterítico. Relativamente menos complexos, os sistemas mineralizantes magmático-hidrotermal, manganês sedimentar e minério de ferro tipo Algoma agrupam-se na PC5_{negativa}.



A PC3 é a segunda componente principal com maior variância (ca. 2,31). O vetor apresenta a maior linearidade entre os sistemas mineralizantes. Classifica-os em uma sequência de evolução entre depósitos estruturados N-S e E-W e intemperizados (PC3_{positiva}) até o extremo de deformação e hidrotermalismo (PC3_{negativa}) (*vide* figura 26E). Devido isso, a PC3 é a única componente principal que possibilita a discriminação dos depósitos endomagmático (Ni-PGE) que não são hidrotermalizados do de Ni hidrotermal. Além disso, separa os dois agrupamentos de depósitos IOCG previstos na literatura, como também, põe os depósitos de Ni hidrotermal e Ouro Orogenético em campos opostos. Por outro lado, agrupam os depósitos de Ouro Orogenético, *Oxidized Intrusion-Related*, Serra Pelada e formações ferríferas do tipo Lago Superior num mesmo campo. Finalmente, separa os depósitos de Ni laterítico da Província Mineral de Carajás da Faixa Araguaia.

A PC5 é a componente principal com menor variância (ca. 1,15), mas não menos importante. O vetor segmenta os sistemas mineralizantes com controle estrutural E-W, NW-SE e NE-SW relacionados aos principais sistemas transcorrentes da Província Mineral de Carajás (PC5_{positiva} – Dx, Dy e ASA) dos sistemas orientados na direção N-S ou mesmo sem orientação e profundos (PC5_{negativa} – Dz, Depth) (*vide* Fig. 26F). Ao mesmo tempo que o vetor divide processos mineralizantes por controles estruturais, ele também os agrupa por anomalias magnéticas próximo à origem (*p.ex.*, ASA). O dado sugere que formações ferríferas do tipo Algoma são diferentes das do tipo Lago Superior concordando com a hipótese de que na Província Mineral de Carajás há, pelo menos, duas classes diferentes de formações ferríferas com características marcadamente distintas. O dado também segmenta os sistemas mineralizantes sedimentar marinho dos magmáticos – hidrotermais. Os depósitos de Ni laterítico também são classificados por controle estrutural preferencialmente com direção N-S para os depósitos da Faixa Araguaia e com direção E-W para os depósitos do Domínio Carajás.

Os depósitos de Ni-(PGE) Luanga e Ni hidrotermal Jaguar são indistinguíveis na PC1. Mas perfeitamente discriminados dos depósitos de Ni laterítico na PC1_{positiva}. O depósito Fafá de níquel laterítico é a exceção, pois aparenta maior semelhança com complexo máfico-ultramáfico acamadado. Essa partição demonstra que a PC1 é eficiente em mapear complexos máfico-ultramáficos com o desenvolvimento de perfil laterítico devido a concentração dos elementos Ni, Co, Fe e Mn dos corpos sem intemperismo, principalmente, pelo magnetismo elevado desses corpos ígneos.

Na Província Mineral de Carajás, os depósitos IOCG são, geralmente, classificados pelas idades do desenvolvimento e reativação de zonas de cisalhamento coincidentes com eventos magmáticos nos trends cupríferos Norte (2,57 – 2,55 Ga) e Sul (1,90 – 1,88 Ga) (Moreto et al., 2014, 2015). A análise estatística demonstra a veracidade da divisão dessa categoria de mineralização em dois grupos distintos, muito embora não utilize quaisquer dados



geocronológicos para isso (*vide* Fig. 27). Mas a análise de componentes principais separa-os diferentemente da proposta de Moreto et al. (2014, 2015). As componentes principais PC1 e PC3 discriminam os depósitos Cristalino, Serra Verde, Antas e GT-34 no “*trend cuprífero Norte*”; a PC5 põe apenas o depósito Antas nessa categoria. A subdivisão proposta pela análise estatística enfatiza apenas os controles estruturais, a geometria e as estimativas de profundidade das fontes magnéticas, as anomalias geoquímicas e as anomalias gamaespectrométricas. Os depósitos do “*trend cuprífero Norte*” estariam relacionados com damage zones, fontes magnéticas profundas, mais enriquecidos em anomalias geoquímicas de Fe, Sn, Zn, Pb, Cr (p.ex., granitogênese), desenvolvimento de perfil regolítico e, por vezes, com anomalias de eU_{an} . Os depósitos considerados do “*trend cuprífero Sul*” são Sossego, Sequeirinho, Pista, Alvo 118 e Visconde, e na PC5 Furnas e Cristalino. Esse grupo corresponde aos depósitos com anomalias geoquímicas de Cu, Pb, Fe, Ni, Co, Zn, controlados por zonas de cisalhamento, preferencialmente, E-W (p.ex., TILT), com maior intensidade de potassificação (K_{an}). A única diferença ocorre na PC5, a PC5_{positiva} destaca as derivadas magnéticas Dx e Dy contra Dz e forte anomalia de eU_{an} na PC5_{negativa}. A melhoria da correlação dos dados com as derivadas magnéticas junto com anomalias de urânio torna o agrupamento dos depósitos IOCG muito semelhante ao proposto por Moreto et al. (2014, 2015). Portanto, a estatística multivariada sugere que os depósitos IOCG podem ser setorizados também de acordo com os trends estruturais e com as anomalias geoquímicas e gamaespectrométricas.

Os depósitos polimetálicos são indistinguíveis dos depósitos IOCG do “*trend cuprífero Norte*” nas três componentes principais. Além disso, esses depósitos podem ser classificados consoante à tipologia do minério na PC3 e discriminados por processos metassomáticos e/ou hidrotermais na PC5. O depósito Águas Claras é classificado como oxidado, sofreu intensos processos de hidrotermalismo e hospeda-se em sistema de veios de quartzo com sulfetos. Os depósitos Pojuca e Gameleira são os intermediários entre as mineralizações oxidadas e reduzidas e compreendem uma classe muito semelhante entre si, referindo-se à mineralização hidrotermal hospedada em sistema de veios de quartzo com sulfetos. Por último, os depósitos Estrela e Breves formam um grupo hospedado em halos de alteração do tipo *greisen* e *stockwork*.

Os depósitos (Sn-W) do tipo *Greisen* hospedadas na Suíte Intrusiva Velho Guilherme são discriminados na PC1_{negativa}, PC3_{positiva}, PC5_{negativa} em três grupos correspondendo a um vetor de óxido-redução correspondendo a depósitos de alta variabilidade. As mineralizações dessa categoria são discriminadas em três grupos. O depósito de W Pedra Preta é o termo mais magnético, estruturalmente controlado e oxidado. Os depósitos a Sn não apresentam controle estrutural e são fortemente mestassomatizados (K_{an} e eU_{an}) e, no caso do depósito Antônio Vicente, anômalo geoquimicamente em Mn.



As formações ferríferas do tipo Algoma são sistemas mineralizantes com alta variabilidade evidenciado nas três componentes principais e podem ser discriminadas em quatro agrupamentos: (i) concentração em hematita em perfil laterítico, *p.ex.*, nos depósitos de N5 e N4; (ii) os depósitos intermediários entre anômalos em hematita e os concentrados em magnetita, *p.ex.*, N1, N2 e N3; (iii) os depósitos com forte controle estrutural e que sofreram forte metassomatismo – hidrotermalismo, *p.ex.*, Serra Leste 1 e 2; e, (iv) os depósitos ricos em magnetita, *p.ex.*, S11D e São Félix do Xingu 1. Assim, a análise estatística sugere que a borda sul da Bacia Carajás e as regiões de São Félix do Xingu e do Aquiri são as áreas mais deformadas e que sofreram a maior concentração de processos metassomáticos e hidrotermais. Por outro lado, a Serra Norte permaneceu, relativamente, mais estável tectonicamente o que favoreceu os processos de lateritização nesses depósitos.

As formações ferríferas do tipo Lago Superior e os depósitos de Ouro Orogênico são as mineralizações com maior variabilidade. Isso ocorre devido dois motivos. O primeiro é a inter-relação entre alguns depósitos de ouro hospedarem-se em formações ferríferas bandadas e outras mineralizações auríferas ocorrem em sequências turbidíticas. O segundo motivo remete ao depósito Cumaru, primeiramente, classificado como Ouro Orogênico, mas a análise estatística demonstra que ele se semelhança com os depósitos do tipo IOCG (*p.ex.*, Pista e 118).

