



UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS

Instituto de Geociências

SULSIENE MACHADO DE SOUZA GAIA

MAPEAMENTO PREDITIVO DE FAVORABILIDADE PARA OURO NA PORÇÃO
CENTRAL DA PROVÍNCIA MINERAL DO TAPAJÓS, PARÁ

CAMPINAS

2021

SULSIENE MACHADO DE SOUZA GAIA

MAPEAMENTO PREDITIVO DE FAVORABILIDADE PARA OURO NA PORÇÃO
CENTRAL DA PROVÍNCIA MINERAL DO TAPAJÓS, PARÁ

DISSERTAÇÃO APRESENTADA AO INSTITUTO DE
GEOCIÊNCIAS DA UNIVERSIDADE ESTADUAL DE
CAMPINAS PARA OBTENÇÃO DO TÍTULO DE MESTRA
EM GEOCIÊNCIAS NA ÁREA DE GEOLOGIA E
RECURSOS NATURAIS

ORIENTADOR: PROF. DR. CARLOS ROBERTO DE SOUZA FILHO

ESTE EXEMPLAR CORRESPONDE À VERSÃO FINAL
DA DISSERTAÇÃO DEFENDIDA PELA ALUNA
SULSIENE MACHADO DE SOUZA GAIA E
ORIENTADA PELO PROF. DR. CARLOS ROBERTO DE
SOUZA FILHO.

CAMPINAS

2021

Ficha catalográfica
Universidade Estadual de Campinas
Biblioteca do Instituto de Geociências
Marta dos Santos - CRB 8/5892

So89m Souza Gaia, Sulsiene Machado de, 1988-
Mapeamento preditivo de favorabilidade para ouro na porção central da
Província Mineral do Tapajós, Pará / Sulsiene Machado de Souza Gaia. –
Campinas, SP : [s.n.], 2021.

Orientador: Carlos Roberto de Souza Filho.
Dissertação (mestrado) – Universidade Estadual de Campinas, Instituto de
Geociências.

1. Modelamento de prospectividade mineral. 2. Máquina de vetores de
suporte. 3. Lógica fuzzy. 4. Pesos de evidências. 5. Província Mineral do
Tapajós. I. Souza Filho, Carlos Roberto de, 1965-. II. Universidade Estadual de
Campinas. Instituto de Geociências. III. Título.

Informações para Biblioteca Digital

Título em outro idioma: Predictive mapping of gold favorability in the central portion of the
Tapajós Mineral Province, Pará

Palavras-chave em inglês:

Mineral prospectivity modeling

Support Vector Machines

Fuzzy logic

Weights of evidence

Tapajós Mineral Province

Área de concentração: Geologia e Recursos Naturais

Titulação: Mestra em Geociências

Banca examinadora:

Carlos Roberto de Souza Filho [Orientador]

Emilson Pereira Leite

Francisco José Fonseca Ferreira

Data de defesa: 23-04-2021

Programa de Pós-Graduação: Geociências

Identificação e informações acadêmicas do(a) aluno(a)

- ORCID do autor: <https://orcid.org/0000-0002-0679-0643>

- Currículo Lattes do autor: <http://lattes.cnpq.br/4713112104091657>



UNICAMP

**UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

AUTORA: SULSIENE MACHADO DE SOUZA GAIA

**MAPEAMENTO PREDITIVO DE FAVORABILIDADE PARA OURO NA
PORÇÃO CENTRAL DA PROVÍNCIA MINERAL DO
TAPAJÓS, PARÁ**

ORIENTADOR: Prof. Dr. Carlos Roberto de Souza Filho

Aprovado em: 23 / 04 / 2021

EXAMINADORES:

Prof. Dr. Carlos Roberto de Souza Filho - Presidente

Prof. Dr. Francisco José Fonseca Ferreira

Prof. Dr. Emilson Pereira Leite

A Ata de Defesa assinada pelos membros da Comissão Examinadora consta no processo de vida acadêmica do aluno.

Campinas, 23 de abril de 2021.

SÚMULA CURRICULAR

Sulsiene Machado de Souza Gaia

Possui graduação em Geologia pelo Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará (2012).

Durante a graduação, teve experiência de trabalho como estagiária de geologia no Serviço Geológico do Brasil (SGB-CPRM), onde teve contato com ferramentas de geoprocessamento, como o *software* ArcGIS, e desenvolveu atividades de processamento de dados e cartografia geológica, além de análise e preenchimento de banco de dados, análise de dados geoquímicos e confecção de seções geológicas e mapas geológicos.

No trabalho de conclusão de Curso (TCC) desenvolveu pesquisa na área de petrologia, metalogênese e mapeamento geológico, na caracterização de epissienitos potássicos estaníferos da Província Pitinga (AM). As atividades envolveram preparação de amostras, descrição de testemunhos de sondagem e utilização de ferramentas de caracterização mineralógica, como MEV/EDS, Difração de Raios-X e Catodoluminescência.

Por um curto período de tempo, já como Geóloga, teve experiência com docência para cursos técnicos de mineração e geologia, em escolas tecnológicas públicas e privadas.

Desde o final de 2013, Sulsiene trabalha como Pesquisadora de Geociências do SGB-CPRM, na Divisão de Geologia Econômica, onde desenvolve pesquisa voltada à metalogenia e recursos minerais, estudos de favorabilidade mineral, emprego de Geotecnologias com ferramentas de integração de dados e modelagem prospectiva. Atua no suporte a projetos desenvolvidos nas principais áreas de interesse metalogenético dos estados do Pará e Maranhão, como as províncias Carajás, Tapajós e Cinturão Gurupi/Fragmento Cratônico São Luís, e também dá suporte a diversos projetos em âmbito nacional.

Em 2018, ingressou no Programa de pós-graduação da Universidade Estadual de Campinas e, atualmente, seus interesses estão concentrados nas aplicações de geotecnologias em mapeamento preditivo de favorabilidade mineral e investigações geológicas relacionadas.

Dedico este trabalho à minha família,
por toda a força, amor e acolhimento.

AGRADECIMENTOS

Meu amor e devoção:

A Deus, ao Universo e à Mãe Terra pela vida e pela manutenção da minha saúde e dos meus, nesses tempos tão difíceis e tenebrosos que têm arrasado tantas famílias mundo afora.

Aos meus pais Antônio Carlos e Maria Elza, em gratidão por tudo o que vivemos, pela árdua trajetória de vida que propiciou, a duras penas, que uma filha mulher, preta, periférica e amazônica, vinda do interior do Pará, estivesse aqui hoje e chegasse onde chegou. As minhas conquistas são também suas.

Aos meus irmãos Mayara e Marco Antonio, pelo carinho e amor de sempre, e aos cunhadinhos do coração, Clebson e Alyce.

Ao Valber, meu esposo, meu parceiro de todas as horas e amigo. Obrigada pelo imenso apoio, compreensão e carinho em todos os momentos. Obrigada por segurar a barra com nosso bebê junto a mim e na minha ausência, por lidar tão sabiamente com meus estresses e desesperos, e por me ajudar a enxergar o ciclo acadêmico com mais leveza e maturidade.

Ao Gael, meu bebê, meu tesouro, meu caminho, fonte inesgotável de amor e alegria que sempre puxa à superfície a criança dentro de mim. Que me encanta e hipnotiza com sua inocência da alma pura de criança e mostra, com gestos singelos, a beleza da existência. Me desculpe por cada momento que precisei ficar longe de você, como as viagens para Campinas e as minhas muitas horas de dedicação a este trabalho.

À minha sogra Marilda, que em muitos momentos de tempestade me acalmou, ajudou com nosso bebê e sempre foi muito acolhedora.

Agradeço imensamente:

À Universidade de Campinas e ao Instituto de Geociências, um centro de excelência em pesquisa e ensino de ciências da Terra. Muito me orgulho da vivência e aprendizado.

Ao Serviço Geológico do Brasil – CPRM, em especial à Diretoria de Geologia e Recursos Minerais e à Divisão de Geologia Econômica, por todo o apoio e incentivo. Agradeço aos colegas Cesar Chaves e Felipe Tavares pelo auxílio nos trâmites burocráticos, apoio nas diversas etapas do trabalho e compreensão com a jornada por vezes dividida entre mestrado e metas de trabalho.

Ao meu orientador, Prof. Dr. Carlos Roberto de Souza Filho, por ter me aberto as portas desde o primeiro e-mail, o primeiro contato. Obrigada pela confiança, por toda a ajuda, ensinamentos, e principalmente pela paciência diante das minhas imaturidades.

Ao colega e coorientador Dr. Marcelo Lacerda Vasquez, pelo apoio e pelas importantes discussões e aprendizados sobre os aspectos geológicos e metalogenéticos da área.

Aos Profs. Drs. Emilson Pereira Leite e Francisco José Fonseca Ferreira pelas valiosas críticas e sugestões durante o exame de qualificação.

Aos amigos da CPRM, em especial a Bruce Chiba, Guilherme Ferreira, Marcos Ferreira, Anderson Dourado, Isabelle Serafim, Patrícia Simões, Loury Melo e Elem Lopes. Todos foram muito importantes em várias fases de desenvolvimento do trabalho.

Ao Elias Prado (CPRM/IG-Unicamp) pela ajuda essencial para entender e desenvolver o modelamento por Support Vector Machines.

Ao João Motta (IG-Unicamp) por me ajudar de inúmeras formas, principalmente no lidar com novas ferramentas, com a vida acadêmica, e com relevantes contribuições à construção do texto.

À Priscila Oliveira, uma grande amiga que o IG-Unicamp meu deu. Obrigada por estar sempre comigo nas minhas idas a Campinas, me fazendo companhia, por ter me ajudado a extrair o máximo de aproveitamento com suas experiências de vida e no mundo da pós-graduação. Obrigada pelo apoio, acompanhamento, dicas imprescindíveis com a geofísica, os treinos com as apresentações... Por muito, por tudo, obrigada!

À Juliane Uchôa, pela amizade e companhia em Campinas, pelo compartilhamento de experiências e ricos conselhos.

Ao Prof. John Carranza, pelas valiosas sugestões em análise do trabalho.

Aos amigos que conheci no IG-Unicamp, Aline Anjos, Natália Antunes, Adriano Rueda e João Biancini, pelos bons e descontraídos momentos nas dependências da Unicamp.

Aos meus amigos geólogos de longa data que acompanharam minha trajetória, muitas vezes, dramática (ó vida, ó céus...) de amadurecimento do trabalho. Obrigada Anderson Freitas, Rubem Barros, Nathan Ramires, Nayan Pereira.

São tantas pessoas, momentos e ideias que fazem parte da nossa construção. Agradeço, de coração, a todos que, direta ou indiretamente, colaboraram para que eu concluísse mais esta etapa da minha vida.

There's nothing you can make
That can't be made
No one you can save that can't be saved
Nothing you can do
But you can learn how to be you in time
It's easy, all you need is love

John Lennon / Paul McCartney

RESUMO

O objeto dessa pesquisa compreende a modelagem da favorabilidade mineral para ouro relacionado a intrusões na porção central da Província Mineral do Tapajós (PMT), na região sudoeste do Pará. O escopo do estudo abrange a experimentação e avaliação de métodos *knowledge* e *data-driven* aplicados a dados multifonte visando a predição de alvos potenciais para a ocorrência de mineralização aurífera, considerando os fatores críticos do sistema mineral abordado e as características da mineralização conhecida. O processamento de dados aerogamaespectrométricos permitiu a identificação de uma assinatura de alteração hidrotermal comum aos sítios de mineralização aurífera, fornecendo informação em regiões com pouco ou nenhum dado de campo. A análise de dados aeromagnetométricos realçados por filtro de continuação ascendente permitiu a identificação de zonas de alta resposta magnética associada a estes depósitos, provavelmente relacionadas ao transporte dos fluidos hidrotermais. Feições lineares extraídas de imagens de radar revelaram a predominância de feições de direção geral NNW-SSE, que coadunam com o principal controle estrutural dos depósitos nesta região. Os dados gamaespectrométricos, magnetométricos e topográficos analisados foram integrados pela aplicação de três técnicas de modelamento de favorabilidade - Lógica *Fuzzy* (*knowledge-driven*), Lógica Bayesiana (ou Pesos de Evidência; *data-driven*) e outra baseada em algoritmo de *machine learning* (*data-driven*) - resultando na concepção de três modelos prospectivos para a área estudada. O modelo *Fuzzy* resultou na indicação de alvos de maneira mais efetiva e setorizada, principalmente na porção leste da área, refletindo proporcionalmente o panorama de disponibilidade dos dados e mapeando razoavelmente bem as áreas de conhecida ocorrência de mineralização. No entanto, alguns depósitos não foram mapeados pelo modelo, ou tiveram escores de favorabilidade baixos. Ainda assim, sua validação indicou confiança no grau de aleatoriedade explorado para mapear o evento mineralizador. O modelo Bayesiano indicou zonas de maior potencial distribuídas regularmente na área, com geometria alongada em direções compatíveis com os *trends* estruturais prospectivos, mapeando a maioria dos depósitos conhecidos nas zonas de maior probabilidade. O algoritmo de *machine learning* foi mais preciso em indicar como prospectivas as áreas de depósitos conhecidos. Em todos os modelos, as regiões indicadas como prospectivas coincidem, em sua maioria, com os depósitos mais expressivos, como São Jorge e Tocantinzinho. Os resultados obtidos nos modelos foram combinados para gerar um mapa de concordância, onde se mapeou a sobreposição das maiores pontuações prospectivas dos mesmos, com a indicação de novas zonas de interesse prospectivo na porção central da PMT.

Palavras-chave: Modelamento de prospectividade mineral; Máquina de vetores de suporte; lógica *fuzzy*; pesos de evidências; Província Mineral do Tapajós.

ABSTRACT

This research aims to model mineral favorability for intrusion-related gold in the central portion of the Tapajós Mineral Province (TMP) in the southwestern Pará state. The scope of the study includes the experimentation and evaluation of knowledge and data-driven methods applied to multisource data aiming at the prediction of potential targets for the occurrence of gold mineralization, considering the critical factors of the mineral system sought and the characteristics of the known mineralization. The aerogammaspectrometric data processing allowed identifying a hydrothermal alteration signature common to gold mining sites, providing information in regions with little or no field data. The aeromagnetometric data analysis enhanced by an upward continuation filter allowed the identification of high magnetic response zones associated with these deposits, probably related to hydrothermal fluids' transport. Linear features extracted from radar images revealed the predominance of features of general direction NNW-SSE, which are consistent with the main structural control of deposits in this region. The analyzed gamma-spectrometric, magnetometric and topographic data were integrated by the application of three favorability modeling techniques – Fuzzy Logic (knowledge-driven), Bayesian Logic (or Weights of Evidence; data-driven), and another based on machine learning algorithm (data-driven) – resulting in the conception of three prospective models for the studied area. The fuzzy model indicated targets in a more effective and sectorized manner, mainly in the eastern portion of the area, proportionally reflecting the panorama of data availability and mapping areas of known mineralization occurrences reasonably well. However, some deposits were not mapped by the model or scored low prospective values. Nevertheless, its validation indicated confidence in the degree of randomness explored to map the mineralizing event. The Bayesian model indicated areas of greater potential distributed regularly in the area, with elongated geometry in directions compatible with the prospective structural trends, mapping most known deposits in the most likely areas. The machine learning algorithm was more accurate in indicating areas of known deposits as prospective. In all models, the regions indicated as prospective coincide, in their majority, with the most expressive deposits, such as São Jorge and Tocantinzinho. The results obtained in the models were combined to generate a concordance map, which mapped the overlapping of their highest prospective scores, indicating new areas of prospective interest in the central portion of the PMT.