Os depósitos e os prospectos de manganês sedimentar hospedados nas sequências marinhas paleoproterozoicas da Bacia de Carajás podem estar relacionados com magmatismo sin e pós-tectônicos, mas o controle estrutural e a formação de lateritos são os principais vetores prospectivos. Os processos ígneos foram mais importantes nos prospectos Antônio Vicente e Serra do Sereno onde anomalias de Sn e outros metais são encontrados junto as sequências ferromanganesíferas. O controle estrutural é mais importante na mina Buritirama e no prospecto Serra do Sereno. Os lateritos são mais fortemente desenvolvidos nas minas Azul e Buritirama, devido a exposição do minério nas lavras a céu aberto. Nesse contexto, não há um sistema preciso de discriminação dessas amostras, mas a escolha da componente principal deve ser feita visando determinada características geológica específica (*p.ex.*, controle estrutural). Dessa forma, os dados mostram que esse tipo de mineralização é muito sensível aos eventos magmáticos e aos fatores superficiais que afetaram as sequências siliciclásticas marinhas de borda da Bacia Carajás compondo fatores críticos na discriminação desses recursos minerais.

Por último, o depósito de Au-(PGE) de Serra Pelada, considerado uma mineralização indefinida, mostrou similaridades em todas as componentes principais com os depósitos do tipo Ni hidrotermal, IOCG e *Oxidized Intrusion-Related*. Isso sugere que Serra Pelada poderia se relacionar com forte controle estrutural, mas também com intrusões ígneas.



9. Referências Bibliográficas

- Abreu, F.A.M., Ramos, C.R., 1974. Estanho do Sul do Pará, in: Congresso Brasileiro de Geologia, 28. SBG, Porto Alegre, pp. 11–23.
- Alcock, R.A., 1988. The character and occurrence of primary resources available to the nickel industry, in: Tyroler, G.P., Landolt, C.A. (Eds.), Extractive Metallurgy of Copper, Nickel and Cobalt, 117th TMS Annual Meeting. Metallurgical Society, Phoenix, Arizona, pp. 67–89.
- Almeida, F.F.M., Hasui, Y., Brito Neves, B.B., Fuck, R.A., 1977. Províncias estruturais brasileiras, in: Simp. Geol. Nordeste, Bol. Esp. SBG, Campina Grande, p. 12.
- Almeida, H.G., Marinho, P.A.C., Martins, R.C., 2001. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB. Marabá – Folha SB.22-X-D, Estado do Pará, Maranhão e Tocantins. Escala 1:250.000, Projeto de mapeamento geológico/metalogenético sistemático.
- Althoff, F., Barbey, P., Boullier, A.-M.M., 2000. 2.8-3.0 Ga plutonism and deformation in the SE Amazonian craton: The Archaean granitoids of Marajoara (Carajas Mineral Province, Brazil). *Precambrian Res.* 104, 187–206. [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(00\)00103-0](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(00)00103-0)
- Alves, C.A., Bernardelli, A.L., Beisiegel, V.R., 1986. A jazida de níquel laterítico do Vermelho, Serra dos Carajás, Pará, in: Schobbenhaus, C., Coelho, C.E.S. (Eds.), Principais Depósitos Minerais Do Brasil. DNPM/CVRD, Brasília, pp. 325–334.
- Amaral, G., 1974. Geologia pre-cambriana da região amazônica. Universidade de São Paulo.
- Antonio, P.Y.J., D'Agrella-Filho, M.S., Trindade, R.I.F., Nédélec, A., de Oliveira, D.C., da Silva, F.F., Roverato, M., Lana, C., 2017. Turmoil before the boring billion: Paleomagnetism of the 1880–1860 Ma Uatumã event in the Amazonian craton. *Gondwana Res.* 49, 106–129. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2017.05.006>
- Araújo, O.J., Maia, R.G.N., 1991. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Programa Grande Carajás. Serra dos Carajás. Folha SB.22-Z-A. Estado do Pará. Brasília.
- Araújo, R., Sousa, M.J., 2018. Área de Relevante Interesse Mineral, Província Mineral de Carajás, PA: estratigrafia e análise do minério de Mn de Carajás, áreas Azul, Sereno, Buritirama e Antônio Vicente. Belém.
- Araújo, V.A., Olivatti, O., 1994. Programa Levantamentos Geológicos Básicos. Araguaina. Folha SB.22-Z-D. Estados do Tocantins/Pará. Escala 1:250.000. Brasília.
- Arndt, N.T., Leshner, C.M., Czamanske, G.K., 2005. Mantle-derived magmas and magmatic Ni-Cu-(PGE) deposits. *Econ. Geol.* 100th Anniv. Vol. 100, 5–23.
- Avanco, 2017. Positive Pre-Feasibility Study for Pedra Branca - Definitive Feasibility Study Commenced. Perth, Australia.



- Barros, C.E.M., Sardinha, A.S., Barbosa, J.P.O., Macambira, M.J.B., Barbey, P., Boullier, A.M., 2009. Structure, petrology, geochemistry and zircon U/Pb and Pb/Pb geochronology of the synkinematic Archean (2.7 Ga) A-type granites from the Carajás Metallogenic Province, Northern Brazil. *Can. Mineral.* 47, 1423–1440. <https://doi.org/10.3749/canmin.47.6.1423>
- Barton, C.E., Deckker, P., Embleton, B.J.J., Evans, R., Kennard, J., Korsch, R., Lambert, I., Nicoll, R.S., Pain, C., Sun, S.S., Truswell, E.M., Willcox, J.B., Wyborn, L.A.I., 1997. AGSO Journal of Australian Geology & Geophysics: Airborne Magnetic and Radiometric Surveys. Canberra.
- Bekker, A., Holland, H.D.D., Wang, P.-L., Rumble, D., Stein, H.J., Hannah, J.L.L., Coetzee, L.L.L., Beukes, N.J.J., 2004. Dating the rise of atmospheric oxygen. *Nature* 427, 117–120. <https://doi.org/10.1038/nature02260>
- Bekker, A., Slack, J., Planavsky, N., 2010. Iron formation: the sedimentary product of a complex interplay among mantle, tectonic, oceanic, and biospheric processes. *Econ. Geol.* 105, 467–508.
- Berni, G.V.H., Christoph, A., Lobato, L.M., Wall, V.J., Rosière, C.A., Freitas, M.A., 2014. The Serra Pelada Au-Pd-Pt Deposit, Carajás, Brazil: Geochemistry, Mineralogy, and Zoning of Hydrothermal Alteration. *Econ. Geol.* 100, 1883–1899.
- Biondi, J.C., 2003. Processos metalogenéticos e os depósitos minerais brasileiros. Oficina de Textos, São Paulo.
- Botelho, N.F., Moura, M.A., Teixeira, L.M., Olivo, G.R., Cunha, L.M., Santana, M.U., 2005. Caracterização geológica e metalogenética do depósito de Cu ± (Au, W, Mo, Sn) Breves, Carajás, in: Jost, H., Queiroz, E.T. (Eds.), Caracterização de Depósitos Minerais Em Distritos Mineiros Da Amazônia. DNP/MCT/ MINERAL-ADIMB, Brasília, pp. 339–387.
- Brand, N.W., Butt, C.R.M., Elias, M., 1998. Nickel laterites: Classification and features. *AGSO J. Aust. Geol. Geophys.* 17, 81–88.
- Brito Neves, B., Cordani, U., 1991. Tectonic evolution of South America during the late Proterozoic. *Precambrian Res.* 53, 23–40. [https://doi.org/10.1016/0301-9268\(91\)90004-T](https://doi.org/10.1016/0301-9268(91)90004-T)
- Butt, C.R.M., 1975. Nickel laterites and bauxites: Perth, Australia (Division of Mineralogy Report FP 12). Perth, Australia.
- Carmo, S.D., 1978. Programação e Execução do Projeto Geofísico Brasil - Canadá, in: Anais Do XXX Congresso Brasileiro de Geologia. SGB, Recife, pp. 2233–2247.
- Carvalho, A., Boulangé, B., Melfi, A.J., Lucas, Y., 1997. Brazilian Bauxities. FAPESP, ORSTOM, São Paulo-Paris.



Castro Filho, L.W., Matos, S.C., 1986. Depósitos de níquel laterítico de Jacaré e Jacarezinho, município de São Félix do Xingu, Pará, in: Schobbenhaus, C., Coelho, C.E.S. (Eds.), Principais Depósitos Minerais Do Brasil. DNPM/CVRD, Brasília, pp. 364–384.

Choi, J.H., Edwards, P., Ko, K., Kim, Y.S., 2016. Definition and classification of fault damage zones: A review and a new methodological approach. *Earth-Science Rev.* <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2015.11.006>

Coelho, C.E.S., 1986. Depósitos de Ferro da Serra dos Carajás, in: Schobbenhaus, C., Coelho, C.E.S. (Eds.), Principais Depósitos Minerais Do Brasil. Convênio DNPM/CVRD com a interveniência da CPRM, Brasília, p. 501.

Costa e Silva, E., Silva, A.M., Bemfica Toledo, C.L., Mol, A.G., Otterman, D.W., de Souza, S.R.C., 2012. Mineral Potential Mapping for Orogenic Gold Deposits in the Rio Maria Granite Greenstone Terrane, Southeastern Para State, Brazil. *Econ. Geol.* 107, 1387–1402. <https://doi.org/10.2113/econgeo.107.7.1387>

Costa, M.L., 2007. Introdução ao intemperismo laterítico e à lateritização, in: Licht, O.A., Mello, C.S.B., Silva, C.R. (Eds.), Prospecção Geoquímica de Depósitos Minerais Metálicos, Não Metálicos, Óleo e Gás. SBGq, São Paulo, p. 788.

Costa, M.L., 1990. Projeto Lateritinga: um estudo geoquímico orientativo para os lateritos da Amazônia, in: Congresso Brasileiro de Geologia. Sociedade Brasileira de Geologia - Núcleo Nordeste, Natal, pp. 637–854.

Costa, M.L., Angélica, R.S., Costa, N.C., 1999. The geochemical association Au – As – B – (Cu) – Sn – W in latosol, colluvium, lateritic iron crust and gossan in Carajás Brazil: importance for primary ore identification. *J. Geochemical Explor.* 67, 33–49.

Costa, M.L., Fernandez, O.J.C., Requelme, M.E.R., 2005. O depósito de manganês do Azul, Carajás: estratigrafia, mineralogia, geoquímica e evolução geológica. *Caracterização Depósitos minerais em Distritos Min. da Amaz.* V, 227–333.

Costa, U.A.P., Paula, R.R., Silva, D.P.B., Barbosa, J.P.O., Silva, C.M.G., Tavares, F.M., Oliveira, J.K.M., Justo, A.P., 2016. Mapa de Integração Geológico-Geofísica da ARIM Carajás (1:250.000). Belém.

Council, N.R., 1981. Manganese Reserves and Resources of the World and Their Industrial Implications. U.S. Department of the Interior, Washington.

Cox, D.P., Singer, D.A., 1986. Mineral Deposit Models: U.S. Geological Survey Bulletin.

Cox, D.P.P., Singer, D.A.A., 1992. Mineral Deposit Models - U.S. Geological Survey Bulletin 1693. Denver, Co.



- CPRM, 2015a. Programa Geologia do Brasil (PGB), Projeto Aerogeofísico Rio Maria, Texto Técnico. Belém.
- CPRM, 2015b. Programa Geologia do Brasil (PGB), Projeto Aerogeofísico Rio Maria, Texto Técnico. Belem.
- CPRM, 2010. Programa Geologia do Brasil (PGB), Projeto Aerogeofísico Tucuruí, Texto Técnico. Belém.
- CPRM, 2004. Programa Geologia do Brasil (PGB), Projeto Aerogeofísico Anapu-Tuerê, Texto Técnico. Belém.
- CPRM, 2003. Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil. Serviço Geológico do Brasil, Brasília.
- Dall'Agnol, R., Bettencourt, J.S., da Silva, J.-J.X., de Medeiros, H., Costi, H.T., Macambira, M.J.B., 1987. Granitogenesis in the northern Brazilian region: a review. *Rev. Bras. Geociências* 17, 382–403.
- Dall'Agnol, R., Costi, H.T., Leite, A.A.S., Magalhães, M.S., Teixeira, N.P., 1999a. Rapakivi granites from Brazil and adjacent areas. *Precambrian Res.* 95, 9–39. [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(98\)00125-9](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(98)00125-9)
- Dall'Agnol, R., Lafon, J.M., Macambira, M.J.B., 1994. Proterozoic anorogenic magmatism in the Central Amazonian Province, amazonian araton: Geochronological, petrological and geochemical aspects. *Mineral. Petrol.* 50, 113–138. <https://doi.org/10.1007/BF01160143>
- Dall'Agnol, R., Rämö, O.T., Magalhães, M.S., Macambira, M.J.B., 1999b. Petrology of the anorogenic, oxidised Jamon and Musa granites, Amazonian Craton: Implications for the genesis of Proterozoic A-type granites. *Lithos* 46, 431–462. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(98\)00077-2](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(98)00077-2)
- Dall'Agnol, R., Souza, Z.S., Althoff, F.J., Barros, C.E.M., Leite, A.A.S., Jorge João, X.S., 1997. General Aspects of the granitogenesis of the Carajás Metallogenic province, in: *Second International Symposium on Granites and Associated Mineralizations*. Salvador, pp. 135–161.
- Dall'Agnol, R., Teixeira, N.P., Magalhães, M.S., 1993. Diagnostic features of the tin-specialized anorogenic granites of the Eastern Amazonian region. *An. Acad. Bras. Cienc.* 33–50.
- Dall'Agnol, R., Teixeira, N.P., Rämö, O.T., Moura, C.A.V. V, Macambira, M.J.B.B., de Oliveira, D.C., 2005. Petrogenesis of the Paleoproterozoic rapakivi A-type granites of the Archean Carajás metallogenic province, Brazil. *Lithos* 80, 101–129. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.03.058>
- Dardenne, M.A., Schobbenhaus, C., 2001. *Metalogênese do Brasil*, Editora Un. ed. Brasília.



- Dardenne, M.A., Schobbenhaus, C., 2000. The Metallogenesis of the South American Plataform, in: Cordani, J.G. Milani, E.J. Thomaz Filho, A. Campos, D.A. (Ed.), *Tectonic Evolution Os South America*. Rio de Janeiro, pp. 755–850.
- Davis, J.C., 2002. *Statistics and Data Analysis in Geology* 257.
- Dentith, M., Mudge, S.T., 2014. *Geophysics for the mineral exploration geologist*, 1a. ed. Cambridge University Press.
- Dias, J.B.V., 1975. Projeto Gradaús - Relatório Único de Pesquisa do Município de São Félix do Xingu Estado do Pará. Belém.
- Dickson, B.L., Scott, K.M., 1997. Interpretation of aerial gamma-ray surveys - adding the geochemical factors. *AGSO J. Aust. Geol. Geophys.* 17, 187–200.
- Diella, V., Ferrario, A., Girardi, V.A.V., 1995. PGE and PGM in the Luanga mafic-ultramafic intrusion in Serra dos Carajás (Pará State, Brazil). *Ore Geol. Rev.* 9, 445–453.
- DOCEGEO, 1988. Revisão Litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás, in: Congresso Brasileiro de Geologia, 35. pp. 11–59.
- du Bray, E.A., 1995. Preliminary compilation of descriptive geoenvironmental mineral deposit models (Open-File Report 95-831). Denver, Co.
- Faraco, M.T.L., Vale, A.G., Santos, J.O.S., Luzardo, R., Ferreira, A.L., Oliveira, M.A., Marinho, P.A.C., 2005. Levantamento Geológico da Região ao Norte da Província Carajás, in: Souza, V. Horbe, A.C. (Ed.), *Contribuições a Geologia Da Amazônia*, Volume 4. pp. 32–44.
- Fernandes, C.M.D., Juliani, C., Monteiro, L.V.S., Lagler, B., Echeverri Misas, C.M., 2011. High-K calc-alkaline to A-type fissure-controlled volcano-plutonism of the São Félix do Xingu region, Amazonian craton, Brazil: Exclusively crustal sources or only mixed Nd model ages? *J. South Am. Earth Sci.* 32, 351–368. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2011.03.004>
- Ferreira Filho, C.F., Cançado, F., Correa, C., Macambira, E.M.B. Junqueira-Brod, T.C. Siepierski, L., 2007. Mineralizações estratiformes de PGE-Ni associadas a complexos acamadados em Carajás: os exemplos de Luanga e Serra da Onça, in: Rosa-Costa, LT; Klein, E.L., Viglio, E.P. (Ed.), *Contribuições à Geologia Da Amazônia*. SBG-Núcleo Norte, Belém, pp. 1–14.
- Figueiredo, A.J.A., Souza, J.O.S., Olivatti, O., 2001. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB. Conceição do Araguaia – Folha SB.22-X-B, Estados do Tocantins e do Pará. Escala 1:250.000, Projeto de mapeamento geológico/metalogenético sistemático. Brasília.
- Force, E.R., Cannon, W.F., 1988. Depositional model for shallow-marine manganese deposits around black shale basins. *Econ. Geol.* 83, 93–117. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.83.1.93>