Keywords: Mineral prospectivity modeling; Support vector machines; Fuzzy logic; Weights of evidence; Tapajós Mineral Province.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

- Figura 1. Contexto geológico regional: a) compartimentação do Cráton Amazônico em províncias geocronológicas, baseada na proposta de Santos (2003) (Vasquez et al. no prelo); b) domínios tectônicos do sudeste do cráton e localização da área. Os mapas são modificados de Vasquez et al. (2008a) e Cordani et al. (2016). 21
- Figura 2. Mapa geológico da área de estudo (modificado de Vasquez et al. no prelo). 22
- Figura 3. Organização dos elementos críticos de um sistema mineral. A interseção representa a conjunção das classes para a formação do minério. Modificado de Hronsky & Groves (2008) e McCuaig & Hronsky (2014). 38
- Figura 4. Modelo de sistemas minerais magmático-hidrotermais, com a posição relativa dos principais tipos de depósitos e a distribuição das principais commodities. Skirrow et al. (2013), modificado de Hart et al. (2000). 40
- Figura 5. Localização dos levantamentos aerogeofísicos (gamaespectrométricos) e os produtos de interpolação dos dados de cada canal..... 42
- Figura 6. Valores de correção dos valores negativos nos canais gamaespectrométricos e os histogramas de distribuição lognormal, com seus respectivos parâmetros estatísticos após a correção dos valores negativos... 43
- Figura 7. Modelo de prismas sintéticos em 3D (modificado de Bongiolo 2011). 46
- Figura 8. Geração de relevos sombreados em azimutes 0°, 45°, 90° e 135° a partir do MDE, e sua composição de iluminação difusa nos quatro azimutes, para realce das feições estruturais. 49
- Figura 9. O espaço de dados de entrada e a determinação do hiperplano ideal para a classificação binária de um conjunto de dados linearmente separável (modificado de Zuo & Carranza 2011). 56
- Figura 10. a) Classes de concentrações de K, eTh e eU; b) Mapa combinatório das classes de concentrações dos canais. 60
- Figura 11. Mapa de domínios gamaespectrométricos, gerado a partir da análise da imagem ternária K/eTh/eU, do mapa de classes de conteúdo dos três canais e do mapa geológico. 61
- Figura 12. Etapas de processamento dos canais gamaespectrométricos e o cálculo dos parâmetros indicadores de alteração hidrotermal dentro dos domínios previamente definidos. 62
- Figura 13. Mapas integrados dos parâmetros F (a), Kd (b), Ud (c) e eTh/K invertido (d) para a área estudada, e os mapas de composição ternária F-Kd-Ud (e) e F-Kd-eTh/K (f), que apresentaram diferenças muito sutis. Os pontos em preto indicam a localização dos depósitos conhecidos. 63
- Figura 14. Identificação das respostas gamaespectrométricas dos produtos gerados (parâmetro F, Kd, Ud e razão eTh/K) em regiões mineralizadas, associadas à alteração hidrotermal. Comparativamente, são ilustradas as composições ternárias F-Kd-Ud e F-Kd-eTh/K invertido, cujas diferenças entre si são sutis. Os depósitos se caracterizam pela sobreposição de altos valores nas quatro variáveis. Os depósitos estão marcados com uma estrela azul. A escala de cor define valores baixos, médios e altos e é baseada na divisão em decis. 64
- Figura 15. Modelos teóricos gerados e aplicação de filtros de realce de dados magnéticos. O mapa de ISA e, em parte, o mapa de ISA-GHT (reduzidos ao polo), são os que mais se assemelham aos respectivos mapas no polo. 65
- Figura 16. Produtos aeromagnetométricos na área de estudo: Campo Magnético Anômalo (a) reduzido ao polo (b) e após correção por meio de filtro cosseno direcional (c). Ao mapa de CMA reduzido ao polo e corrigido foram aplicadas continuações ascendentes para 500 m (d), 1.000 m (e) e 2.000 m (f). 66
- Figura 17. Produtos de realce aplicados sobre a continuação ascendente 1.000 m da magnetometria: a) Amplitude do Sinal Analítico (ASA), b) Primeira derivada vertical (1Dz), c) Gradiente Horizontal Total (GHT), d) Inclinação do Sinal Analítico (ISA) e e) Inclinação do Sinal Analítico do Gradiente Horizontal Total (ISA-GHT). 67
- Figura 18. Mapa de worms magnetométricos da área em estudo, derivados das continuações ascendentes do CMA reduzido ao polo, de 1.000 a 10.000 metros. Em destaque o diagrama de frequência das feições. Os pontos em preto representam depósitos conhecidos. 68

<i>Figura 19. Mapa de interpretação dos lineamentos a partir do produto de realce ISA-GHT reduzido ao polo, corrigido e continuado para cima (1.000 m). Em destaque o diagrama de frequência das feições. Os pontos em preto representam depósitos conhecidos.....</i>	<i>69</i>
<i>Figura 20. Lineamentos extraídos pelo algoritmo LINE a partir do mapa de relevo sombreado composto, com iluminação nos azimutes 0°, 45°, 90° e 135°. No painel superior são apresentados os lineamentos sobrepostos ao relevo sombreado e à direita o respectivo diagrama de frequência. Os lineamentos isolados são apresentados no painel inferior. À direita o histograma de frequência das direções dos lineamentos.</i>	<i>71</i>
<i>Figura 21. Distribuição dos valores normalizados de cada evidência para cada um dos depósitos identificados na Tabela 9.....</i>	<i>73</i>
<i>Figura 22. Distribuição da somatória os valores normalizados de cada evidência para cada um dos depósitos identificados na Tabela 9.</i>	<i>74</i>
<i>Figura 23. Mapas de evidência fuzzificados utilizados no modelamento fuzzy.....</i>	<i>79</i>
<i>Figura 24. Modelo de favorabilidade fuzzy para depósitos auríferos na porção central da PMT, que demonstrou boas relações espaciais entre os depósitos e índices elevados de favorabilidade. Em destaque o gráfico ROC/AUC de performance do modelo.</i>	<i>81</i>
<i>Figura 25. Gráfico da porcentagem cumulativa da área dos pixels versus a porcentagem cumulativa dos pontos de treinamento (success-rate) e para os pontos de teste do modelo (prediction-rate).....</i>	<i>85</i>
<i>Figura 26. Modelo de favorabilidade gerado pelo método Pesos de Evidências para a área estudada, com gráfico ROC/AUC de performance do modelo.</i>	<i>86</i>
<i>Figura 27. Fluxograma de processamento do modelo SVM.</i>	<i>88</i>
<i>Figura 28. Gráfico da porcentagem cumulativa de áreas prospectivas versus a porcentagem cumulativa dos pontos de treinamento (success-rate) e dos pontos de teste do modelo (prediction-rate).....</i>	<i>89</i>
<i>Figura 29. Modelo de favorabilidade SVM, onde os valores representam a distância do hiperplano.</i>	<i>90</i>
<i>Figura 30. Comparativo das respostas dos modelos nos principais pontos de depósitos.....</i>	<i>93</i>
<i>Figura 31. Mapa de concordância entre os modelos fuzzy, WofE e SVM, mostrando apenas 5% das principais áreas prospectivas.</i>	<i>94</i>

LISTA DE TABELAS

<i>Tabela 1. Resumo dos dados para os principais prospectos de ouro da porção central da PMT.</i>	<i>33</i>
<i>Tabela 2. Parâmetros geométricos utilizados nos modelos teóricos 3D.</i>	<i>46</i>
<i>Tabela 3. Parâmetros magnéticos dos modelos teóricos 3D para a área estudada e para o polo.</i>	<i>46</i>
<i>Tabela 4. Etapas da automatização de feições lineares pelo algoritmo LINE (conforme Salui 2018).</i>	<i>50</i>
<i>Tabela 5. Funções de pertinência fuzzy e seus atributos (Tsoukalas & Uhrig 1997, Raines et al. 2010).</i>	<i>53</i>
<i>Tabela 6. Operadores fuzzy e suas funções matemáticas (An et al. 1991, Bonham-Carter 1994).</i>	<i>54</i>
<i>Tabela 7. Parâmetros estatísticos de classificação das concentrações dos canais gamaespectrométricos.</i>	<i>59</i>
<i>Tabela 8. Parâmetros utilizados no algoritmo LINE, em comparação com o padrão do software.</i>	<i>70</i>
<i>Tabela 9. Dados de análise dos pontos de depósitos conhecidos, em cada mapa de evidência.</i>	<i>72</i>
<i>Tabela 10. Matriz de auto-vetores da ACP sobre o conjunto de dados para a área estudada.</i>	<i>75</i>
<i>Tabela 11. Classificação fuzzy do potencial das unidades litológicas para hospedar mineralizações.</i>	<i>76</i>
<i>Tabela 12. Resumo dos parâmetros utilizados no processo de modelagem espacial por lógica fuzzy.</i>	<i>78</i>
<i>Tabela 13. Classificação das unidades litológicas para cálculo de pesos no modelo de Pesos de Evidências.</i>	<i>82</i>
<i>Tabela 14. Matriz de auto-vetores da ACP sobre o conjunto de dados gamaespectrométricos. Os valores destacados em azul indicam o tema de evidência de maior contribuição em cada CP.</i>	<i>83</i>
<i>Tabela 15. Resultado do cálculo de peso dos mapas evidenciais testados. DP = desvio padrão; CNorm = contraste normalizado.</i>	<i>83</i>
<i>Tabela 16. Comparação entre os métodos de integração utilizados no presente trabalho.</i>	<i>92</i>

SUMÁRIO

1. Introdução	16
1.1. Apresentação	16
1.2. Objetivos	18
1.3. Justificativas	19
2. Contexto geotectônico regional.....	20
3. Geologia da Província Mineral do Tapajós.....	22
3.1. Unidades litológicas	22
3.2. Configuração estrutural	28
3.3. Aspectos metalogenéticos	30
3.4. Características dos depósitos.....	31
4. Fundamentação Teórica.....	37
4.1. Sistemas minerais	37
4.1.1. <i>Sistemas auríferos relacionados a intrusões</i>	38
5. Materiais e Métodos.....	42
5.1. Processamento dos dados	42
5.1.1. <i>Gamaespectrometria</i>	42
5.1.2. <i>Magnetometria</i>	45
5.1.3. <i>Modelo Digital de Elevação</i>	49
5.2. Métodos de análise espacial	51
5.2.1. <i>Lógica Fuzzy</i>	52
5.2.2. <i>Pesos de Evidências</i>	54
5.2.3. <i>Support Vector Machines (SVM)</i>	55
5.2.4. <i>Validação dos modelos</i>	57
5.3. Pontos de treinamento	57
6. Resultados.....	59
6.1. Processamento e análise dos dados	59
6.1.1. <i>Mapeamento de alteração hidrotermal por gamaespectrometria</i>	59
6.1.2. <i>Interpretação de lineamentos magnéticos</i>	65
6.1.3. <i>Interpretação semiautomática de feições lineares superficiais</i>	70
6.1.4. <i>Preparação dos mapas evidenciais e análise exploratória</i>	72
6.2. Integração de dados	76
6.2.1. <i>Lógica fuzzy</i>	76
6.2.2. <i>Pesos de Evidências (WofE)</i>	82
6.2.3. <i>Support Vector Machines (SVMs)</i>	87
7. Discussões e Conclusões.....	91
REFERÊNCIAS	96

1. Introdução

1.1. Apresentação

A crescente demanda global pela produção de *commodities* no setor mineral tem sido um fator relevante para o amadurecimento do conhecimento acerca dos depósitos minerais, seus ambientes e condicionantes de sua formação. A concepção de modelos metalogenéticos centrados em características peculiares de depósitos bem estudados resultaram em diversas classificações baseadas em escalas de detalhe, dificultando por vezes a comparação com depósitos pouco conhecidos e a predição de novos depósitos (Czarnota *et al.* 2010, McCuaig *et al.* 2010, McCuaig & Hronsky 2014, Hagemann *et al.* 2016).

A abordagem de sistemas minerais, proposta oficialmente em meados da década de 1990, foi baseada na exploração de petróleo e trouxe uma visão mais abrangente sobre a formação dos depósitos minerais, considerando ainda sistemas geológicos regionais (Hagemann *et al.* 2016). O conceito de sistemas minerais (Wyborn *et al.* 1994) avalia os fatores que são críticos para a formação dos depósitos, incluindo a fonte, transporte e deposição dos metais, além do enriquecimento por processos pós-deposicionais. Ademais, os processos geológicos operam em variadas escalas espaciais e temporais, abrangendo aspectos comuns a variados tipos de depósitos.

Os sistemas minerais são subdivididos em três grandes grupos: ortomagmáticos, hidrotermais e sedimentares (Hagemann *et al.* 2016). Os sistemas ortomagmáticos são ricos em sulfetos e óxidos derivados de magmas máfico-ultramáficos, cuja colocação em zonas de fraqueza intracontinentais (Courtillot *et al.* 1999) ou intracratônicas (Barnes *et al.* 2016) constitui a fonte de energia. Os depósitos são estruturalmente controlados e comumente remobilizados (Duuring *et al.* 2007, Collins *et al.* 2012), possivelmente enriquecidos por processos deformacionais. Os sistemas hidrotermais contêm Au, Ag, Cu, Pb, Zn, Sn, Mo e ETR, e são gerados por eventos de movimentação de placas, colisão de blocos e acreção crustal (Goldfarb *et al.* 1997, Squire & Miller 2003, Cooke *et al.* 2005). Os fluidos têm origem mantélica, magmática ou metamórfica, com possível adição de águas superficiais, interagindo com as rochas encaixantes e dissolvendo minerais e elementos (Pirajno 2009). Já os sistemas sedimentares se formam em condições de baixas temperatura e profundidade, com fluidos basinais de evolução variável, podendo ainda modificar e aprimorar produtos de outros sistemas precoces (Hagemann *et al.* 2016). A superimposição de sistemas pode ocorrer (p.ex. Tomkins *et al.* 2004 e Hagemann *et al.* 2013), considerando-se que os mesmos integram a evolução

tectônica e geodinâmica do terreno, podendo se instalar em janelas temporais diferentes, mas ocupando o mesmo ambiente.

Dado o entendimento do tipo de sistema mineral analisado, seus fatores críticos são definidos e espacializados por meio de técnicas de análise espacial. A análise espacial voltada à exploração mineral vem sendo desenvolvida desde a década de 1980 (p.ex. [Agterberg 1989](#), [Bonham-Carter 1994](#)) através do mapeamento de potencial mineral, que envolve a integração da informação contida em diversos conjuntos de dados geocientíficos (geológicos, geoquímicos, geofísicos, entre outros). Tais dados podem ser visualizados, processados e analisados em Sistemas de Informação Geográfica (SIG), que permitem o uso de técnicas baseadas na sobreposição e combinação destes variados tipos de dados georreferenciados, possibilitando uma análise integrada das informações disponíveis em uma área de estudo. Dessa forma, é possível inferir sobre dados restritos a partir da correlação espacial entre os dados, dando suporte à tomada de decisões, redução do risco exploratório e melhora da relação custo/benefício de exploração ([Hronsky & Groves 2008](#)).

Para o mapeamento, são empregados métodos geocomputacionais guiados pelo conhecimento de um *expert (knowledge-driven)*, outros conduzidos pelos dados disponíveis (*data-driven*), ou ainda métodos híbridos ([Bonham-Carter 1994](#), [Carranza 2009](#)). Métodos *knowledge-driven* são empregados em situações em que se dispõe de poucos alvos exploratórios e pouca informação, e também em áreas em que há um conhecimento maior dos componentes da mineralização. Já os métodos *data-driven* são geralmente empregados quando há uma coleção de dados robusta e com considerável número de alvos exploratórios ([Carranza 2009](#)).