- Force, E.R., Maynard, J.B., 1991. Manganese: syngenetic deposits on the margins of anoxic basins. En *Sediment. diagenetic Miner. Depos. A bassin Anal. to Explor. Rev.Econ.G En: Sedime.*
- Freyssinet, P., Butt, C.R.M., Morris, R.C., Piantone, P., 2005. Ore-forming processes related to lateritic weathering. *Econ. Geol.* 100th Anniv. Vol. 1, 681–722.
- Galarza, M.A., Macambira, M.J.B., 2002. Geocronologia e evolução crustal da área do depósito Cu-Au Gameleira, Província Mineral de Carajás (Pará), Brasil. *Rev. do Inst. Geociências - USP* 2, 143–159.
- Galbraith, J.H., Saunders, D.F., 1983. Rock classification by characteristics of aerial gamma-ray measurements. *J. Geochemical Explor.* 18, 49–73. [https://doi.org/10.1016/0375-6742\(83\)90080-8](https://doi.org/10.1016/0375-6742(83)90080-8)
- Gazley, M.F., Collins, K.S., Hines, B.R., Fisher, L.A., McFarlane, A., 2015. Application of principal component analysis and cluster analysis to mineral exploration and mine geology and cluster analysis to mineral exploration, in: *AusIMM New Zealand Branch Annual Conference 2015.* pp. 131–139.
- Gibbs, A.K., Wirth, K.R., 1990. Geologic Setting of the Serra dos Carajás iron Deposits, Brazil. *Anc. Banded Iron Form. (Regional Present.* 83–102.
- Glazkovsky, A.A., Gorbunov, G.I., Sysoev, F.A., 1977. Deposits of nickel, in: Smirnov, V.I. (Ed.), *Ore Deposits of the USSR.* Pitman, London, pp. 3–79.
- Golden Software, 1995. *Surfer, Version 6.01 Surface Mapping System.* CO, USA.
- Goldfarb, R.J., Groves, D.I., Gardoll, S., 2001. Orogenic gold and geologic time: A global synthesis. *Ore Geol. Rev.* 18, 1–75. [https://doi.org/10.1016/S0169-1368\(01\)00016-6](https://doi.org/10.1016/S0169-1368(01)00016-6)
- Golightly, J.P., 1981. Nickeliferous laterite deposits. *Econ. Geol.* 75TH ANNIV, 710–735.
- González-Álvarez, I., Pirajno, F., Kerrich, R., 2013. Hydrothermal nickel deposits: Secular variation and diversity. *Ore Geol. Rev.* 52, 1–3. <https://doi.org/10.1016/J.OREGEOREV.2012.11.006>
- Goarayeb, P.S.S., Chaves, C.L., Moura, C.A.V., Lobo, L.R.S., 2013. Neoproterozoic granites of the Lajeado intrusive suite, north-center Brazil: A late Ediacaran remelting of a Paleoproterozoic crust. *J. South Am. Earth Sci.* 45, 278–292. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2013.04.001>
- Goudarzi, G.H., 1984. *Guide to preparation of mineral survey reports on public lands.* Reston, VA.
- Grainger, C.J., Groves, D.I., Tallarico, F.H.B.B., Fletcher, I.R., 2008. Metallogensis of the Carajás Mineral Province, Southern Amazon Craton, Brazil: Varying styles of Archean through



Paleoproterozoic to Neoproterozoic base- and precious-metal mineralisation. *Ore Geol. Rev.* 33, 451–489. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2006.10.010>

Groves, D.I., Bierlein, F.P., Meinert, L.D., Hitzman, M.W., 2010. Iron Oxide Copper-Gold (IOCG) Deposits through Earth History: Implications for Origin, Lithospheric Setting, and Distinction from Other Epigenetic Iron Oxide Deposits. *Econ. Geol.* 105, 641–654. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.105.3.641>

Groves, D.I., Goldfarb, R.J., Gebre-Mariam, M., Hagemann, S.G., Robert, F., 1998. Orogenic gold deposits: A proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types. *Ore Geol. Rev.* 13, 7–27. [https://doi.org/10.1016/S0169-1368\(97\)00012-7](https://doi.org/10.1016/S0169-1368(97)00012-7)

Groves, D.I., Goldfarb, R.J., Robert, F., Hart, C.J.R., 2003. Gold Deposits in Metamorphic Belts: Overview of Current Understanding, Outstanding Problems, Future Research, and Exploration Significance. *Econ. Geol.* 98, 1–29. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.98.1.1>

Grunsky, E.C., 2010. The interpretation of geochemical survey data. *Geochemistry Explor. Environ. Anal.* 10, 27–74. <https://doi.org/10.1144/1467-7873/09-210>

Gunn, P.J., Dentith, M.C., 1997. Magnetic responses associated with mineral deposits. *AGSO J. Aust. Geol. Geophys.* 17, 145–158.

Gunn, P.J., Maidment, D., Milligan, P.R., 1997. Interpreting Aeromagnetism Data in Areas of Limited Outcrop. *AGSO J. Australian Geol. Geophys.*

Hagemann, S.G., Angerer, T., Duuring, P., Rosière, C.A., Figueiredo e Silva, R.C., Lobato, L., Hensler, A.S., Walde, D.H.G., 2016. BIF-hosted iron mineral system: A review. *Ore Geol. Rev.* 76, 317–359. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2015.11.004>

Härdle, W., Simar, L., 2007. *Applied Multivariate Statistical Analysis*, 2nd ed. Springer, Berlin.

Hasui, Y., Abreu, F.A.M., Silva, J.M.R., 1977. Estratigrafia da faixa de dobramentos Paraguai-Araguaia no centro-norte do Brasil. *Bol. Inst. Geocien.* 8, 107–118.

Hasui, Y., Abreu, F.A.M., Villas, R.N., 1984a. Província Paraíba, in: Almeida, F.F.M. de., Hasui, Y. (Eds.), *O Pré-Cambriano Do Brasil*. Blücher, pp. 36–45.

Hasui, Y., Heralyi, N.L.E., Schobbenhaus, C., 1984b. Elementos geofísicos e geológicos da região amazônica: subsídios para o modelo geotectônico, in: *Simpósio Amazônico*, 2, Anais. DNPM, Manaus, pp. 129–148.

Heim, S.L., Castro Filho, L.W., 1986. Jazida de níquel laterítico de Puma-Onça, município de São Félix do Xingu, Pará, in: Schobbenhaus, C., Coelho, C.E.S. (Eds.), *Principais Depósitos Minerais Do Brasil*. DNPM/CVRD, Brasília, pp. 347–368.



- Hirata, W.K., Rigon, J.C., Kadekar, K., Cordeiro, A.A.C., Mereiles, E.M., Meireles, E.M., 1982. Geologia regional da Província Mineral de Carajás, in: Simpósio de Geologia Da Amazônia. SBG, Belem, pp. 100–110.
- Hitzman, M.W., 2000. Iron Oxide-Cu-Au Deposits: What, Where, When and Why, in: Porter, T.M. (Ed.), Hydrothermal Iron Oxide Copper-Gold and Related Deposits: A Global Perspective. PGC Publishing, Adelaide, pp. 9–25.
- Hitzman, M.W., Oreskes, N., Einaudi, M.T., 1992. Geological characteristics and tectonic setting of proterozoic iron oxide (Cu-U-Au-REE) deposits. *Precambrian Res.* 58, 241–287. [https://doi.org/10.1016/0301-9268\(92\)90121-4](https://doi.org/10.1016/0301-9268(92)90121-4)
- Holdsworth, R.E., Pinheiro, R.V.L., 2000. The anatomy of shallow-crustal transpressional structures: Insights from the Archaean Carajas fault zone, Amazon, Brazil. *J. Struct. Geol.* 22, 1105–1123. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(00\)00036-5](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(00)00036-5)
- Holwell, D.A., Adeyemi, Z., Ward, L.A., Smith, D.J., Graham, S.D., McDonald, I., Smith, J.W., 2017. Low temperature alteration of magmatic Ni-Cu-PGE sulfides as a source for hydrothermal Ni and PGE ores: A quantitative approach using automated mineralogy. *Ore Geol. Rev.* 91, 718–740. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2017.08.025>
- Howarth, R.J., Sinding-Larsen, R., 1983. Multivariate analysis, *Handbook of Exploration Geochemistry*. Elsevier Scientific Publishing Company. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-42038-1.50012-5>
- Hronsky, J.M.A., Groves, D.I., Loucks, R.R., Begg, G.C., 2012. A unified model for gold mineralisation in accretionary orogens and implications for regional-scale exploration targeting methods. *Miner. Depos.* 47, 339–358. <https://doi.org/10.1007/s00126-012-0402-y>
- Huger, R.B., Xavier, R.P., Moreto, C.P.N., Gao, J.F., 2018. Hydrothermal Alteration, Fluid Evolution, and Re-Os Geochronology of the Grota Funda Iron Oxide Copper-Gold Deposit, Carajás Province (Pará State), Brazil. *Econ. Geol.* 113, 1769–1794. <https://doi.org/10.5382/econgeo.2018.4612>
- Huhn, S.R.B., Souza, C.I. de J., Albuquerque, M.C. de, Leal, E.D., Brustolin, V., 1999. Descoberta do depósito Cu(Au) Cristalino: geologia e mineralização associada - região da Serra do Rabo - Carajás - P, in: *Anais Do VI Simpósio Da Geologia Da Amazônia*. SBG/NO, Manaus, pp. 140–143.
- Jaques, A.L., Wellman, P., Whitaker, A., Wyborn, D., 1997. High-resolution geophysics in modern geological mapping. *AGSO J. Australian Geol. Geophys.* 17, 159–173.



- Jesus, S.S.G., 2016. Múltiplos estágios de alteração hidrotermal do depósito de óxido de ferro-cobre-ouro Furnas, Província Carajás: Evolução paragenética e química mineral. Universidade de São Paulo.
- Juliani, C., Fernandes, C.M.D., 2010. Well-preserved Late Paleoproterozoic volcanic centers in the São Félix do Xingu region, Amazonian Craton, Brazil. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 191, 167–179. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2010.01.016>
- Kaiser, H.F., 1960. The Application of Electronic Computers to Factor Analysis. *Educ. Psychol. Meas.* 20, 141–151. <https://doi.org/10.1177/001316446002000116>
- Killeen, P.G., Mwenifumbo, C.J., Ford, K.L., 2015. Tools and Techniques: Radiometric Methods, Treatise on Geophysics: Second Edition. Elsevier B.V. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-53802-4.00209-8>
- Kim, Y.S., Peacock, D.C., Sanderson, D.J., 2004. Fault damage zones. *J. Struct. Geol.* 26, 503–517. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2003.08.002>
- Klein, E.L., Almeida, M.E., Rosa-Costa, L.T., 2012. The 1.89-1.87 Ga Uatumã Silicic Large Igneous Province, northern South America [WWW Document]. *LIP Mon.* URL <http://www.largeigneousprovinces.org/12nov>
- Kotschoubey, B., Hieronymus, B., de Albuquerque, C.A.R., 2005. Disrupted peridotites and basalts from the Neoproterozoic Araguaia belt (northern Brazil): Remnants of a poorly evolved oceanic crust? *J. South Am. Earth Sci.* 20, 211–230. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2005.05.007>
- Kruger, S.J., Bau, M., Beukes, N.J., Døssing, L.N., Crowe, S.A., Canfield, D.E., Frei, R., 2013. Atmospheric oxygenation three billion years ago. *Nature* 501, 535–538. <https://doi.org/10.1038/nature12426>
- Lafon, J.M., Macambira, M.J.B., Pidgeon, R.T., 2000. Zircon U-Pb SHRIMP dating of Neoproterozoic magmatism in the southwestern part of the Carajás Province (eastern Amazonian Craton, Brazil), in: 31th International Geological Congress. Rio de Janeiro, Brazil, p. Extended Abstracts, CD-ROM.
- Lamarão, C.N., Marques, G.T., de Oliveira, D.C., Costi, H.T., Borges, R.M.K., Dall’Agnol, R., Dall’Agnol, R., 2018. Morphology and composition of zircons in rare metal granites from Brazilian tin provinces. *J. South Am. Earth Sci.* 84, 1–15. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2018.03.003>
- Landim, P.M.B., 1998. *Análise Estatística de Dados Geológicos*. Fundação Editora da UNESP (Ciência e Tecnologia), São Paulo.
- Leshar, C.M., Keays, R.R., 1996. Discrimination between Magmatic and Hydrothermal Ni-Cu-PGE and PGE Mineralization. *Magma*.



- Lin, A., Yamashita, K., 2013. Spatial variations in damage zone width along strike-slip faults: An example from active faults in southwest Japan. *J. Struct. Geol.* 57, 1–15. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2013.10.006>
- Lindenmayer, Z.G., Pimentel, M.M., Ronchi, L.H., Althoff, F.J., Laux, J.H., Araújo, J.C., Fleck, A., Baecker, C.A., Carvalho, D.B., Novatzki, A.C., 2001. Geologia do depósito de Cu-Au de Gameleira. Serra dos Carajás, Pará., in: Jost, H., Brod, J.A., Queiroz, E.T. (Eds.), *Caracterização de Depósitos Auríferos Em Distritos Mineiros Brasileiros*. DNPM/ADIMB, pp. 81–139.
- Lipin, B.R., Bawiec, W.J., 2007. The Use of Mineral Occurrence and Geologic Databases in Quantitative Mineral Resource Assessment, in: Briskey, J.A., Schulz, K.J. (Eds.), *Proceedings for a Workshop on Deposit Modeling, Mineral Resource Assessment, and Their Role in Sustainable Development: USGS Circular*. U.S. Geological Survey Circular 1294, Rio de Janeiro, Brazil, pp. 125–130.
- Lisitsin, V.A., González-Álvarez, I., Porwal, A., 2013. Regional prospectivity analysis for hydrothermal-remobilised nickel mineral systems in western Victoria, Australia. *Ore Geol. Rev.* 52, 100–112. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2012.04.001>
- Lobato, L.M., Rosière, C.A., Silva, R.C.F., Zucchetti, M., Baars, F.J., Seoane, J.C.S., Rios, F.J., Pimentel, M.M., Mendes, G.E., Monteiro, A.M., 2005. A mineralização hidrotermal de ferro da Província Mineral de Carajás - controle estrutural e contexto na evolução metalogenética da província, in: Marini, O.J., Ramos, B.W. (Eds.), *CARACTERIZAÇÃO DE DEPÓSITOS MINERAIS EM DISTRITOS MINEIROS DA AMAZÔNIA*. DNPMCT/ MINERAL-ADIMB, Brasília, p. 87.
- Ludington, S., Barton Jr, P., Johnson, K.M., 1985. Mineral deposit models, theory and practice - Open-file Report 85-391.
- Macambira, E.M.B., 1996a. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. São Félix do Xingu. Folha SB.22-Y-B. Estado do Pará. Brasília.
- Macambira, E.M.B., 1996b. Projeto Platina Pará-Amapá, Relatório Anual de 1995. Belém.
- Macambira, E.M.B., Vale, A.G., 1997. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB). São Félix do Xingu: folha SB.22-Y-B, Estado do Pará, escala 1:250.000 (Texto Explicativo). Brasília.
- Macambira, M.J.B., Barros, C.E.M., Silva, D.C.C., Santos, M.C.C., 2001. Novos dados geológicos e geocronológicos para a região ao norte da Província de Carajás; evidências para o estabelecimento do limite Arqueano-Paleoproterozóico no sudeste do Cráton Amazônico, in: VII SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA - Workshop I - Sobre Carajás e Províncias Adjacentes: Evolução Crustal e Metalogênese. SBG, Belém, pp. 68–71.



- Macambira, M.J.B., Lafon, J.M., 1995. Geocronologia da Província Mineral de Carajás; Síntese dos dados e novos desafios. *Bol. do Mus. Para. Emílio Goeldi* 7, 263e288.
- Macambira, M.J.B., Lancelot, J.R., 1996. Time constraints for the formation of the Archean Rio Maria crust, southeastern Amazonian Craton, Brazil. *Int. Geol. Rev.* 38, 1134–1142.
- Macambira, M.J.B., Vasquez, M.L., Silva, D.C.C. Da, Galarza, M.A., Barros, C.E. de M., Camelo, J. de F., 2009. Crustal growth of the central-eastern Paleoproterozoic domain, SW Amazonian craton: Juvenile accretion vs. reworking. *J. South Am. Earth Sci.* 27, 235–246. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2009.02.001>
- Machado, N., Lindenmayer, Z., Krogh, T.E.E., Lindenmayer, D., 1991. U-Pb geochronology of Archean magmatism and basement reactivation in the Carajás area, Amazon shield, Brazil. *Precambrian Res.* 49, 329–354. [https://doi.org/10.1016/0301-9268\(91\)90040-H](https://doi.org/10.1016/0301-9268(91)90040-H)
- Manly, B.F.J., Alberto, J.A.N., 2016. *Multivariate Statistical Methods: A Primer*, 4a. ed, *Multivariate Statistical Methods A Primer*. Taylor & Francis Inc, Portland, United States. <https://doi.org/10.18637/jss.v078.b03>
- Mansur, E.T., Ferreira Filho, C.F., 2017. Chromitites from the Luanga Complex, Carajás, Brazil: Stratigraphic distribution and clues to processes leading to post-magmatic alteration. *Ore Geol. Rev.* 90, 110–130. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2017.03.016>
- Marschik, R., Mathur, R., Ruiz, J., Leveille, R.A., de Almeida, A.J., 2005. Late Archean Cu-Au-Mo mineralization at Gameleira and Serra Verde, Carajás Mineral Province, Brazil: Constraints from Re-Os molybdenite ages. *Miner. Depos.* 39, 983–991. <https://doi.org/10.1007/s00126-004-0450-z>
- Martins, P.L.G., Toledo, C.L.B., Silva, A.M., Chemale, F., Santos, J.O.S., Assis, L.M., 2017. Neoproterozoic magmatism in the southeastern Amazonian Craton, Brazil: Petrography, geochemistry and tectonic significance of basalts from the Carajás Basin. *Precambrian Res.* 302, 340–357. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2017.10.013>
- Matos, G.M.M., Mello, I.S.C., Gonçalves, J.H., 2009. Área de relevante interesse mineral no Brasil - ARIM. Belo Horizonte.
- Maynard, E.R.F.J.J.E.B., 1991. *Sedimentary and diagenetic mineral deposits: a basin analysis approach to exploration*, vol. 5. ed. *Economic Geology: reviews in economic geology*.
- Maynard, J.B., 2010. The chemistry of manganese ores through time: A signal of increasing diversity of earth-surface environments. *Econ. Geol.* 105, 535–552. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.105.3.535>
- Medeiros Neto, F.A., Villas, R.N.N., 1985. Geologia da jazida de Cu-Zn do corpo 4E-Pojuca, Serra dos Carajás, in: *II Simpósio de Geologia Da Amazônia*. SGB, Belém, pp. 97–112.