Alguns dos métodos mais utilizados na modelagem geológica são a lógica *fuzzy (knowledge-driven)* e o peso de evidências (WofE, *data-driven*) ([Souza Filho et al. 2007](#), [Magalhães & Souza Filho 2012](#)). Outra tendência crescente é o uso de métodos *data-driven* baseados em algoritmos de aprendizado de máquina (*Machine Learning – ML*), que têm a habilidade de reconhecer padrões espaciais complexos, aprendendo sobre estes e, de forma autônoma, apontam a presença destes padrões em determinada área.

Além do WofE, entre os métodos *data-driven* voltados ao mapeamento de potencial mineral, citam-se as Redes Neurais Artificiais (p.ex. [Singer & Kouda 1996](#), [Brown et al. 2000](#), [Nóbrega & Souza Filho 2003](#), [Leite & Souza Filho 2009a](#), [Rodríguez-Galiano et al. 2015](#)), *Support Vector Machine* (SVM) (p.ex. [Porwal et al. 2010](#), [Zuo & Carranza 2011](#), [Abedi et al. 2012](#), [Rodríguez-Galiano et al. 2015](#), [Zhang et al. 2018](#), [Prado et al. 2020](#)), *Decision Trees* ([Chen et al. 2014](#)) e *Random Forest* (RF) (p.ex. [Person et al. 2008](#), [Rodríguez-Galiano et al. 2014, 2015](#), [Carranza & Laborte 2015a, b, 2016](#), [Hariharan et al. 2017](#), [Radford et al. 2018](#)).

A PMT é uma das maiores e mais importantes províncias polimetálicas do Brasil. Importantes depósitos de ouro hospedados em corpos granitoides são descritos na literatura (p.ex. Souza 2009, Borges 2010, Misas 2010, Santiago 2012 e Pereira 2017). Entretanto, de forma geral, a PMT carece de estudos mais direcionados ao conhecimento dos processos e controles das mineralizações, assim como análises de prospectividade mineral regional utilizando-se dados e métodos modernos.

No presente trabalho, objetivou-se realizar o mapeamento preditivo de favorabilidade de mineralizações auríferas relacionadas a intrusões em escala de semidetalhe, com indicação de áreas favoráveis à mineralização aurífera relacionada a intrusões na porção central da PMT, utilizando-se métodos *knowledge-driven*, *data-driven* e algoritmos de *machine learning*, a fim de compará-los e contribuir para a definição de novas estratégias para a exploração mineral na região.

1.2. Objetivos

O principal objetivo deste trabalho é testar e avaliar métodos de predição de alvos potenciais para a ocorrência de mineralização aurífera que, considerando os fatores críticos do sistema mineral abordado e as características da mineralização conhecida, possam ser mais adequados ao mapeamento da prospectividade mineral preditiva na PMT. Para tanto, são utilizados dados geológicos e geofísicos disponibilizados pelo Serviço Geológico do Brasil (SGB-CPRM) no contexto da PMT.

Para alcançar o principal objetivo são propostos os seguintes objetivos específicos:

- Produção de camadas evidenciais a partir de dados geofísicos, explorando diferentes técnicas de realce de informação com base na estatística dos dados, bem como a aplicação de técnicas de extração semiautomática de feições geológicas a partir de dados topográficos, na tentativa de identificar novas feições importantes para o contexto das mineralizações;
- Integração dos dados utilizando métodos de análise espacial *knowledge-driven* (Lógica *Fuzzy*), *data-driven* probabilísticos (Pesos de evidências) e *data-driven* baseados em algoritmos de *machine learning* (SVM);
- Avaliação e comparação dos resultados obtidos pelos variados métodos, analisando as vantagens e desvantagens de cada um em relação à situação e volume de dados da área, a fim de definir o melhor cenário de prospectividade para a região estudada.

1.3. Justificativas

A PMT é referida como uma das maiores províncias polimetálicas do Brasil, sendo o ouro o principal recurso mineral explorado na região. A histórica e desordenada extração de ouro em depósitos aluvionares evoluiu para um latente esgotamento destas reservas, demandando cada vez mais a descoberta de mineralizações primárias (Klein *et al.* 2001). Os recursos ainda disponíveis foram estimados e são superiores a 300 toneladas de ouro, com importância também para metais base (Guimarães *et al.* 2015, Vasquez *et al.* 2016), apontando um grande potencial econômico para a região.

A região central da província, objeto deste trabalho, reúne os maiores e principais depósitos magmático-hidrotermais de ouro descobertos na PMT, entre os quais destacam-se os depósitos Palito, Tocantinzinho, São Jorge, São Chico e Cuiú-Cuiú. Até o presente, apenas o depósito Palito recebeu investimento para implantação de mina. Os depósitos Tocantinzinho, São Chico, São Jorge permanecem sob avaliação para projetos futuros de implantação (Vasquez *et al.* 2017).

Alguns trabalhos de enfoque previsional para mineralizações auríferas desenvolvidos na região demonstraram bons resultados na discriminação de alvos potenciais, utilizando modelagem por atributos geológicos (Klein *et al.* 2001), métodos *data-driven* de razão por semelhança (Jacques *et al.* 2008) e *knowledge-driven* com lógica *fuzzy* (Carrino 2010, Carrino *et al.* 2011, Barbuena *et al.* 2013). No entanto, pouco se discute nestes trabalhos sobre a aplicação de métodos *knowledge-* e/ou *data-driven* em regiões de reduzido conhecimento geológico face ao grande potencial econômico (terrenos *greenfield*), considerando as heterogeneidades de informação disponível, e com foco em uma área-chave de atuação de um sistema aurífero relacionado a intrusões.

2. Contexto geotectônico regional

A PMT está situada na região central do Cráton Amazônico, reconhecido como uma grande unidade geotectônica composta por terrenos arqueanos e proterozoicos que se estabilizaram tectonicamente por volta de 1,0 Ga (Cordani & Brito Neves 1982, Tassinari & Macambira 2004). Dados geocronológicos apontam que a formação do cráton teve início no Arqueano, estruturando-se por eventos de acreção de cinturões móveis e arcos magmáticos de orientação principal NNW-SSE, progressivamente mais jovens para sudoeste (Cordani & Brito Neves 1982, Tassinari & Macambira 1999, Santos *et al.* 2000).

Baseadas em dados isotópicos, geocronológicos e estruturais, as propostas de compartimentação tectônica do cráton têm contribuído para o avanço do conhecimento sobre sua evolução geológica. A primeira proposta foi sugerida por Amaral (1974) (*apud* Santos 2003) e foi consecutivamente aprimorada por Cordani *et al.* (1979), Teixeira *et al.* (1989), Tassinari (1996) e Tassinari & Macambira (1999, 2004). Na Figura 1a estão sintetizadas as propostas a partir das províncias de Santos *et al.* (2000), com base na cartografia contida no Mapa Tectônico da América do Sul (Cordani *et al.* 2016).

A leste do cráton situa-se a Província Carajás (Santos *et al.* 2000), que representa a parte preservada de um continente arqueano, no qual se aglutinaram sucessivos cinturões orogênicos de idades paleo- a mesoproterozoicas, alcançando idades neoproterozoicas (~1,0 Ga) na porção sudoeste do cráton. Durante o Riaciano, parte deste continente passou por retrabalhamento crustal (Província Transamazônica) e, no Orosiriano, sofreu fusão ou assimilação parcial, culminando na formação da Província Amazônia Central (Lamarão *et al.* 2005, Fernandes *et al.* 2011, Semblano *et al.* 2016). As províncias Tapajós-Parima, Juruena e Rondoniana-San Ignacio representam cinturões orogênicos, enquanto as províncias Rio Negro e Sunsás têm origem principalmente por reciclagem tectono-magmática (Santos *et al.* 2000).

A Província Tapajós-Parima (Santos *et al.* 2000) ou Ventuari-Tapajós (Tassinari & Macambira 1999) constitui um cinturão orogênico de orientação geral NW-SE, de idade paleoproterozoica (2050-1860 Ma). Esta província é composta de rochas de derivação mantélica, que marcam a acreção de um arco magmático orosiriano (Vasquez *et al.* 2002, 2008a) ou de sucessivos arcos magmáticos (Santos *et al.* 2000, 2001, 2004) na margem do continente arqueano durante o Ciclo Transamazônico.

Santos (2003) subdividiu as províncias em domínios tectônicos, com base em similaridades estruturais, geocronológicas e metalogenéticas. Na Província Tapajós-Parima foram individualizados os domínios Uaimiri, Parima, Peixoto de Azevedo e Tapajós, sendo que

este último corresponde aproximadamente aos limites estabelecidos para a PMT (Figura 1b). Esses domínios têm evolução geológica entre 2,03-1,87 Ga, *trend* estrutural NNW-SSE, rochas de arcos magmáticos de afinidade calcioalcalina, rochas metassedimentares e metabasálticas subordinadas, além de apresentarem metalogenia aurífera similar.

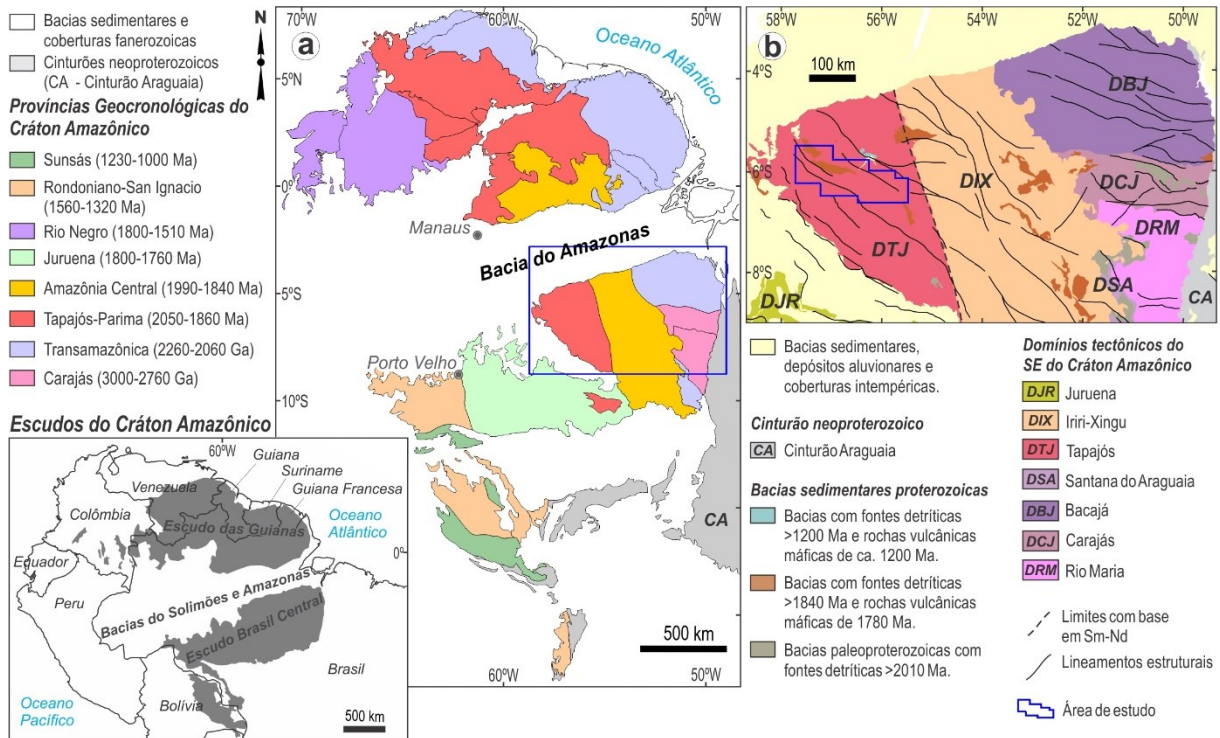


Figura 1. Contexto geológico regional: a) compartimentação do Cráton Amazônico em províncias geocronológicas, baseada na proposta de Santos (2003) (Vasquez et al. no prelo); b) domínios tectônicos do sudeste do cráton e localização da área. Os mapas são modificados de Vasquez et al. (2008a) e Cordani et al. (2016).

O domínio Tapajós (DTJ) é composto, na sua porção sudoeste, por associações do embasamento, cujas rochas foram submetidas a metamorfismo de baixo a alto grau e a deformação dúctil de variada intensidade. Nas porções sudeste e centro-sul, os granitoides foram afetados por deformação dúctil fraca a moderada, relacionada a zonas de cisalhamento de direção NW-SE. Nas demais porções do domínio as rochas sofreram principalmente deformação rúptil. Este contexto mostra uma variação zonal dos níveis crustais atualmente expostos, com rochas de crosta mais profunda a sudoeste e rochas de crosta mais rasa para nordeste, refletindo-se também nos tipos de controle estrutural das mineralizações (Delgado 1999, Almeida et al. 2001, Klein et al. 2001, Santos & Coutinho 2008).

3. Geologia da Província Mineral do Tapajós

3.1. Unidades litológicas

As unidades litológicas da PMT foram inicialmente reunidas no Complexo Xingu, como parte de um embasamento indiferenciado (Santos *et al.* 1975). Com o consequente detalhamento dos estudos geológicos na região, foram individualizadas do complexo uma seqüência supracrustal (Grupo Jacareacanga), duas suítes de granitoides (Cuiú-Cuiú e Parauari) e uma suíte máfica intrusiva, denominada Ingarana-Jutaí (Pessoa *et al.* 1977, Bizinella *et al.* 1980). Posteriormente, Ricci *et al.* (1999) e Santos *et al.* (2001) identificaram, respectivamente, as suítes graníticas Creporizão e Tropas. Posteriormente, novas unidades foram reconhecidas e serão brevemente descritas a seguir. As associações litológicas no contexto da área estudada são ilustradas na Figura 2.

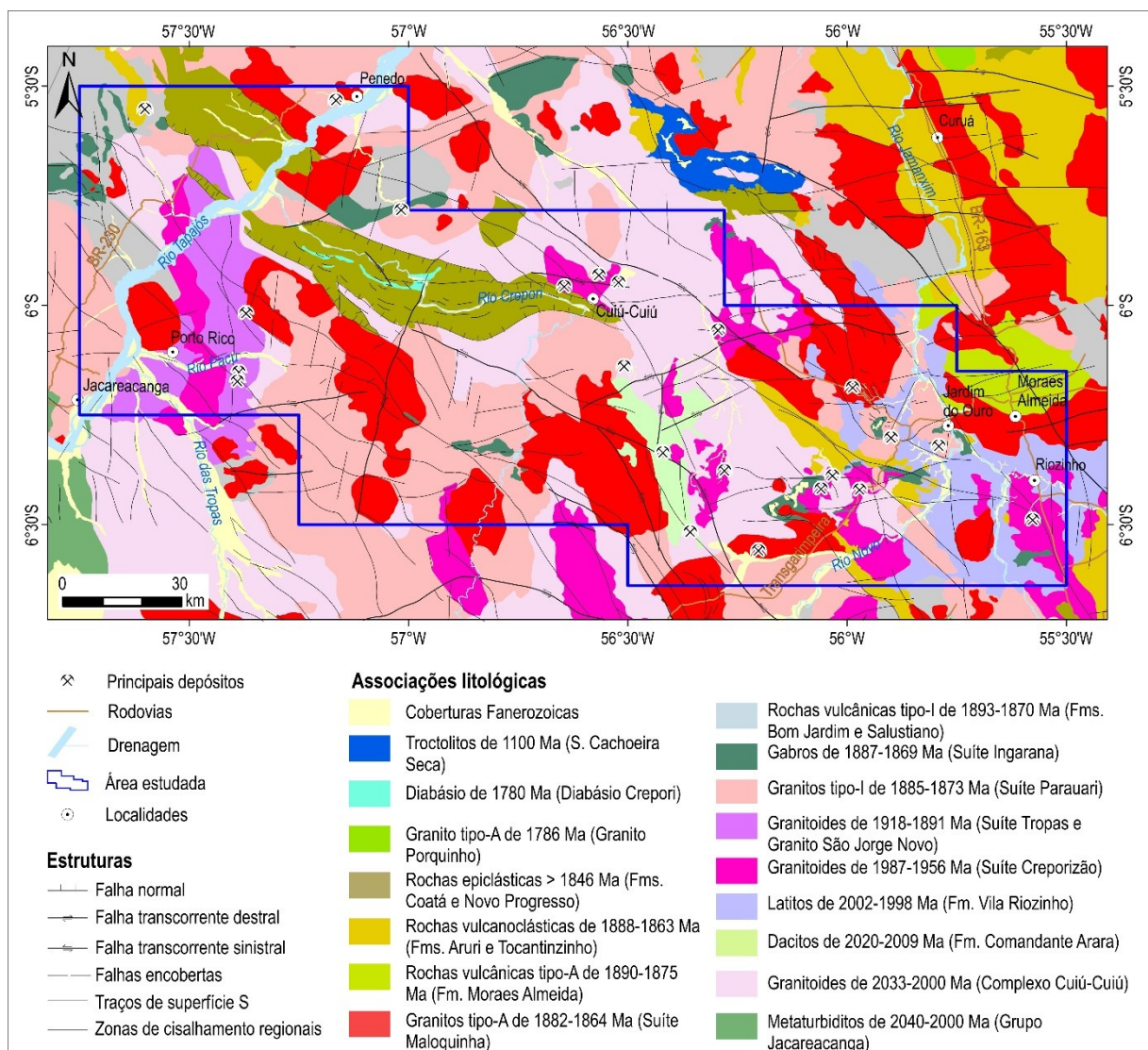


Figura 2. Mapa geológico da área de estudo (modificado de Vasquez *et al.* no prelo).