- Meireles, E.M., Teixeira, J.T., Medeiros Filho, C.A., 1982. Geologia preliminar do depósito de ouro de Serra Pelada, in: Simpósio de Geologia Da Amazônia. Belém, pp. 74–84.
- Mellinger, M., 1987. Multivariate data analysis: Its methods. *Chemom. Intell. Lab. Syst.* 2, 29–36. [https://doi.org/10.1016/0169-7439\(87\)80083-7](https://doi.org/10.1016/0169-7439(87)80083-7)
- Mendonça, F.C., 2012. O Depósito de Classe Mundial Serra do Tapa e Vale dos Sonhos: Mineralização de Níquel Laterítico Associada a Complexos Ofiolíticos Pré Cambrianos da Faixa de Dobramentos Araguaia - Pará, Brasil. Universidade de Brasília.
- Mendonça, R., Andrew, M., Doyle, P.J., 2008. Troy Resources NL: Andorinhas Iron Project , Para State, Brazil. Perth, Australia.
- Menezes, M., Vidotti, R.M., Augusto, C., Pires, B., 2014. Uranium prospecting in northeastern Goiás, Brazil: multiple regression applied to airborne geophysical data. *Rev. Bras. Geofísica* 32, 311–321.
- Milligan, P.R., Gunn, P.J., 1997. Enhancement and presentation of airborne geophysical data. *AGSO J. Australian Geol. Geophys.* 17, 63–75.
- Montreuil, J.-F., Corriveau, L., Grunsky, E.C., 2013. Compositional data analysis of hydrothermal alteration in IOCG systems, Great Bear magmatic zone, Canada: to each alteration type its own geochemical signature. *Geochemistry Explor. Environ. Anal.* 13, 229–247. <https://doi.org/10.1144/geochem2011-101>
- Moreto, C.P.N., Monteiro, L.V.S., Xavier, R.P., Creaser, R. a., DuFrane, S.A., Melo, G.H.C., Delinardo da Silva, M. a., Tassinari, C.C.G., Sato, K., 2014. Timing of multiple hydrothermal events in the iron oxide–copper–gold deposits of the Southern Copper Belt, Carajás Province, Brazil. *Miner. Depos.* <https://doi.org/10.1007/s00126-014-0549-9>
- Moreto, C.P.N.N., Monteiro, L.V.S.S., Xavier, R.P., Creaser, R.A., DuFrane, S.A., Tassinari, C.C.G.G., Sato, K., Kemp, A.I.S.S., Amaral, W.S., 2015. Neoproterozoic and paleoproterozoic iron oxide-copper-gold events at the sossego deposit, Carajás Province, Brazil: Re-Os and U-Pb geochronological evidence. *Econ. Geol.* 110, 809–835. <https://doi.org/10.2113/econgeo.110.3.809>
- Moroni, M., Girardi, V.A.V., Ferrario, A., 2001. The Serra Pelada Au–PGE deposit, Serra dos Carajás (Pará State, Brazil): geological and geochemical indications for a composite mineralising process. *Miner. Depos.* 36, 768–785.
- Neves, A.P., Vale, A.G., 1999. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Redenção, Folha SC.22-X-A, Escala 1:250.000. Estados do Pará e Tocantins. Brasília.
- Nicolet, J.P., Erdi-Krausz, G., IAEA, 2003. Guidelines for radioelement mapping using gamma ray spectrometry data. *Int. At. Energy Agency* 179. <https://doi.org/IEAE-TECDOC-1363>



- Nunes, A.R., Rego, J.L., Meireles, H.P., Carvalho, J.B., Lima da Silva, P.E., Siqueira, J.B., Ferreira, F.J., 2001. A descoberta do depósito Breves na Província Mineral de Carajás, in: Simpósio de Geologia Da Amazônia, Abstracts. SBG, pp. 72–74.
- Oliveira, C.G., Leonardos, O.H., 1990. Gold mineralization in the diadema shear belt, Northern Brazil. *Econ. Geol.* 85, 1034–1043. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.85.5.1034>
- Oliveira, J.R., Silva Neto, C.S., Costa, E.J.S., 1994. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Serra Pelada. Folha SB.22-X-C. Estado do Pará. Brasília.
- Oliveira, M.M.F., 2017. Caracterização e Metalogênese do depósito de Ni do Jaguar, Província Mineral de Carajás. Universidade de Brasília.
- Oliveira, S.M.B., Trescases, J.J., Melfi, A.J., 1992. Lateritic nickel deposits of Brazil. *Miner. Depos.* 27, 137–146. <https://doi.org/10.1007/BF00197099>
- Paixão, M.A., Nilson, A.A., 2001. Basaltos almofadados e harzburgitos do Morro do Agostinho (Araguacema, Tocantins): caracterização geológica e petrográfica de fragmento ofiolítico na Faixa Araguaia, in: 7o Simpósio de Geologia Da Amazônia. SBG, Anais, Belém.
- Paixão, M.A.P., Nilson, A.A., Dantas, E.L., 2008. The Neoproterozoic Quatipuru ophiolite and the Araguaia fold belt, central-northern Brazil, compared with correlatives in NW Africa. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 294, 297–318. <https://doi.org/10.1144/SP294.16>
- Pastana, J.M.N., Silva Neto, C.S., 1980. Projeto Rio Chicé, Relatório de Progresso, Vol. I. Belém.
- Peacock, D.C.P., Dimmen, V., Rotevatn, A., Sanderson, D.J., 2017. A broader classification of damage zones. *J. Struct. Geol.* 102, 179–192. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2017.08.004>
- Piazolo, S., Alsop, G.I., Nielsen, B.M., Van Gool, J.A.M., 2004. The application of GIS to unravel patterns of deformation in high grade terrains: a case study of indenter tectonics from west Greenland. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 224, 63–78. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2004.224.01.05>
- Pimentel, M.M., Lindenmayer, Z.G., Laux, J.H., Armstrong, R.A., Araújo, J.C. de, 2003. Geochronology and Nd isotope geochemistry of the Gameleira Cu – Au deposit, Serra dos Carajás, Brazil: 1.8 - 1.7 Ga hydrothermal alteration and mineralization. *J. South Am. Earth Sci.* 15, 803–813. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(02\)00127-X](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(02)00127-X)
- Pinheiro, R.V.L., Holdsworth, R.E., 1997. Reactivation of Archaean strike-slip fault systems, Amazon region, Brazil. *J. Geol. Soc. London.* 154, 99–103. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.154.1.0099>
- Pires, A.C.B., 1995. Identificação Geofísica de Áreas de Alteração Hidrotermal, Crixás-Guarinos, Goiás. *Rev. Bras. Geociências* 25, 61–68.