As unidades mais antigas registradas e que constituem o embasamento da província são o Grupo Jacareacanga e o Complexo Cuiú-Cuiú, representantes de associações pré- a sincolisionais de formação do arco Cuiú-Cuiú (Almeida *et al.* 2000, Ferreira *et al.* 2000, Vasquez *et al.* 2000b, Klein *et al.* 2001, Vasquez *et al.* 2002) em estágio precoce (Vasquez *et al.* 2008b). No extremo sudeste da província, aflora uma sequência metassedimentar (**Formação Castelo dos Sonhos**) constituída principalmente por metaquartzarenitos e metaconglomerados, entendida por Vasquez *et al.* (2008b, 2017) como remanescente de uma bacia tipo rifte ou antepaís, com idade de sedimentação entre 2050 e 2011 Ma (Queiroz *et al.* 2015).

O **Grupo Jacareacanga** é composto por rochas metassedimentares e metavulcânicas metamorfizadas em fácies xisto verde, com predominância de xistos pelíticos com lentes de quartzitos e raros xistos máficos, *metacherts* e rochas metamáficas e metaultramáficas de afinidade toleítica oceânica (Melo *et al.* 1980). Santos *et al.* (2000) definiram essas rochas como uma sequência turbidítica, em que as associações máficas podem representar um magmatismo de fundo oceânico na fase de rifte, seguida de sedimentação de fossa oceânica e bacia de retroarco. Datações U-Pb em zircões detríticos revelaram idades entre 2,10-2,87 Ga, com predomínio de idades em torno de 2,1 Ga (Santos *et al.* 2000, 2004).

O **Complexo Cuiú-Cuiú** é constituído por ortognaisses tonalíticos e granodioríticos, bandados e porfiroclásticos, com subordinados granitoides de composições variadas, pouco deformados a isotrópicos e calcioalcalinos de baixo potássio. Estes granitoides foram interpretados por Almeida *et al.* (2001) e Santos *et al.* (2004) como típicos de arcos de ilha. No entanto, a assinatura de magmatismo pouco evoluído dos granitoides levou Vasquez *et al.* (2002) e Coutinho (2008) a relacionarem-nos a arcos magmáticos. As idades U-Pb em zircões são de 2033±7 Ma e 2005±7 Ma (Santos *et al.* 2000, 2004).

Nas porções central e nordeste da província, os granitoides do Complexo Cuiú-Cuiú estão mais preservados. Nesse contexto, ocorrem rochas vulcânicas ácidas a intermediárias, piroclásticas, vulcanoclásticas e sedimentares vulcanogênicas associadas (**Formação Comandante Arara** – 2020-2009 Ma), interpretadas como possíveis correspondentes extrusivas do complexo (Vasquez *et al.* 2013, 2017). Estas rochas apresentam assinatura calcioalcalina mais evoluída, indicando a maturação do arco magmático à medida que se distancia da fossa oceânica a sudoeste (Grupo Jacareacanga) (Vasquez *et al.* 2017).

Lamarão *et al.* (2002) identificaram, próximo ao limite oriental conhecido da província, rochas vulcânicas intermediárias a félsicas também de afinidade geoquímica com ambiente de arco magmático (**Formação Vila Riozinho**). Compõem esta unidade latitos, andesitos basálticos, traquiandesitos basálticos, traquitos e riolitos, com idades de cristalização

entre 2002 e 1998 Ma (evaporação de Pb em zircão) e assinatura calcioalcalina de alto potássio a shoshonítica. De acordo com [Vasquez et al. \(2008b, 2017\)](#), a assinatura geoquímica e a ausência de metamorfismo ou deformação dúctil nestas rochas indicam que estas podem representar as manifestações ígneas mais distais e mais tardias do arco Cuiú-Cuiú.

A materialização de um novo pulso de atividade magmática é representada pelos batólitos da **Suíte Creporizão**, os quais têm ampla distribuição nas porções central e sudeste da província. A geometria dos corpos evidencia um forte controle estrutural quando da sua colocação ao longo de zonas de cisalhamento de principal direção NW-SE. Esta unidade é constituída predominantemente de monzogranitos, localmente milonitizados ([Vasquez et al. 2000b, 2002](#)). As idades vão de 1987 a 1956 Ma ([Vasquez et al. 2000a, 2002, 2017](#)), sugerindo que são levemente mais novas que a Formação Vila Riozinho ([Lamarão et al. 2002, 2005](#)).

Dois corpos batolíticos que ocorrem na porção central da PMT são correlatos à suíte Creporizão: um na porção leste (Granito São Jorge Antigo) e outro na porção oeste (Granito Pindobal). O primeiro compreende monzogranitos e sienogranitos porfiríticos, quartzo monzonitos, quartzo sienitos, granodioritos e monzodioritos porfiríticos com anfibólio magnesiano, restos de clinopiroxênio e titanita. É orientado segundo NNW-SSE e tem idades Pb-Pb em zircão de 1983 e 1981 Ma ([Lamarão et al. 2002](#)). O segundo é constituído por bandas de granodioritos e monzogranitos porfiróclásticos com biotita, titanita e anfibólio, intercaladas com bandas de leucossienogranitos equigranulares, sutilmente foliados. Uma datação por U-Pb em zircão forneceu a idade de 1949 Ma ([Vasquez et al. 2016](#)).

Após o encerramento da atividade magmática associada ao arco Cuiú-Cuiú, o Domínio Tapajós passou por um período de 50 Ma sem ocorrência de litogênese conhecida, para a posterior geração dos pulsos magmáticos que deram origem às rochas da **Suíte Tropas** ([Vasquez et al. 2008b](#)). Esta suíte é composta de tonalitos, quartzo-dioritos, granodioritos, monzogranitos, andesitos e basaltos, que afloram na porção oeste da província ([Ferreira et al. 2004](#)). Os granitoides apresentam assinatura calcioalcalina ([Santos et al. 2001](#)) e idades entre 1907 e 1892 Ma (U-Pb em zircão e titanita – [Santos et al. 2004](#)).

[Santos et al. \(2004\)](#) identificaram uma assinatura calcioalcalina menos evoluída para os granitoides da suíte Tropas, interpretados como de arco de ilha relacionado a subducção por volta de 1900 Ma – o Arco Tropas. A presença de rochas metassedimentares com a mesma idade (formações Abacaxis, Sequeiro e Buiuçu) sugere que estas podem representar bacias associadas a este possível arco magmático ([Vasquez et al. 2008a](#)). Por outro lado, estas formações não apresentam indícios de sedimentação marinha ou vestígios de crosta oceânica. [Klein et al. \(2001\)](#) e [Vasquez et al. \(2002\)](#) comentam a ausência de elementos de associação de

um arco magmático, que caracterizem um segundo evento colisional, podendo esta granitogênese refletir uma evolução pós-colisional tardia em relação à orogênese Cuiú-Cuiú.

Na porção leste da província ocorre um plúton granítico que intrude o granito São Jorge Antigo. Trata-se de uma intrusão de monzogranitos alterados hidrotermalmente, com assinatura calcioalcalina de alto potássio, que [Lamarão \(2001\)](#) denominou de **Granito São Jorge Jovem**. A idade obtida para estes granitos foi de 1891 Ma, denotando contemporaneidade deste com o pulso magmático da suíte Tropas.

A granitogênese pós-orogênica mais expressiva na PMT é representada pelos granitoides da **Suíte Parauari**, composta de batólitos orientados segundo o *trend* regional NW-SE. Em termos composicionais, duas fácies petrográficas distintas predominam, uma granítica e uma granodiorítica. A fácies granítica contém monzogranitos ricos em biotita e hornblenda, e subordinados feldspato alcalino granitos, sienogranitos, tonalitos, microtonalitos e micromonzogranitos granofíricos, que exibem localmente feições de fluxo magmático preservadas e raras feições de mistura de magma. A fácies granodiorítica é caracterizada pela presença mais frequente destas feições nos corpos de granodioritos a biotita, clinopiroxênio e hornblenda, além de raros tonalitos e biotita sienogranitos ([Vasquez et al. 2008b](#)). As rochas desta suíte são calcioalcalinas de médio a alto potássio, do tipo-I metaluminosas a peraluminosas, e possuem assinatura de arco vulcânico ([Klein et al. 2001](#)). As idades de cristalização estão entre 1891 Ma ([Lamarão et al. 2002](#)) e 1879 Ma ([Santos et al. 2000](#)).

Contemporaneamente à granitogênese Parauari, um importante magmatismo básico intracontinental se estabeleceu, com intrusões de corpos máficos gabroicos (**Suíte Ingarana** e correlatos) com idades entre 1887-1878 Ma e assinatura geoquímica calcioalcalina de alto potássio ([Vasquez et al. 2008b](#)). Os principais litotipos são diabásios e microgabros relacionados a gabronoritos, dioritos, monzodioritos e granófiros ([Almeida et al. 2000](#), [Ferreira et al. 2000](#)). Os corpos apresentam-se alongados principalmente na direção E-W e subordinadamente NW-SE, e caracterizam-se por contato falhado com outras unidades.

Algumas unidades litológicas na PMT são relacionadas a um magmatismo anorogênico tardio a pós-tectônico de ambiente extensional (magmatismo Uatumã – 1890-1870 Ma). Essas unidades apresentam registro de deformação rúptil e composições intermediárias a máficas (Formação Bom Jardim), félsicas (Formações Salustiano, Aruri e Moraes Almeida) e alcalinas (Suíte Maloquinha) ([Vasquez et al. 2008b](#), [Klein et al. 2012](#)).

Nas porções oeste e nordeste, ocorrem as rochas vulcânicas de composição intermediária da **Formação Bom Jardim**, que abrange principalmente andesitos, andesitos basálticos, traquiandesitos e latitos calcioalcalinos de alto potássio a shoshonítico (tipo-I)

(Almeida *et al.* 2000). A idade desta unidade é imprecisa por falta de dados geocronológicos, embora Santos *et al.* (2001) tenham datado um andesito de 1898 Ma associado aos tonalitos da Suíte Tropas, possivelmente pertencente a esta formação.

As rochas vulcânicas ácidas das formações Salustiano, Aruri e Moraes Almeida foram individualizadas do Grupo Iriri (que ocorre extensivamente no Domínio Iriri-Xingu). A **Formação Salustiano** aflora nas porções oeste e leste da província, sendo caracterizada por derrames de riolitos, riolitos e dacitos pórfiros e porfíricos, que podem apresentar-se fraturados, com estruturas do tipo *stockwork* e veios de quartzo portadores de ouro e sulfetos (Klein *et al.* 2001). A **Formação Aruri** reúne rochas vulcanoclásticas e epiclásticas como ignimbritos, brechas vulcânicas, tufos félsicos e conglomerados vulcânicos, com estratificação plano-paralela, laminações convolutas, estratificações acanaladas e tabulares (Pessoa *et al.* 1977, Bahia & Quadros 2000, Klein *et al.* 2001). A **Formação Moraes Almeida** ocorre na porção leste da PMT e foi descrita por Lamarão *et al.* (2002, 2005) como uma associação de riolitos e subordinados traquitos com idades de 1890 a 1875 Ma. Apresentam assinatura geoquímica alcalina tipo A e afinidade com ambiente anorogênico pós-tectônico.

Na porção leste da PMT foram identificados diques de espessartitos e vogesitos porfíricos denominados de **Lamprófiros Jamanxim** (Almeida *et al.* 1977, 1980), além de enxames de diques de andesitos e traquiandesitos denominados de **Andesito Joel-Mamoal** (Klein *et al.* 2001). Estes lamprófiros e andesitos são pouco expressivos em campo, e possuem afinidade shoshonítica a calcioalcalina de alto potássio de ambiente pós-colisional extensional. Têm orientação nas direções NE-SW, E-W e NW-SE e cortam diversas rochas paleoproterozoicas da região. Um dique de espessartito forneceu uma idade K-Ar em rocha total de 1536 Ma (Almeida *et al.* 1977). Segundo Vasquez & Ricci (2002) e Vasquez & Dreher (2011), estas unidades podem corresponder aos equivalentes subvulcânicos das rochas da suíte Ingarana. Ambas as unidades se destacam pela frequente associação com jazimentos de ouro no contato com os granitos encaixantes (Vasquez *et al.* 2017).

A **Suíte Maloquinha** tem extensiva distribuição na PMT, abrangendo corpos plutônicos batolíticos com formas circulares, elipsoidais e irregulares, controlados por falhas de direção NW-SE. Os principais litotipos são sienogranitos e feldspato alcalino granitos, com subordinados monzogranitos e quartzo sienitos e raros quartzo monzonitos. Estas rochas têm composição ácida alcalina (tipo A) metaluminosa a peralcalina, interpretadas como de ambiente extensional intracontinental (Vasquez *et al.* 2002, Lamarão *et al.* 2002). As idades variam entre 1882 e 1864 Ma (Vasquez *et al.* 1999, Santos *et al.* 2001, Lamarão *et al.* 2002), e indicam que esta suíte é contemporânea ao magmatismo das suítes Parauari e Ingarana (Vasquez *et al.* 2002).

A **Formação Tocantinzinho** tem distribuição na porção centro-leste da província, sendo composta de arenitos e grauvacas líticas vulcanogênicas, brechas de púmices, tufos cineríticos e a cristal, *lapilli* tufos, ignimbritos dacíticos, andesíticos, riolíticos e subordinados derrames de andesitos e riolitos. As rochas são interpretadas como produto de retrabalhamento de depósitos vulcânicos das formações Salustiano e Bom Jardim, com ressedimentação sin-eruptiva de material piroclástico ácido e intermediário. Datações obtidas por U-Pb em zircão forneceu idades de 1905 e 1888 Ma, além de idade máxima de deposição de 1863 Ma em zircões detríticos de uma grauvaca lítica (Vasquez *et al.* no prelo).

As coberturas sedimentares vulcanoclásticas epiclásticas na PMT são representadas pelas formações Novo Progresso e Coatá. A **Formação Novo Progresso** é marcada pela presença de cristas e *cuestas* orientadas segundo NNW-SSE, que ocorrem na porção leste da província. Estes depósitos foram primeiramente incluídos na Formação Aruri por Vasquez *et al.* (2000b) e posteriormente reunidos na Formação Novo Progresso por Ferreira *et al.* (2004). Esta unidade é constituída por arenitos líticos e arcoseanos, quartzo arenitos, intercalações de siltitos, argilitos estratificados e *cherts*, com subordinados conglomerados polimíticos. Trata-se de uma sequência epiclástica derivada do retrabalhamento de depósitos vulcânicos, depositada em canais fluviais entrelaçados e lagos com eventuais leques aluviais. Um arenito lítico desta formação apresentou uma idade U-Pb em zircão >1857 Ma (Vasquez *et al.* 2008b).

A **Formação Coatá** ocorre na porção centro-oeste da PMT como uma bacia sigmoidal controlada por falhas extensionais de direções WNW-ESE a NW-SE. Os depósitos sedimentares desta bacia foram inicialmente incluídos na Formação Buiçu por Santos *et al.* (2002) e posteriormente reclassificados na Formação Coatá por Vasquez *et al.* (no prelo). Ocorrem predominantemente arcósios, arcósios líticos e arenitos ortoquartzíticos, além de conglomerados polimíticos, siltitos, argilitos e tufos (Almeida *et al.* 2000). A idade mínima de sedimentação destes depósitos foi aferida pela idade dos diques intrusivos do Diabásio Crepori.

Os diques e soleiras de diabásio que cortam a bacia da Formação Coatá receberam a denominação **Diabásio Crepori** (Santos & Loguércio 1984). São diabásios, olivina diabásios e subordinados gabros microgranulares, geralmente orientados segundo E-W e com idade de cristalização de 1780 Ma (U-Pb SHRIMP em baddeleyita – Santos *et al.* 2002). Possuem afinidade alcalina (Monteiro 2000), embora a presença de quartzo indique também afinidade quartzo toleítica, típica de basaltos toleíticos continentais (Vasquez *et al.* 2008b).

O **Granito Porquinho** (Klein & Carvalho 2008) ocorre na porção nordeste da PMT e é composto de sienogranitos e monzogranitos com biotita e hastingsita, além de feldspato alcalino granitos, sienogranitos e monzogranitos com riebeckita, arfvedsonita e relictos de

aegirina. Com idade de cristalização de 1786 Ma (U-Pb em zircão – Santos *et al.* 2004), este corpo é cerca de 100 Ma mais jovem que os granitos da fase de 1,88 a 1,86 Ga. Além disso, apresenta assinatura geoquímica que varia de subalcalina a alcalina, representando a manifestação de um magmatismo ácido tipo A em 1780 Ma (Vasquez *et al.* 2008b). Se destaca por ser o único corpo conhecido a hospedar mineralização primária de estanho na PMT.

Por volta de 1190 Ma, ocorreu outro evento de magmatismo máfico no Domínio Tapajós, marcando a reativação do manto após um hiato de cerca de 600 Ma sem registro de atividade magmática. Este magmatismo formou rochas troctolíticas de filiação alcalina a toleítica continental da **Suíte Cachoeira Seca**, composta de olivina gabros, olivina gabronoritos, olivina diabásios e troctolitos (Quadros *et al.* 1998, Bahia & Quadros 2000, Vasquez *et al.* 2008b). Esta suíte ocorre como uma grande intrusão lacolítica orientada aproximadamente segundo E-W na parte centro-norte da PMT, que foi datada por U-Pb em baddeleyita, revelando idade de 1186 Ma (Santos *et al.* 2002).

As **coberturas fanerozoicas**, representadas por lateritas, terraços fluviais, sedimentos aluvionares, clásticos, alúvios e colúvios, completam o quadro estratigráfico do Domínio Tapajós. Os aluviões e coluviões constituem importantes depósitos de ouro secundário na PMT, onde a atividade garimpeira responde por grande parte da produção de ouro da região.

3.2. Configuração estrutural

O arcabouço estrutural da PMT sugere que a mesma foi submetida a eventos deformacionais compressivos e distensivos, desenvolvidos tanto em regime dúctil como em regime dúctil-rúptil a rúptil, afetando ou controlando o posicionamento das rochas. As feições estruturais regionais principais têm direção NNW-SSE a NW-SE lineares ou sinuosos, contínuos ou descontínuos de dezenas a centenas de quilômetros de extensão (Klein *et al.* 2002).

A partir da análise estrutural de Santos (1999), foram reconhecidos registros de três eventos principais de deformação ocorridos durante o Paleoproterozoico, acompanhados por eventos termotectônicos com mobilização e acreção de arcos magmáticos em escala regional (Almeida 2000, Bahia & Quadros 2000, Klein *et al.* 2000a, b, Santos & Coutinho 2008).

As deformações mais antigas na PMT estão registradas na sua porção sudoeste. O primeiro evento gerou falhas de cavalgamento de rampas frontais de direção NNE-SSW, e também lineamentos de direção NW-SE, N-S e NE-SW. A característica deste evento é essencialmente compressiva, tendo ocorrido em regime dúctil a dúctil-rúptil, cuja idade foi estimada entre 2005 a 1997 Ma (Klein *et al.* 2002). Estas estruturas, no entanto, foram quase que completamente transpostas pelo evento deformacional seguinte, mas podem ser observadas

na foliação da sequência metavulcanossedimentar do Grupo Jacareacanga, no bandamento gnáissico das rochas do Complexo Cuiú-Cuiú (Almeida *et al.* 2001), e também no contato entre essas unidades, onde se tem zonas de cisalhamento contracionais oblíquas (Ferreira *et al.* 2000).

O segundo evento gerou as estruturas mais expressivas da PMT em escala regional, pelo desenvolvimento de zonas de cisalhamento essencialmente rúpteis de direções principais NW-SE e NNW-SSE. Este evento tem característica compressiva a transpressiva, inserido em um contexto de deformação progressiva de direção E-W com transporte tectônico para oeste (Santos & Coutinho 2008). A idade deste evento foi estimada entre 1970 e 1950 Ma (Klein *et al.* 2002), e destacou-se pela reorientação local, segundo NW-SE, de corpos do Complexo Cuiú-Cuiú e pelo controle da colocação de granitos da Suíte Creporizão.

O terceiro evento corresponde a zonas de cisalhamento dúctil-rúptil sub-horizontais de direção NNE-SSW, que ocorrem principalmente na porção oeste da PMT. Nas falhas e fraturas ocorrem veios de quartzo auríferos associados. A idade deste evento é estimada em cerca de 1900 Ma (Santos *et al.* 2004), que controlou a colocação dos tonalitos da Suíte Tropas e é registrado nas rochas da Formação Abacaxis. A deformação progressiva ocorrida nessa fase resultou na alteração e reativação das zonas de cisalhamento transcorrente rúptil NW-SE e WNW-ESE. Em torno de 1880 Ma, estas zonas controlaram a colocação de granitos pós-orogênicos da Suíte Parauari e rochas máficas da Suíte Ingarana (Vasquez *et al.* 2017).

Os extensos lineamentos de direção E-W e ENE-WSW, frequentes na porção centro-leste da PMT, refletem um evento rúptil de tectônica extensional mais jovem. Estas estruturas foram interpretadas por Santos (1999) e Santos & Coutinho (2008) como fraturas extensionais relacionadas ao cisalhamento NW-SE. Segundo estes autores, existe uma estreita relação espacial entre esse sistema de fraturas e as áreas de ocorrência dos plútons graníticos da suíte Maloquinha e das rochas vulcânicas do Grupo Iriri. As rochas básicas da Suíte Ingarana também são geralmente controladas por esse sistema de falhas extensionais. Da mesma forma, a reativação destas estruturas E-W controlou, provavelmente, a deposição da bacia sedimentar da Formação Coatá em cerca de 1850 Ma (Vasquez *et al.* no prelo), assim como a ascensão de magmas básicos da suíte Cachoeira Seca (Santos & Coutinho 2008).

Eventos deformacionais posteriores registrados na PMT produziram estruturas em regime eminentemente rúptil e/ou estão associados à reativação de grandes estruturas antigas, seccionando rochas paleozoicas, terciárias e cenozoicas, favorecendo a intrusão de diques máficos cambrianos (Klein *et al.* 2000a, b).

3.3. Aspectos metalogenéticos

Seguindo a premissa de que a PMT resultou de processos tectônicos de ambiente de margem continental ativa durante o Paleoproterozoico, diversas classificações genéticas para as mineralizações auríferas primárias têm sido apresentadas (p.ex. Robert 1996, Faraco *et al.* 1997, Coutinho *et al.* 2000, Santos *et al.* 2001, Klein *et al.* 2002 e Juliani *et al.* 2005, 2008).

Para Robert (1996, *apud* Coutinho 2008), as mineralizações se formaram em sistemas relacionados a intrusões, onde o ouro ocorre: i) *associado a veios de quartzo* com calcopirita, esfalerita e galena, com halos hidrotermais de sericita-pirita±feldspato potássico e clorita-epidoto-calcita, depósitos estes formados em níveis crustais rasos; ii) *disseminado ou associado a zonas de stockwork*, contendo sulfetos em depósitos do tipo pórfiro. O ouro disseminado estaria compreendido na região de cúpula das intrusões e o ouro associado a veios nas zonas periféricas. Este modelo possibilita a formação de depósitos de diversos estilos, como em veios epitermais, zonas de substituição de alta sulfetação, veios tipo adularia-sericita, disseminados em rochas fraturadas, em zonas de falhas e zonas de contato com o embasamento.

Faraco *et al.* (1997) identificaram associações das mineralizações com rochas hospedeiras diversas (vulcânicas, metassedimentares e graníticas), com base no tipo genético, morfologia, status e tamanho das ocorrências auríferas. As mineralizações primárias estariam associadas a *zonas de cisalhamento e veios de quartzo mesotermiais*.

A constatação da presença de adularia associada a veios de baixa profundidade em rochas subvulcânicas não deformadas ou metamorfizadas, levou Dreher *et al.* (1998) a sugerir a existência de depósitos auríferos do tipo *epitermal* na PMT. Para Martini (1998), o ouro ocorre associado a veios de quartzo, disseminado e *stockwork*, em um ambiente *epizonal a epitermal* mesoproterozoico, com halos hidrotermais de sericitização e silicificação e hospedado nas rochas das suítes Parauari e Maloquinha. Juliani *et al.* (2005, 2008) estudaram depósitos ligados a sistemas *epitermais de alta e baixa sulfetação* com alunita associada a brechas hidrotermais hospedadas em complexos vulcânicos riolíticos, que podem conter depósitos filoneanos de alto teor ou depósitos em faixas oxidadas relacionadas a zonas de *sílica cap*.

Coutinho *et al.* (2000) e Coutinho (2008) propuseram a classificação dos depósitos em mesozonais (*orogênicos*) e epizonais (*intrusion-related*). Os primeiros são caracterizados por processos hidrotermais de potassificação e sericitização, os fluidos mineralizantes são ricos em CO₂ e de média salinidade e os veios de quartzo são alojados sob condições rúpteis-dúcteis em profundidades de 4 a 7 km. Os últimos são marcados por veios de quartzo desenvolvidos em condições rúpteis, originários de fluidos aquosos e pobres em CO₂. Estes depósitos mais

rasos ocorrem predominantemente na porção leste da província, onde o sistema vulcanoplutônico encontra-se melhor preservado, enquanto os depósitos mais profundos predominam na porção centro-oeste, onde o forte nível erosivo os expõe e influencia na sua preservação. Lafon & Coutinho (2008) determinaram duas épocas de mineralização a partir de idades-modelo em sulfetos, em 1,96 Ga e 1,88 Ga. Adicionalmente, dados de isótopos de Ar e Pb obtidos por Juliani *et al.* (2005) e Silva Júnior *et al.* (2015) sustentam a existência do segundo evento, enquanto que o primeiro ainda carece de mais dados para sua comprovação.

A classificação de Santos *et al.* (2001) define quatro tipos de depósitos: i) orogênico hospedado em metaturbiditos, ii) orogênico hospedado em rochas de arco magmático, iii) associado a intrusões (*intrusion-related*) em sistemas de veios de quartzo, e iv) associado a intrusões do tipo *stockwork*. Segundo os autores, a provável fonte principal dos fluidos hidrotermais são rochas do Complexo Cuiú-Cuiú e das suítes Tropas e Parauari, mais do que as suítes Creporizão e Maloquinha. Por outro lado, o magmatismo Maloquinha/Iriri pode ter sido a fonte do calor necessária à circulação de fluidos. Os depósitos tipo *intrusion-related* estão hospedados nas suítes Parauari e Maloquinha, nas rochas vulcânicas do Grupo Iriri e em granitos da Suíte Creporizão. Os principais processos de alteração hidrotermal são a sericitização e feldspatização e, subordinadamente, epidotização e carbonatação. Utilizando isótopos de Pb e Ar, Santos *et al.* (*op.cit.*) obtiveram a idade de 1862 Ma para estes depósitos.

Klein *et al.* (2001) caracterizaram as principais regiões auríferas de acordo com a potencialidade mineral entre alta, moderada e baixa. Os depósitos primários foram relacionados com halos de alteração hidrotermal e são controlados por zonas de cisalhamento, principalmente àquelas alinhadas segundo o *trend* regional NW-SE. Essas zonas serviram como condutos dos fluidos mineralizantes, além de controlarem a geometria e a disposição dos granitos encaixantes (Martini 1998, Vasquez & Klein 2000). Klein *et al.* (2002) defendem que um evento mineralizador, concomitante à colocação dos granitos da Suíte Creporizão, ocorreu aproximadamente entre 1,97 e 1,95 Ga.

3.4. Características dos depósitos

A área sob estudo contempla numerosos depósitos magmático-hidrotermais de ouro associado a Ag, Cu, Pb, Zn, Bi e Mo, cujas mineralizações apresentam diversos tipos e estilos, que podem representar diferentes partes de um sistema mineral estruturalmente controlado. De maneira geral, os depósitos hospedados em corpos granitoides se associam a zonas de cisalhamento que se concentram na porção central da província e têm orientação ESE-WNW. Tais zonas são consideradas como o principal controle na distribuição de magmas, fluidos e

metais para a formação destes depósitos (Villas *et al.* 2013, Vasquez *et al.* 2016). Alguns depósitos se associam provavelmente com estruturas menores relacionadas à movimentação destas falhas principais (Santos & Coutinho 2008, McMahon 2011).

Dentre os depósitos estudados em maior detalhe nesta porção da PMT, são documentados aqueles interpretados como desenvolvidos em porções distais (Água Branca), proximais ou de cúpula, profundas (Batalha) ou rasas (Palito) do sistema mineralizante, cujas assinaturas isotópicas e geoquímicas indicam íntima relação com a colocação de corpos ígneos.

Na Tabela 1 estão sumarizados os dados metalogenéticos/estruturais de alguns dos principais prospectos (depósitos ou ocorrências) presentes na porção central da PMT, dentro do limite da área estudada, e que foram aqui considerados.

O principal tipo de mineralização ocorre em veios de quartzo, com *stockwork* e disseminações secundários, podendo também os três tipos ocorrerem no mesmo depósito (p.ex. São Jorge e Cantagalo). O ouro está sempre associado a sulfetos (principalmente pirita e calcopirita e, subordinadamente, esfalerita, galena e pirrotita), ocorrendo na forma de inclusões submicroscópicas ou alojado em microfraturas em pirita e quartzo (p.ex. Tocantinzinho, Batalha e São Jorge). Os depósitos possuem halos hidrotermais em geral bem desenvolvidos (São Jorge, Palito), com alteração fissural (Cuiú-Cuiú, Batalha), sendo as zonas de alteração sericítica as mais diretamente associadas à mineralização (Klein *et al.* 2002). Os corpos de minério ocorrem principalmente em estruturas como zonas de cisalhamento e têm forte correlação espacial com a colocação de diques máficos ao longo dessas estruturas, em zonas de contato.