- Pires, A.C.B., Harthill, N., 1989. Statistical analysis of airborne gamma-ray data for geologic mapping purposes: Crixas-Itapaci area, Goiás, Brazil. *GEOPHYSICS* 54, 1326–1332. <https://doi.org/10.1190/1.1442592>
- Planavsky, N.J., Wang, X., Reinhard, C.T., Bekker, A., Knudsen, A., Smith, A.J.B., Johnson, T.M., Hofmann, A., Beukes, N.J., Lalonde, S. V., Asael, D., Pecoits, E., Rouxel, O.J., Lyons, T.W., Konhauser, K.O., Ossa Ossa, F., 2014. Evidence for oxygenic photosynthesis half a billion years before the Great Oxidation Event. *Nat. Geosci.* 7, 283–286. <https://doi.org/10.1038/ngeo2122>
- Porto, C.G., 2016. Geochemical exploration challenges in the regolith dominated Igarapé Bahia gold deposit, Carajás, Brazil. *Ore Geol. Rev.* 73, 432–450. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2015.10.027>
- Projeto RADAMBRASIL, 1981. Projeto Radambrasil. Folha SC. Tocantins: geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro, Brasil.
- Puty, C.O.F., Martins, R.C., Jorge João, X.S., Neves, A.P., Lourenço, R.S., Carreira, J.M., 1972. Projeto Marabá - Mapeamento Geológico Preliminar da Folha Rio Itacaiúnas. Belém.
- Reyment, R.A., Savazzi, E., 1999. Aspects of multivariate statistical analysis in geology, 1a ed, Computers & Geosciences. Elsevier. [https://doi.org/10.1016/S0098-3004\(00\)00094-7](https://doi.org/10.1016/S0098-3004(00)00094-7)
- Rios, F.J., 1995. A Jazida de Wolframita de Pedra Preta, Granito Musa, Amazônia Oriental (PA): Estudo dos Fluidos Mineralizantes e Isótopos Estáveis de Oxigênio em Veios Hidrotermais. Universidade Federal do Pará.
- Robb, L., 2005. Introduction to Ore-Forming Processes, 1a. ed. Blackwell Publishing Ltd. <https://doi.org/10.1180/0680835>
- Rodrigues, E.S., Lafon, J.M., Scheller, T., 1992. Geocronologia Pb-Pb da Província Mineral de Carajás: primeiros resultados, in: Congresso Brasileiro de Geologia. SGB, Boletim de Resumos Expandidos, São Paulo, pp. 183–184.
- Rodriguez, P.C., 2012. Trairão Iron Project, Pará, Brazil Fourth Independent Technical Report. Belo Horizonte.
- Rosa, João Willy Corrêa, Rosa, José Wilson Corrêa, Fuck, R.A., 2014. Geophysical structures and tectonic evolution of the southern Guyana shield, Brazil. *J. South Am. Earth Sci.* 52, 57–71. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2014.02.006>
- Roy, S., 2006. Sedimentary manganese metallogenesis in response to the evolution of the Earth system. *Earth-Science Rev.* 77, 273–305. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2006.03.004>
- Santos, A., Pena Filho, J.I.C., 2000. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Xinguara. Folha SB.22-Z-C. Estado do Pará. Escala 1:250.000. Brasília.



- Santos, A.B.S., Huhn, S.R.B., 2002. Prospecto Estrela: geologia e integração de dados, região da Serra do Rabo - Carajás - PA, in: Congresso Brasileiro de Geologia. SBG, João Pessoa, p. 646.
- Santos, J.O.S., 2003. Geotectônica do Escudo das Guianas e Brasil-Central, in: Bizzi, L.A., Schobbenhaus, C., Vidotti, R.M., Gonçalves, J.H. (Eds.), *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais Do Brasil*. CPRM-Serviço Geológico do Brasil, Brasília, pp. 169–226.
- Santos, J.O.S., Hartmann, L.A., Gaudette, H.E., Groves, D.I., Mcnaughton, N.J., Fletcher, I.R., 2000. A New Understanding of the Provinces of the Amazon Craton Based on Integration of Field Mapping and U-Pb and Sm-Nd Geochronology. *Gondwana Res.* 3, 453–488. [https://doi.org/10.1016/S1342-937X\(05\)70755-3](https://doi.org/10.1016/S1342-937X(05)70755-3)
- Santos, M.D., Leonardos, O.H., Foster, R.P., Fallick, A.E., 1998. The lode-porphyry model as deduced from the Cumaru mesothermal granitoid-hosted gold deposit, southern Para, Brazil. *Rev. Bras. Geociências* 28, 327–338.
- Sato, K., Tassinari, C.C.G., 1997. Principais eventos de acreção continental no Cráton Amazônico baseados em idade modelo Sm-Nd, calculada em evoluções de estágio único e estágio duplo, in: Costa, M.L., Agélica, R.S. (Eds.), *Contribuições à Geologia Da Amazônia*. Sociedade Brasileira de Geociências, Belém, pp. 91–142.
- Saunders, D.F., 1994. Tests of Australian aerial radiometric data for use in petroleum reconnaissance. *Geophysics* 59, 411. <https://doi.org/10.1190/1.1443603>
- Saunders, D.F., Terryt, S.A., Thompson, C.K., 1987. Test of National Uranium Resource Evaluation gamma-ray spectral data in petroleum reconnaissance. *Geophysics* 52, 1547–1556. <https://doi.org/10.1190/1.1442271>
- Schobbenhaus, C., 1986. Geologia do Níquel, in: Schobbenhaus, C., Coelho, C.E.S. (Eds.), *Principais Depósitos Minerais Do Brasil*. DNPM/CVRD, Brasília, pp. 251–255.
- Schwarz, M., Frants, J.C., 2013. Depósito de Cu-Zn Pojuca Corpo Quatro: IOCG ou VMS? *Pesqui. em Geociências* 40, 5–19.
- Scott, K.M., Pain, C.F., 2008. *Regolith Science*, 1a. ed, CSIRO. CSIRO, Australia.
- Shives, R.B.K., Charbonneau, B.W., Ford, K.L., 2000. The detection of potassic alteration by gamma-ray spectrometry—Recognition of alteration related to mineralization. *GEOPHYSICS* 65, 2001–2011. <https://doi.org/10.1190/1.1444884>
- Siepierski, L., 2008. *Geologia e Petrologia do Prospecto GT-34: Evidência de Metassomatismo de Alta Temperatura e Baixa fO_2* , Província Mineral Carajás, Brasil. Universidade de Brasília.
- Siepierski, L., Ferreira Filho, C.F.C.F., 2016. Spinifex-textured komatiites in the south border of the Carajas ridge, Selva Greenstone Belt, Carajás Province, Brazil. *J. South Am. Earth Sci.* 66, 41–55. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2015.12.011>



- Sillitoe, R.H.S., Hompson, J.F.H.T., 1998. Intrusion-Related Vein Gold Deposits: Types, Tectono-Magmatic Settings and Difficulties of Distinction from Orogenic Gold Deposits. *Resour. Geol.* 48, 237–250.
- Silva, C.M.G. da, Villas, R.N., 1998. The Águas Claras Cu-Sulfide ± Au deposit, Carajás Region, Pará, Brazil: geological setting, wall-rock alteration and mineralizing fluids. *Rev. Bras. Geociências* 28, 315–326.
- Silva, M. da G. da, Rocha Neto, M.B. Da, Jost, H., Kuyumjian, R.M., 2014. Metalogênese das províncias tectônicas brasileiras, CPRM. ed, CPRM. CPRM, Belo Horizonte. <https://doi.org/10.1017/CBO9781107415324.004>
- Silva, E.C., Silva, A.M., Toledo, C.L.B., Mol, A.G., Otterman, D.W., Souza, R.C., 2012. Mineral Potential Mapping for Orogenic Gold Deposits in the Rio Maria Granite Greenstone Terrane, Southeastern Pará State, Brazil. *Econ. Geol.* 107, 1387–1402. <https://doi.org/https://doi.org/10.2113/econgeo.107.7.1387>
- Silva, G.G., Limas, M.I.C., Andrade, A.R.F., Issler, R.S., Guimarães, G., Leal, J.W.L., Araújo, J.F.V., Basei, M.A.S., Dall’Agnol, R., Teixeira, J.B.G., Montalvão, R.M.G., 1974. Geologia das folhas SB.22 Araguaia e parte de SG.22 Tocantins. Rio de Janeiro, Brasil.
- Smith, W.H.F., Wessel, P., 1990. Gridding with continuous curvature splines in tension. *Geophysics* 55, 293–305. <https://doi.org/10.1190/1.1442837>
- Soares, A.D.V., Bernadelli, A.L., Medeiros Filho, C.A., Bastos, J.M.E., Martins, L.P.B., Lourenço, R.S., 1988. Geologia Regional das Cabeceiras do Igarapé Aquiri, Extremo Oeste da Província Mineral de Carajás (PA), in: XXXV Congresso Brasileiro de Geologia. SBG, Belém, pp. 2704–2712.
- Song, X., Wang, Y., Chen, L., 2011. Magmatic Ni-Cu-(PGE) deposits in magma plumbing systems: Features, formation and exploration. *Geosci. Front.* 2, 375–384. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2011.05.005>
- Souza Craveiro, G., Netuno Villas, R., Railine da Costa Silva, A., 2012. Depósito Cu-Au Visconde, Carajás (PA): geologia e alteração hidrotermal das rochas encaixantes. *Rev. Bras. Geociências* 42, 453–470. <https://doi.org/10.5327/Z0375-75362012000300002>
- Souza, J.O., Moreton, L.C., 2001. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB. Xambioá - Folha SB.22-Z-B. Estados do Pará e Tocantins. Escala 1:250.000. Brasília.
- Souza, S.R.B., Macambira, M.J.B., Scheller, T., 1996. Novos dados geocronológicos para os granitos deformados do rio Itacaiúnas (Serra dos Carajás, PA); implicações estratigráficas, in: V Simpósio de Geologia Da Amazôni. SGB, Belém, pp. 380–382.