Tabela 1. Resumo dos dados para os principais prospectos de ouro da porção central da PMT.

Ocorrência	Rocha hospedeira	Unidade geológica	Estilo da mineralização	Mineralogia do minério	Alteração hidrotermal	Associação geoquímica	Controle estrutural	Referências
Abacate	brecha qz-turmalinífera	Aruri	veios de qz		sil, tur		N80E/70SE	Almeida <i>et al.</i> (2000)
Água Branca	monzogranito, granodiorito	Creporizão	veios de qz	py, sph, cpy, gn, cb	sil, carb, sulf, ser, cl	Au (Ag, Pb, Zn, ±Cu-Fe-S-As)	88/125, 35/290, 65/315	Klein & Vasquez (2000), Souza (2009)
Asa Branca	monzogranito, granodiorito porfirítico	Maloquinha	veios de qz	?	sulf, epid	?	88/175, 88/125	Klein <i>et al.</i> (2001), Klein & Vasquez (2000)
Batalha	sienogranito porfirítico	Parauari, Maloquinha	<i>stockwork</i> , veios de qz	py, po, apy, cpy, gn, bn	ser, potas, alb, epid, sil, cl	Au (Cu, Pb, As)	70/315, 90/300	Almeida <i>et al.</i> (2000), Corrêa Silva <i>et al.</i> (2000), Juliani <i>et al.</i> (2002)
Boa Esperança	ignimbrito ácido hidrotermalizado	Comandante Arara	veios de qz	py	arg, ser, cl, sulf	?	220/75SW, 80/80SE	Klein <i>et al.</i> (2001)
Cantagalo	bt-monzogranito, metabasalto	Maloquinha, Tropas	veios de qz, <i>stockwork</i> , disseminações	py, cpy	sulf, lim, sil, kaol, arg, ser	Au (Cu)	85/060, 90/055, 80/350	Santos (1997), Almeida <i>et al.</i> (2000), Ferreira <i>et al.</i> (2000)
Cuiú-Cuiú/Central	granitoide	Creporizão, Cuiú-Cuiú, Parauari	veios de qz, brecha hidrotermal	py, cpy, bn	ser, cl, carb	Au (Cu)	75/075	Klein & Vasquez (2000), Araújo (2014)
Cuiú-Cuiú/Moreira Gomes	tonalito, granodiorito	Creporizão, Cuiú-Cuiú	<i>stockwork</i> , veios	py	ser, sulf, carb, cl, sil, epid	Au (Ag, Pb, Bi)	31/305, 10/341	McMahon (2011), Assunção & Klein (2014)
Carneirinho	monzogranito	Creporizão	<i>stockwork</i>	py	sulf, sil, ser, epid, potas	?	N80W/85NE, N15/85SE	Santos (1997), Klein <i>et al.</i> (2001)
Davi	qz-monzodiorito, gabro	Ingarana	veios de qz	py, cpy, apy, gn, sph, bn	ser, carb, sulf, epid, cl, potas	Au (Cu, Pb, Zn)	90/135, 90/305	Santos (1997), Almeida <i>et al.</i> (2000)
Mamoal	andesito, dique máfico, álcali-granito	Maloquinha	disseminações em diques máficos	py, gn	sulf, potas	Au (Pb)	88/020	Santos (1997), Klein & Vasquez (2000)
Ouro Roxo	metandesito, tonalito, metagranodiorito	Tropas	disseminações, veios de py e qz-py	py, cpy, bis	ser, cl, carb	Au (Cu)	65/090, 35/095	Almeida <i>et al.</i> (2000), Ferreira <i>et al.</i> (2000), Veloso & Santos (2013)
Palito	monzogranito	Parauari	veios	py, cpy, sph, gn, po, bis, cv	ser, sulf, epid, cl, carb, potas	Au (Cu, Bi)	88/045	Klein & Vasquez (2000)
Pimenteiras	gnaisse	Tropas	veios	py	sulf	?	90/095	Ferreira <i>et al.</i> (2000)
São Chico	granodiorito	Parauari, Creporizão	veios	py, cpy, gn, sph, hem	ser, cl, sulf, epid, musc, kaol, sil	Au (Zn, Pb)	50/170, 88/170	Klein & Vasquez (2000)
São Domingos/Fofoca	granodiorito, monzogranito, qz-monzogranito	Creporizão, Cuiú-Cuiú	veios de qz-sulfeto, <i>stockwork</i>	py, apy, gn, cpy, bn	ser, sil, sulf, epid	Au (Cu, Bi, As)	88/165, 72/320	Klein & Vasquez (2000), Montgomery & Harvey (2010)
São Domingos/Tucano	granodiorito, monzogranito, qz-monzogranito	Creporizão	<i>stockwork</i> , veios de qz-sulfeto	py	ser, sil, sulf, epid	Au (Cu, Bi, As)	60/75NW	Klein & Vasquez (2000), Aurora Gold (2012)
São João	dacitos, riolitos	Comandante Arara	veios de qz	py, hem, gn, sph	epid, arg, sulf	Au, Mo	N45-65E, N30E/75SE	Vasquez <i>et al.</i> (2017)
São Jorge	leucogranito, monzogranito	São Jorge Novo	veios de qz, <i>stockwork</i> , disseminações,	py, cpy, sph, bis, gn	sulf, musc, cl, carb	Au (Cu, Zn, Pb, Bi)	80/160	Klein & Vasquez (2000), Borges (2010)
Sucuba	granodiorito	Parauari	veios de qz	py	sil, cl	Au (Cu, Pb)	EW	Vasquez <i>et al.</i> (2017)
Tocantinzinho	sienogranito, monzogranito	Creporizão	veios de qz, <i>stockwork</i>	py, cpy, gn, sph	mic, cl, ser, sil, carb	Au (Cu, Pb, Zn)	80/125, 80/345	Klein & Vasquez (2000), Villas <i>et al.</i> (2013)

Legenda: apy = arsenopirita; bis = bismutinita; bn = bornita; cb = carbonato; cpy = calcopirita; gn = galena; hem = hematita; po = pirrotita; py = pirita; qz = quartzo; sph = esfalerita; alb = albitização; arg = argilização; carb = carbonatação; cl = cloritização; epid = epidotização; kaol = caulinitização; lim = limonitização; mic = microclinitização; musc = muscovitização; potas = potassificação; ser = sericitização; sil = silicificação; sulf = sulfetação; tur = turmalinização.

A seguir serão apresentadas as características dos principais depósitos que ocorrem na porção central da PMT, dentro dos limites da área de estudo. Citam-se os depósitos Tocantinzinho, Palito, São Jorge, Água Branca, depósitos do campo mineralizado Cuiú-Cuiú e o depósito Ouro Roxo.

O depósito Tocantinzinho é considerado o maior depósito aurífero conhecido da PMT (Santiago 2012, Santiago *et al.* 2013, Villas *et al.* 2013, Queiroz & Villas 2015, Borgo *et al.* 2017). A mineralização está hospedada em monzogranitos de geometria alongada, condicionados por falhas de direção NW-SE. Estas rochas são cortadas por diques andesíticos, e sofreram alteração hidrotermal leve a moderada em estágios de microclinização, cloritização, sericitização, silicificação e carbonatação. Segundo Santiago *et al.* (2013), a sericitização foi responsável por transportar os fluidos com os metais de base e o ouro, possibilitando sua precipitação com o aumento de pH e da atividade de enxofre. O ouro ocorre disseminado em veios mais espessos que 1 cm, constituídos de quartzo, clorita, sulfeto e calcita (Juras *et al.* 2011) e são orientados 20-30° e 70-80° para NE, exibindo um estilo *stockwork* (Villas *et al.* 2013, Santiago *et al.* 2013). A pirita é o sulfeto predominante, com galena, calcopirita e esfalerita subordinadas. Concentrações de ouro de alto teor estão associadas a intervalos de veios de quartzo-galena-esfalerita-calcopirita pouco expressivos (Juras *et al.* 2011). Dados isotópicos indicam fonte de assinatura magmática, provavelmente mantélica, para os fluidos mineralizantes (Villas *et al.* 2013, Santiago *et al.* 2013), cuja origem não é relacionada à colocação do granito hospedeiro (Juras *et al.* 2011).

O depósito Palito está hospedado em um granito homônimo intrudido em granitos da Suíte Parauari. Misas (2010) caracterizou três tipos de alteração hidrotermal principais: potássica, propilitica e sericítica, além de alteração argílica a argílica avançada fissurais. A alteração está centrada no granito hospedeiro, sendo menos intensa nas encaixantes. A mineralização de ouro (com grandes concentrações de cobre associado) ocorre na zona de alteração sericítica, em veios de quartzo sulfetados e de sulfetos sob a forma disseminada. À medida que se afasta do granito hospedeiro, os veios mineralizados ficam menos espessos e com teores mais baixos de ouro, e as paragêneses de alteração e de minério são afetadas por uma zona de falha (Juliani *et al.* 2008).

O depósito São Jorge compreende enxames de veios de quartzo controlados por uma zona de cisalhamento de direção NW-SE que corta os granitos hospedeiros do plúton São Jorge Jovem. Borges *et al.* (2009) definiram duas associações minerais relacionadas aos processos hidrotermais responsáveis pela mineralização. A primeira é rica em clorita e albita, com sericita e biotita esparsas. A segunda é marcada por uma alteração fílica com carbonatação

associada, composta predominantemente por sericita, pirita e carbonato, sendo esta a zona mais ricamente mineralizada. Neste sistema, o ouro ocorre na forma livre (intersticial), incluso em pirita, calcopirita, quartzo hidrotermal e magnetita, ou alojado em fraturas na pirita, cuja gênese prevaleceu em condições oxidantes (Santos Júnior 2009, Borges 2010). Sotero *et al.* (2015) sugerem que a composição química do granito hospedeiro e os fluidos hidrotermais estão diretamente relacionados com a origem dos sulfetos ou a fonte dos metais (Fe, Cu e Zn).

O depósito Água Branca está hospedado em corpos graníticos de composições monzonítica, tonalítica, granodiorítica e monzogranítica, calcioalcalinos e metaluminosos de tendência potássica (Souza 2009). A mineralização aurífera está espacial e geneticamente relacionada com a alteração hidrotermal das rochas hospedeiras, caracterizada por sericitização e silicificação, com carbonatação e cloritização secundárias. Os teores mais altos de ouro estão nos veios de quartzo ricos em carbonato, galena e esfalerita, e teores mais baixos estão associados a disseminações em zonas venulares. O ouro ocorre na forma livre nos interstícios dos minerais de ganga, preenchendo fraturas em quartzo e sulfetos ou como inclusões globulares em pirita, sempre associado com galena (Souza 2009).

Os depósitos Central e Moreira Gomes estão inseridos no campo mineralizado Cuiú-Cuiú, uma região com grande concentração de prospectos auríferos na porção central da PMT. O principal controle dos depósitos e ocorrências auríferas é estrutural, onde os jazimentos estão dispostos entre falhas de orientação predominantemente WNW-ESE, com inflexões para E-W. No depósito Central os corpos de minério são tabulares, orientados segundo NW-SE, assumindo formas de (i) veios longitudinais em falhas, (ii) veios lenticulares do tipo *tension gashes*, (iii) veios preenchendo estruturas tipo *pull apart* e (iv) veios em sistema *stockwork* (Santos & Coutinho 2008). As mineralizações estão hospedadas em rochas do Complexo Cuiú-Cuiú e em granitoides das suítes Creporizão e Parauari, cortados por diques de composição andesítica, também mineralizados em menor teor (Assunção & Klein 2014). A alteração hidrotermal é intensa em porções proximais à mineralização, ocorrendo principalmente da forma fissural. A sericitização é o tipo de alteração predominante, com cloritização, sulfetação, silicificação e carbonatação menos abundantes (Araújo 2014). O ouro apresenta granulação muito fina e preenche fraturas na pirita, e mais raramente ocorre associado a galena. Araújo (2014) identificou teores de até 34% de Ag nas partículas de ouro.

A mineralização do garimpo Batalha (porção noroeste da área) está encaixada em monzogranito leucocrático a sienogranito calcioalcalino a subalcalino, interpretado por Juliani *et al.* (2002) como parte da granitogênese Parauari. A alteração hidrotermal associada aos maiores teores de ouro é caracterizada por sericitização, cuja assembleia mineral contém

quartzo, ametista, sericita, pirita, calcopirita, galena, fluorita, pirofilita, argilominerais e ouro. Foram observadas ainda zonas de forte metassomatismo sódico (albitização) e potássico, propilitização e silicificação.

O depósito Ouro Roxo consiste em um sistema hidrotermal de veios de quartzo sulfetados, hospedado em granitoides calcioalcalinos da Suíte Tropas (tonalitos e granodioritos com xenólitos de basalto e andesito) e controlado por uma zona de cisalhamento de direção N-S denominada Ouro Roxo-Cantagalo. O forte controle estrutural das mineralizações é evidenciado pelo alinhamento de diversos prospectos nesta direção, distribuídos principalmente a leste da principal zona de cisalhamento (Klein *et al.* 2001, Santos *et al.* 2001). A mineralização ocorre em veios de quartzo conjugados, lenticularizados e *boudinados*, contendo ouro na forma livre e incluso na pirita, que geralmente ocorre disseminada (Santos *et al.* 2001). Além da pirita, ocorrem calcopirita, esfalerita e bismutinita. Os halos de alteração hidrotermal são bem desenvolvidos e consistem principalmente de sericitização, seguida de silicificação, sulfetação, cloritização e carbonatação (Veloso *et al.* 2008). Segundo Veloso *et al.* (2013), os granitoides da Suíte Tropas foram afetados pela zona de cisalhamento, mas não tiveram participação na gênese dos depósitos, dados o hidrotermalismo e o cisalhamento terem sido provavelmente contemporâneos ao magmatismo Maloquinha.

Dadas as características da mineralização nos principais depósitos, é possível verificar a estreita relação entre a mineralização e a alteração hidrotermal associada a zonas de cisalhamento, principalmente a relacionada à zona de alteração sericítica, em que se encontram os maiores teores e concentrações de ouro. Assim, de acordo com Juliani *et al.* (2001, 2002), verifica-se que as mineralizações de ouro associadas à alteração hidrotermal são um importante metalotecto na PMT.

Muitos depósitos assemelham-se em suas características de ambiente de formação, estilo da mineralização, controle estrutural, alteração hidrotermal, bem como associação metálica e fluidos mineralizantes, como é o caso dos depósitos Batalha, Palito, São Jorge, depósitos do campo mineralizado Cuiú-Cuiú, Tocantinzinho e Água Branca. No entanto, no depósito São Jorge é documentada a presença de magnetita associada ao ouro (Borges 2010), mineral pouco relacionado à mineralização em outros depósitos.

De maneira resolutiva, as características mais comuns aos depósitos incluem:

- estão hospedados em plútons graníticos calcioalcalinos;
- são controlados por zonas de cisalhamento de direção principal NW-SE;
- são cortados por diques máficos (andesitos, diabásios).

4. Fundamentação Teórica

4.1. Sistemas minerais

A pesquisa envolvendo a identificação, caracterização e formação de depósitos minerais sempre esteve focada em critérios locais relacionados à mineralização, em escalas muito próximas aos depósitos, que geralmente têm dimensões restritas tanto em superfície como em profundidade (McCuaig & Hronsky 2014). A abordagem de **sistemas minerais** avalia a importância de inúmeros processos geológicos para a formação e preservação dos depósitos, em todas as escalas de observação (Wyborn *et al.* 1994, Knox-Robinson & Wyborn 1997, Hronsky & Groves 2008, Czarnota *et al.* 2010, McCuaig & Hronsky 2014). Um sistema mineral representa um conjunto de processos relacionados à mobilização química, ao transporte dos íons ligantes e metais, à concentração e à preservação do minério ao longo do tempo geológico (Hagemann *et al.* 2016).

Dada a complexidade que os variados sistemas minerais em diferentes ambientes tectônicos podem apresentar, alguns elementos críticos são elencados (p.ex. Hagemann & Cassidy 2000, Skirrow 2009, McCuaig & Hronsky 2014 e Huston *et al.* 2016), citando-se: a) a força motriz, fornecida por eventos tectônicos curtos e de alta energia; b) as áreas-fonte, enriquecidas por processos geoquímicos e tectônicos; c) os caminhos de fluidos, gerados por processos tectônicos, sedimentares, diagenéticos e estruturais; d) os mecanismos concentradores de fluidos em regiões favoráveis à deposição; e e) os processos e mecanismos tardios de enriquecimento, exumação e preservação de material mineralizado. Os processos relacionados à formação de depósitos podem ser influenciados por feições geológicas que se estendem por centenas ou milhares de quilômetros (p.ex. megaestruturas em cinturões orogênicos), e também por feições existentes apenas no campo de ocorrência do depósito e seus arredores (p.ex. halos de alteração hidrotermal, estruturação de veios).

Desta maneira, os elementos críticos podem se distribuir em três classes principais: a evolução geodinâmica, a arquitetura litosférica e a fertilidade, cuja conjunção resulta na possível formação dos depósitos (McCuaig & Hronsky 2014) (Figura 3). A evolução geodinâmica é ligada a eventos tectônicos episódicos que proporcionam fluxo de energia e matéria. A arquitetura litosférica reúne fatores litoestruturais que definem a área fonte, os caminhos de fluidos e seus processos geoquímicos condutores. Já a fertilidade representa mecanismos de focalização e captura de fluidos para deposição. Há ainda uma quarta classe, em que são considerados processos posteriores à formação do depósito, e que contribuem para o enriquecimento tardio, exposição e preservação do minério primário formado.

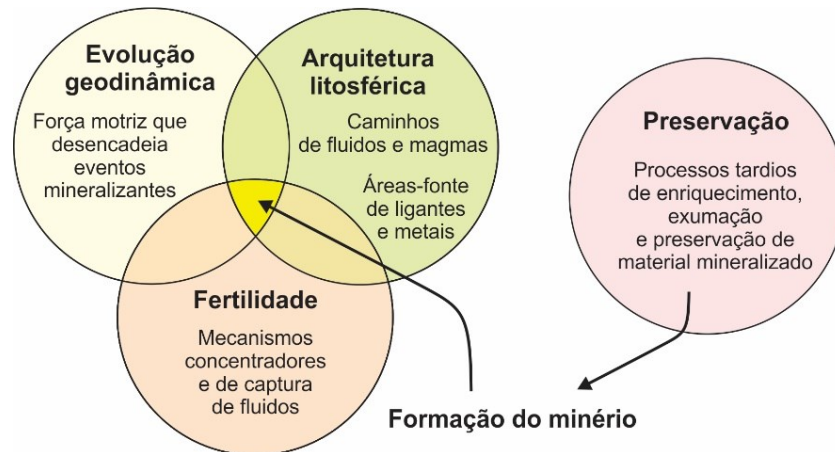


Figura 3. Organização dos elementos críticos de um sistema mineral. A interseção representa a conjunção das classes para a formação do minério. Modificado de [Hronsky & Groves \(2008\)](#) e [McCuaig & Hronsky \(2014\)](#).

Os sistemas minerais são classificados atualmente em três grandes grupos: a) ortomagmáticos, b) hidrotermais (incluindo os magmático-hidrotermais) e c) sedimentares ([Hagemann et al. 2016](#)). Os sistemas ortomagmáticos e os sedimentares foram previamente descritos e não serão aqui abordados.

Os sistemas magmático-hidrotermais reúnem uma gama de tipos de depósitos, associados espacialmente a alguma atividade magmática, contendo fluidos constituídos por pelo menos um componente de derivação magmática ([Giggenbach 1992](#), [Bogie et al. 2005](#)). Comumente estes sistemas são denominados *granite-related* ([Černý et al. 2005](#), [Skirrow et al. 2013](#)) e os principais tipos de depósitos incluem os do tipo Sn-W-F relacionados a granitos, Ta-Nb-Li-Be hospedados em pegmatitos, molibdênio pórfiro e os depósitos auríferos relacionados a intrusões ([Hagemann et al. 2016](#)). A seguir serão discutidos, em maior detalhe, os sistemas magmático-hidrotermais de mineralização aurífera relacionados a intrusões.

4.1.1. Sistemas auríferos relacionados a intrusões

A existência de sistemas auríferos associados a intrusões félsicas tem sido amplamente observada (p.ex. [Hart et al. 2001](#), [Baker et al. 2005](#) e [Jébrak & Marcoux 2015](#)). Este tipo de sistema origina-se da colocação de magmas em progressivo processo de cristalização na crosta, causando a exsolução de fluidos aquosos que interagem com as rochas intrudidas e podem se misturar com águas meteóricas. Estes fluidos hidrotermais atuam na alteração das rochas encaixantes e na deposição dos corpos de minério ([Pirajno 2009](#)), podendo ter maior potencial se derivados de magmas com altas taxas de solubilidade de enxofre e subsaturação de sulfetos/sulfatos ([Yang 2012](#)).

As assembleias metalogenéticas dos sistemas relacionados a intrusões são comumente polimetálicas calcófilas, em arranjos de veios (Cu–As±Au±Ag, Zn–Pb, Ag±Au, Au–Sb–As±Bi, Au–Bi–Te–Mo–W), de substituição (Au–As±Bi±W, Au–Bi–AsW±Mo), brechas em pipes (Au–Cu–Mo–W–Bi±Te±As), disseminados (Au–Mo–BiTe±W±As), hospedados em rochas sedimentares (Au–As–Sb±Hg) e sistemas de *greisen* e escarnitos (Sn–Fe, W–Bi±Au±Mo, Cu–Au). Os corpos intrusivos geralmente são reduzidos, com assembleias de arsenopirita, pirrotita e pirita, e ausência de minerais oxidados, como magnetita e hematita (Lang & Baker 2001).

No que concerne à ambiência tectônica, estes sistemas são associados a orogênias acrescionárias a colisionais relacionadas à subducção (Goldfarb *et al.* 2000), em ambientes mais distais das margens convergentes ativas (Thompson *et al.* 1999), ou ainda, associados a ambientes tectônicos variáveis, tanto temporal quanto espacialmente (Flanigan *et al.* 2000). Os corpos intrusivos são sin- a pós-colisionais de rápida colocação e resfriamento (Lang & Baker 2001), variando em composição entre granitoides peraluminosos de origem crustal, granitoides calcioalcalinos de alto K, granitos híbridos (de origem crustal e mantélica), e granitoides tipo-A predominantemente de fonte mantélica. Estes últimos são comumente seguidos por basaltos alcalinos em ambientes de rifte ou extensional, indicando uma importante mudança nos estágios finais da evolução geodinâmica de um orógeno colisional (Pirajno 2009).

A colocação dos granitoides na crosta e sua relação intrusiva nas rochas encaixantes geram uma gama de ambientes propícios à deposição de minério. Com base na posição dos depósitos em relação ao centro da intrusão, Hart *et al.* (2000) classificaram os depósitos em i) hospedados na intrusão, ii) proximais e iii) distais, revelando diversos estilos de mineralização e variações geoquímicas associadas a sistemas relacionados a intrusões (Figura 4). Depósitos hospedados na intrusão são caracterizados por uma assembleia mineral de Au–Bi±Te±As±Mo±W. Depósitos proximais estão hospedados em rochas adjacentes, dentro da influência das auréolas de contato. Depósitos distais ficam além destes limites, onde são comuns veios auríferos de quartzo e sulfeto mesotermiais a epitermais em falhas subverticais, com frequente associação de Au–As–Sb±Hg.

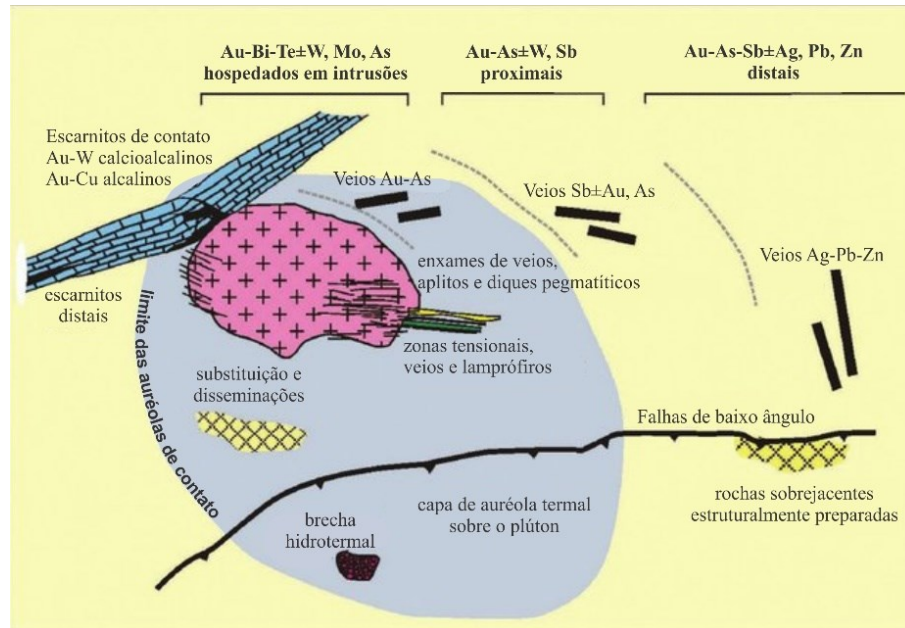


Figura 4. Modelo de sistemas minerais magnético-hidrotermais, com a posição relativa dos principais tipos de depósitos e a distribuição das principais commodities. Skirrow *et al.* (2013), modificado de Hart *et al.* (2000).

Os depósitos hospedados na intrusão e proximais têm alteração pouco pervasiva, com assembleias feldspáticas, sericíticas, silicáticas, de *greisen*, calcissilicáticas e/ou argílica avançada, com ouro precipitando em estágios mais tardios de alteração sericítica (Maloof *et al.* 2001). Os depósitos proximais e distais são ricos em sulfetos, que ocorrem em veios tardios ou periféricos, contendo minerais ricos em Te e Bi, ouro nativo, ligas de ouro, sulfossais e sulfetos (Lang & Baker 2001).

A localização e a geometria dos depósitos são marcadas também pelo forte controle estrutural em escalas variadas, que canaliza o fluxo de fluidos para a formação do minério (Mair *et al.* 2000, O’Dea *et al.* 2000, Stephens *et al.* 2000). As feições mais características em escala regional são famílias de falhas, zonas de cisalhamento e estruturas relacionadas, predominantemente em ambiente de tensão rúptil. A colocação dos granitos geralmente impulsiona a reativação de estruturas regionais pré-existent, tornando a interação destas com o sistema importante (Lang & Baker 2001). Por exemplo, a presença de fluidos ricos em CO₂ percolando as estruturas, pode elevar a pressão e a temperatura do sistema, alterando as condições de tensão rúptil para condições comuns a regimes dúcteis (Wawrzyniec *et al.* 1999).

As características dos fluidos variam com a profundidade em que os depósitos são formados. De acordo com Pirajno (2009), em depósitos de maior profundidade, os fluidos são predominantemente ricos em CO₂, enquanto que em depósitos mais rasos, são comuns as salmouras supersaturadas a insaturadas em NaCl, a pressões menores que 1,5 kbar. Já em condições de alta pressão, tanto fluidos de depósitos distais como proximais são ricos em CH₄,

N_2 e H_2S , sugerindo uma forte relação entre a composição dos fluidos, a composição da rocha hospedeira e a pressão atuante (Lang & Baker 2001). Os fluidos são predominantemente magmáticos, podendo ter também contribuições de fluidos metamórficos e contribuições muito pequenas ou inexistentes de fluidos meteóricos (McCoy *et al.* 1997, Baker & Lang 1999, Goldfarb *et al.* 2000). Cabe ressaltar, no entanto, que águas meteóricas podem infiltrar no sistema e alterar consideravelmente os minerais de minério em regiões distais (Lynch *et al.* 1990, Zachariáš *et al.* 2001).

Uma relação espacial estreita é comumente observada entre os depósitos e margens de plútons graníticos, soleiras ou diques riolíticos subvulcânicos. A mineralização varia de estilo disseminado e greisen nas porções de cúpula das intrusões, a *skarns* e/ou *endoskarns* que ocorrem nas zonas de contato dos complexos de granito e riolito (Thompson & Newberry 2000, Lang *et al.* 2000).

5. Materiais e Métodos

Os materiais utilizados neste trabalho compreendem dados cartográficos e um acervo de dados aerogeofísicos, além do modelo digital de elevação da área.

5.1. Processamento dos dados

5.1.1. Gamaespectrometria

Os dados gamaespectrométricos que recobrem a área de estudo foram extraídos de três projetos aerogeofísicos contratados pelo Serviço Geológico do Brasil: (a) Itaituba (1082), (b) Província Aurífera do Tapajós – Fase 2 (1112) e (c) Rio Curuá (1130) (Figura 5). Os dados do projeto 1082 foram adquiridos entre julho de 2008 e setembro de 2009, e recobrem uma área de 51.967 km². O projeto 1112 foi adquirido entre abril e setembro de 2012 e consiste em 49.377 km² de área sobrevoada. O projeto 1130 foi levantado entre janeiro de 2014 e agosto de 2015 e compreende uma área de 80.050 km². As linhas de produção em todos os projetos têm direção N-S, espaçadas em 1.000 m (1112) e 500 m (1082 e 1130). As linhas de controle têm direção E-W, com espaçamento de 10.000 m. A altura fixada dos voos foi de 100 m (CPRM 2009, 2013, 2015).

Para a análise estatística e espacial, os três projetos foram integrados em um banco de dados único, com informações limitadas às coordenadas da área de estudo. As malhas das concentrações dos radioelementos foram interpoladas com o método de mínima curvatura (Briggs 1974) com células de 125 x 125 m.

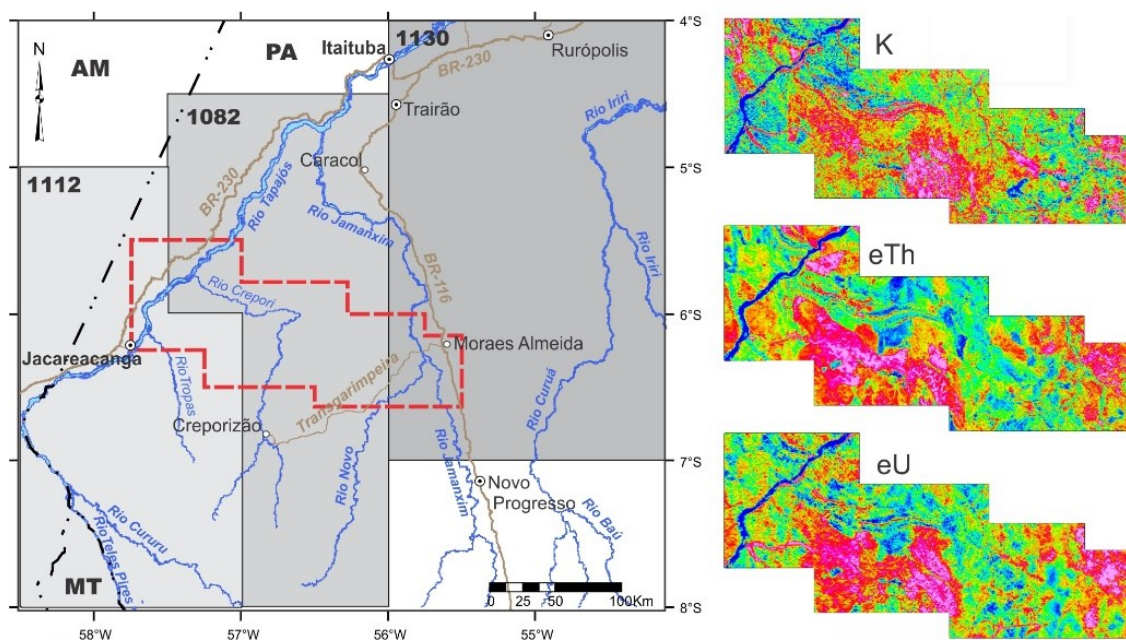


Figura 5. Localização dos levantamentos aerogeofísicos (gamaespectrométricos) e os produtos de interpolação dos dados de cada canal.