- Souza, V.S., Macambira, M.J.B., Kotschoubey, B., 2003. Idade de zircão do granito Felício Turvo, graimpo de ouro do Manelão, região do Bacajá (PA): implicações tectônicas, in: VIII Simpósio de Geologia Da Amazônia. SBG, Manaus, p. 4.
- Tallarico, F.H.B., Coimbra, C.R., Costa, C.H.C., 2000. The Serra Leste Sediment-Hosted Au-(Pd-Pt) Mineralization, Carajás Province. *Revisita Bras. Geociências* 30, 226–229.
- Tallarico, F.H.B., Figueiredo, B.R., Groves, D.I., Kositcin, N., Mcnaughton, N.J., Fletcher, I.R., REgo, J.L., 2005. Geology and SHRIMP U-Pb Geochronology of the Igarapé Bahia Deposit, Carajás Copper-Gold Belt, Brazil: An Archean (2.57 Ga) Example of Iron-Oxide Cu-Au-(U-REE) Mineralization. *Geology* 100, 7–28.
- Tallarico, F.H.B., McNaughton, N.J., Groves, D.I., Fletcher, I.R., Figueiredo, B.R., Carvalho, J.B., Rego, J.L., Nunes, A.R., 2004. Geological and SHRIMP II U-Pb constraints on the age and origin of the Breves Cu-Au-(W-Bi-Sn) deposit, Carajás, Brazil. *Miner. Depos.* 39, 68–86. <https://doi.org/10.1007/s00126-003-0383-y>
- Tassinari, C.C.G., 1996. O mapa geocronológico do Cráton Amazônico no Brasil: revisão dos dados isotópicos. Universidade de São Paulo.
- Tassinari, C.C.G., Macambira, M.J.B., 2004. A evolução tectônica do Cráton Amazônico, in: Mantesso-Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R., Brito Neves, B.B. (Eds.), *Geologia Do Continente Sul-Americano: Evolução Da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Beca, São Paulo, pp. 471–485.
- Tassinari, C.C.G., Macambira, M.J.B., 1999. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes* 22, 174–182. <https://doi.org/10.1080/00206819709465329>
- Tavares, F.M., Trouw, R.A.J., da Silva, C.M.G., Justo, A.P., Oliveira, J.K.M., 2018. The multistage tectonic evolution of the northeastern Carajás Province, Amazonian Craton, Brazil: Revealing complex structural patterns. *J. South Am. Earth Sci.* 88, 238–252. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2018.08.024>
- Teixeira, N.P., Bettencourt, J.S., Moura, C.A. V, Dall’Agnol, R., Macambira, E.M.B., 2002. Archean crustal sources for Paleoproterozoic tin-mineralized granites in the Carajás Province, SSE Pará, Brazil: Pb-Pb geochronology and Nd isotope geochemistry. *Precambrian Res.* 119, 257–275. [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(02\)00125-0](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(02)00125-0)
- Teixeira, W., Hamilton, M.A., Girardi, V.A.V., Faleiros, F.M., Ernst, R.E., 2018. U-Pb baddeleyite ages of key dyke swarms in the Amazonian Craton (Carajás/Rio Maria and Rio Apa areas): Tectonic implications for events at 1880, 1110 Ma, 535 Ma and 200 Ma, *Precambrian Research*. Elsevier.



- Teixeira, W., Tassinari, C.C.G., Cordani, U.G., Kawashita, K., 1989. A review of the geochronology of the Amazonian Craton: Tectonic implications. *Precambrian Res.* 42, 213–227. [https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0301-9268\(89\)90012-0](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0301-9268(89)90012-0)
- Tolbert, G.E., Tremaine, J.W., Malcher, G.C., Gomes, C.B., 1971. The Recently Discovered Serras dos Carajás Iron Deposits. *Econ. Geol.* 66, 985–994. <https://doi.org/https://doi.org/10.2113/gsecongeo.66.7.985>
- Toledo, P.I.F., Moreto, C.P.N., Xavier, R.P., Gao, J., Matos, J.H.S.N., Melo, G.H.C., 2019. Multistage Evolution of the Neoproterozoic (ca. 2.7 Ga) Igarapé Cinzento (GT-46) Iron Oxide Copper-Gold Deposit, Cinzento Shear Zone, Carajás Province, Brazil. *Econ. Geol.* 114, 1–34. <https://doi.org/10.5382/econgeo.2019.4617>
- Tomazoni Neto, F., 2011. Controle na distribuição das lateritas e saprolitos de alto teor no depósito de níquel laterítico do Jacará, distrito de Carajás, Brasil. *Inst. Geociências. Universidade Federal do Rio Grande do Sul.*
- Torresi, I., 2009. Evolução química e isotópica dos fluidos associados à mineralização de Fe-Cu-Au do Depósito Alvo 118, Província Mineral de Carajás (PA). Universidade de Campinas.
- Tripp, G.I., Vearncombe, J.R., 2004. Fault/fracture density and mineralization: A contouring method for targeting in gold exploration. *J. Struct. Geol.* 26, 1087–1108. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2003.11.002>
- VALE, 2018. (Form 20-F) Annual report pursuant to section 13 or 15(d) of the securities exchange Act of 1934. Rio de Janeiro, Brazil.
- Vasconcelos, P.M., Renne, P.R., Brimhall, G.H., Becker, T.A., 1994. Direct dating of weathering phenomena by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and K-Ar analysis of supergene K-Mn oxides. *Geochim. Cosmochim. Acta* 58, 1635–1665. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(94\)90565-7](https://doi.org/10.1016/0016-7037(94)90565-7)
- Vasquez, M.L., 2006. Geocronologia em Zircão, Monazita e Granada e Isótopos de Nd das Associações da Porção Oeste do Domínio Bacajá: Evolução Crustal da Porção Meridional da Província Maroni - Itacaiúnas - Sudeste do Cráton Amazônico. Universidade do Pará.
- Vasquez, M.L., Macambira, M.J.B., Armstrong, R.A., 2008. Zircon geochronology of granitoids from the western Bacajá domain, southeastern Amazonian craton, Brazil: Neoproterozoic to Orosirian evolution. *Precambrian Res.* 161, 279–302. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2007.09.001>
- Vasquez, M.L., Rosa-Costa, L.T., 2008. Geologia e Recursos Mineirais do Estado do Pará: Sistema de Informações Geográficas - SIG: texto explicativo dos mapas Geológico e Tectônico e de Recursos Minerais do Estado do Pará, 1a. ed. CPRM, Belém.



Vidal, J.L.B., Zenker, A.O., Puty, C.O.F., Martins, R.C., Montalvão, R.M.G., Jorge João, X.S., Carreira, J.M., Silva, G.H., Neves, A.P., Giffoni, L.E., Lourenço, R.S., Frizzo, S.J., 1972. Projeto Marabá: prospecção geoquímica, Volume XI. Belém.

Volp, K., Evins, P., Meffre, S., 2006. EPMA and LA-ICPMS dating of hydrothermal REE-minerals from the Estrela Copper Deposit, Carajás, Brazil. *Geochim. Cosmochim. Acta* 70, A675. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2006.06.1262>

Wielen, S.E. Van Der, Fabris, A.J., Halley, S.W., Keeling, J.L., Mauger, A.J., Gordon, G.A., 2013. An exploration strategy for IOCG mineral systems under deep cover. *MESA J.* 18–30.

Williams, P.J., Barton, M.D., Johnson, D.A., Fontboté, L., De Haller, A., Mark, G., Oliver, N.H.S., Marschik, R., 2005. Iron Oxide Copper-Gold Deposits: Geology, Space-Time Distribution, and Possible Modes of Origin. *Econ. Geol.* 100th Anniv. Vol. 100, 371–405.

Winter, C.J., 1994. Geology and base-metal mineralization associated with Archean iron-formation in the Pojuca Corpo Quatro deposit, Carajás, Brazil. University of Southampton.

Xafi, S.J.J., Frizzo, S.J., Reis, R.M., Marinho, P.A.C., Araújo, O.J.B., Rezende, N.G.A.M., Vale, A.G., Martins, R.C., 1975. Projeto Xingu-Araguaia, Geologia e Geoquímica da Área Gradaús Nova Olinda, Vol. I. BELém.

Xavier, R.P., Monteiro, L.V.S., Moreto, C.P.N., Pestilho, A.L.S., Melo, G.H.C., Silva, M.A.D., Aires, B., Ribeiro, C., Freitas e Silva, F., Silva, F.H.F., 2012. The Iron Oxide Copper-Gold Systems of the Carajás Mineral Province, Brazil, in: Hedenquist, J.W., Harris, M., Camus, F. (Eds.), *Geology and Genesis of Major Copper Deposits and Districts of the World: A Tribute to Richard H. Sillitoe*. Society of Economic Geologists (SEG), Littleton, CO, p. 22. <https://doi.org/https://doi.org/10.5382/SP.16.17>

Yamamoto, J.K., Landim, P.M.B., 2013. *Geoestatística: conceitos e aplicações*, 1a. ed. Oficina de Textos, São Paulo.