Uma etapa de verificação da consistência dos valores dentro do banco de dados dos aerolevantamentos na área estudada foi realizada com o objetivo de mitigar a presença de grandezas com comportamento físico inconsistente para uma fonte de radiação natural. Foram analisadas médias, valores mínimos e valores máximos de concentração do K, do eTh e do eU. Os valores negativos detectados nos canais de eTh e eU foram modificados. Os valores originais do canal de K mostraram-se coerentes e foram mantidos.

No canal do eTh, a maior incidência de valores negativos está em regiões de drenagens na sua proximidade, não impactando nas regiões de interesse. No canal do eU, os *pixels* com valores negativos são mais espalhados, não estando localizados apenas nas drenagens. A opção pela correção destes valores consistiu da adição de um valor constante (Figura 6), de modo que o valor mínimo de cada canal corresponda a 0,001.

A correção dos valores negativos é necessária no início do processamento, visto que nas etapas seguintes são utilizadas operações matemáticas de razão entre canais, tendo como principal denominador o canal do eTh, que funciona como normalizador dos dois outros canais, reduzindo a incidência de valores espúrios no processamento.

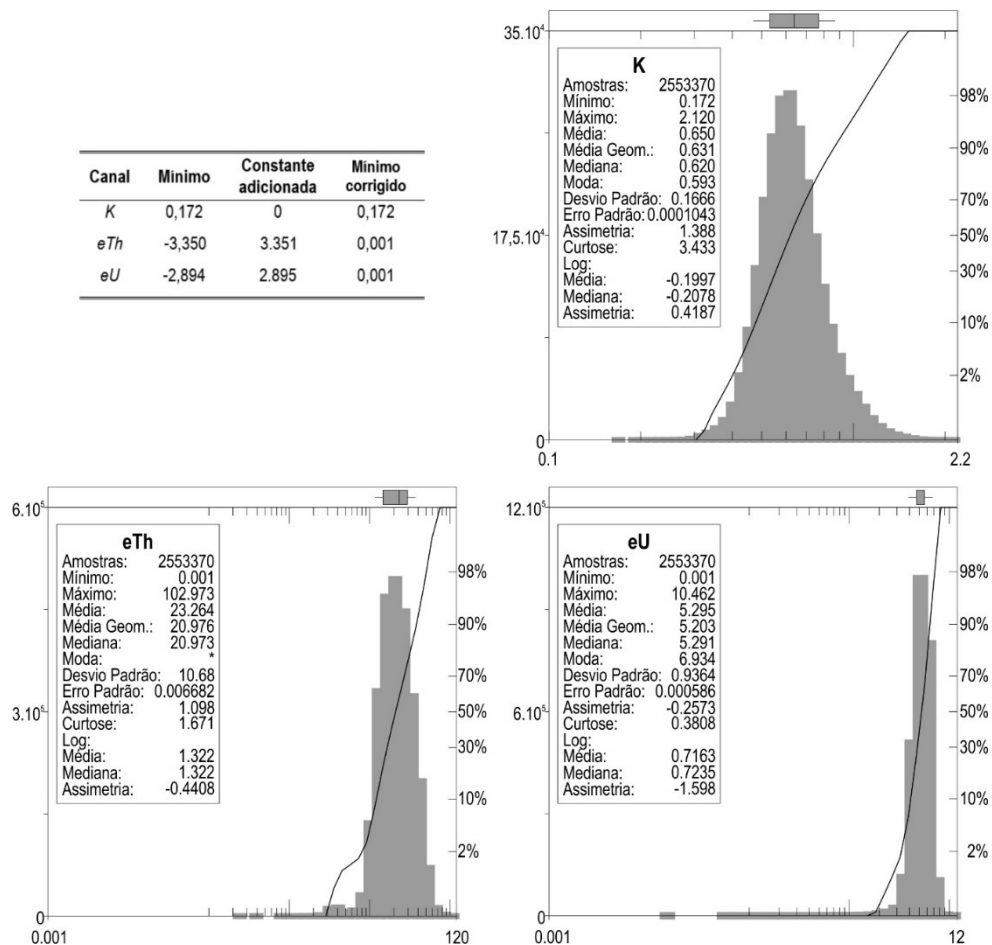


Figura 6. Valores de correção dos valores negativos nos canais gamaespectrométricos e os histogramas de distribuição lognormal, com seus respectivos parâmetros estatísticos após a correção dos valores negativos.

Com o objetivo de mapear zonas de alteração hidrotermal, diferenciando nos canais gamaespectrométricos zonas de enriquecimento de potássio de origem hidrotermal de zonas originalmente enriquecidas em potássio, foram calculados o parâmetro F, o potássio anômalo (Kd), o urânio anômalo (Ud) e a razão eTh/K. Estes parâmetros, analisados em conjunto, ajudam na identificação de zonas de alteração com importantes concentrações de K, tais como a alteração potássica e a fílica, associadas à presença de K-feldspato e/ou sericita/muscovita.

O parâmetro F (Efimov 1978 *apud* Gnojek & Přichystal 1985), obtido pela fórmula da Equação 1, destaca simultaneamente a abundância de potássio e de urânio em relação ao tório, sendo amplamente utilizado para distinguir zonas de alteração hidrotermal de áreas fortemente intemperizadas. No Brasil, este parâmetro foi primeiramente aplicado por Pascholati (1990) e Ferreira (1991).

$$F = \frac{K \times eU}{eTh} \quad \text{Eq. 1}$$

O potássio anômalo (Kd) e o urânio anômalo (Ud) foram propostos primeiramente por Saunders *et al.* (1987) na prospecção de petróleo, e Pires (1995) na prospecção mineral. O principal critério destes parâmetros é a normalização de K e eU por eTh, calculando-se seus valores ideais (Ki – Equação 2, Ui – Equação 4) e os desvios dos valores em relação aos ideais, configurando concentrações anômalas (Kd – Equação 3, Ud – Equação 5).

$$K_i = \left(\frac{\text{média de } K}{\text{média de } eTh} \right) \times eTh \quad \text{Eq. 2}$$

$$K_d = \frac{K - K_i}{K_i} \quad \text{Eq. 3}$$

$$U_i = \left(\frac{\text{média de } U}{\text{média de } eTh} \right) \times eTh \quad \text{Eq. 4}$$

$$U_d = \frac{U - U_i}{U_i} \quad \text{Eq. 5}$$

O cálculo dos valores ideais leva em consideração a média das concentrações em uma determinada área com características gamaespectrométricas bem definidas, pois em áreas heterogêneas o cálculo resulta em falsos realces. Por este motivo, faz-se necessária a classificação prévia de domínios gamaespectrométricos, onde cada domínio tem seus valores de Ki e Ui calculados individualmente.

Empregando o Kd e o Ud nos *greenstone belts* Crixás e Guarinos, no estado de Goiás, Pires (1995) eficientemente identificou zonas de alteração hidrotermal. Ainda, a aplicação destes parâmetros em conjunto com o parâmetro F foi experimentada por

Ferreira *et al.* (1998), Blum (1999), Carvalho (1999), Quadros (2000), Biondi *et al.* (2001), Cainzos (2001), Fornazzari Neto & Ferreira (2003), Ferreira *et al.* (2008), dentre outros.

A análise da relação eTh/K tem sido também amplamente empregada (p.ex. Barbuena *et al.* 2013, Campos *et al.* 2017), em razão do tório ter mobilidade muito baixa em relação ao potássio e ao urânio. O enriquecimento do tório geralmente não acompanha o do potássio nos processos de alteração hidrotermal, resultando em proporções anormalmente baixas de eTh/K em ambientes de depósitos magmático-hidrotermais, em relação às assinaturas litológicas normais, podendo essa correlação funcionar como um importante indicador exploratório (Galbraith & Saunders 1983). Esta característica evidenciada pela relação eTh/K ajuda a indicar mais precisamente a extensão da alteração, minimizando a influência da presença de intrusões félsicas naturalmente ricas em K, que podem mascarar a assinatura dos depósitos (Dickson & Scott 1997, Gunn 1998, entre outros).

5.1.2. Magnetometria

O conjunto de dados aeromagnetométricos utilizado foi composto pelos três projetos aerogeofísicos e com os parâmetros de aquisição citados anteriormente. Os dados foram reduzidos do IGRF – *International Geomagnetic Reference Field*, micronivelados e interpolados pelo método de mínima curvatura com células quadradas de 125 metros, resultando no mapa do Campo Magnético Anômalo (CMA). Este mapa, por sua vez, denota a presença de fontes magnéticas em variáveis níveis crustais, com contrastes tanto geométricos quanto de magnetização. A interpretação magnética destes dados originais é dificultada por fatores como a magnetização induzida e remanescente, que modificam a forma da anomalia magnética. Assim, são utilizados métodos de realce baseados em derivadas direcionais do campo magnético, a fim de filtrar e definir com maior precisão a resposta do sinal magnético.

Uma etapa do processamento da base de dados consistiu da aplicação do filtro de Redução ao Polo (RTP) (Baranov 1957). Esta técnica faz o recálculo dos dados do campo magnético total considerando a atuação do campo magnético induzido a uma inclinação de 90°. Assim, as anomalias magnéticas dipolares são transformadas em anomalias monopolares centralizadas diretamente sobre suas fontes, simplificando a interpretação dos dados. No entanto, este filtro apresenta certa instabilidade em baixas latitudes magnéticas, visto que os denominadores da equação do filtro se aproximam de zero nestes casos (p.ex. Li 2008). Bongiolo & Ferreira (2012) avaliaram a resposta do sinal magnético em modelos teóricos e em dados reais da região de Itaituba, geograficamente inserida no contexto da PMT. Segundo os autores, o filtro RTP possibilitou o posicionamento das anomalias próximo às suas fontes,

mesmo divergindo dos dados no polo, e as técnicas de realce aplicadas foram eficazes para a interpretação magnético-estrutural.

Com o intuito de analisar o comportamento anômalo do campo magnético e o desempenho dos métodos de realce na área de estudo, foi empregado neste trabalho o filtro RTP primeiramente em modelos teóricos 3D, conforme proposto por [Bongiolo \(2011\)](#) (Figura 7). Os prismas sintéticos foram gerados por meio do programa GRAV MAG PRISMA ([Bongiolo et al. 2013](#)), seguindo os parâmetros geométricos e magnéticos das Tabelas 2 e 3. Tais prismas representam corpos magnéticos em diferentes profundidades na crosta, cujas respostas magnéticas foram produzidas com posicionamento geográfico e reprodução das condições do campo magnético i) na área estudada, ii) na área estudada reduzido ao polo, e iii) no polo magnético terrestre.

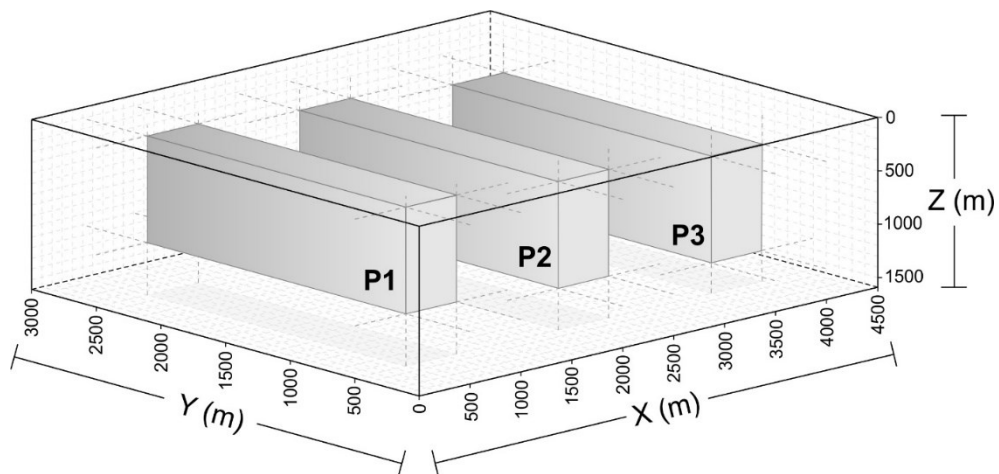


Figura 7. Modelo de prismas sintéticos em 3D (modificado de [Bongiolo 2011](#)).

Tabela 2. Parâmetros geométricos utilizados nos modelos teóricos 3D.

Prisma	P1	P2	P3
Largura (m)	500	500	500
Comprimento (m)	2000	2000	2000
Espessura (m)	1000	1000	1000
Coord. central X (m)	750	2250	3750
Coord. central Y (m)	1500	1500	1500
Profundidade do topo (m)	100	200	300

Tabela 3. Parâmetros magnéticos dos modelos teóricos 3D para a área estudada e para o polo.

Parâmetros	Tapajós	Polo
Latitude	06°07'21" S	85°00'00" N
Longitude	56°42'05" W	132°36'00" E
Declinação (D°)	-17.89°	0°
Inclinação (I°)	-3.04°	90°
Magnitude (nT)	25004	56973

Outra etapa de exploração dos dados magnéticos consistiu da aplicação de filtros de continuação ascendente ([Nettleton & Cannon 1962](#), [Gunn 1975](#)), a fim de atenuar os sinais de alta frequência espacial e minimizar a influência de fontes rasas, possibilitando a discriminação de possíveis domínios estruturais e a verificação da continuidade de estruturas em profundidade. A continuação ascendente simula a resposta do campo anômalo observado num plano acima daquele no qual os dados foram registrados.

Sobre os campos magnéticos continuados foram aplicados e testados diversos filtros de realce, tais como: a) Derivada Vertical (Dz – Evjen 1936, Blakely 1996) associada à imagem SRTM; b) Amplitude do Sinal Analítico (ASA – Nabighian 1972, 1974, Roest *et al.* 1992); c) Gradiente Horizontal Total (GHT, THDR – Cordell & Grauch 1985); d) Inclinação do Sinal Analítico (ISA, TDR – Miller & Singh 1994) e e) Inclinação do Sinal Analítico do Gradiente Horizontal Total (ISA-GHT, TAHG – Ferreira *et al.* 2013). Estes filtros melhoram as respostas dos dados magnéticos e delineiam de forma mais precisa anomalias sutis.

A primeira derivada vertical (1Dz) resulta de uma transformação linear do campo magnético anômalo, por meio da Transformada Rápida de Fourier, que converte um sinal do seu domínio original para uma representação no domínio da frequência e vice-versa. Este produto consiste em estimar a taxa de variação do CMA à medida que se distancia ou se aproxima verticalmente da fonte causadora da anomalia (Blakely 1996). Na prática, são realçadas as altas frequências do sinal analítico, eliminando os efeitos derivados de fontes profundas. Assim, a 1Dz auxilia na caracterização das posições espaciais relativas das fontes magnéticas e na demarcação de contatos, descontinuidades, zonas de cisalhamento e lineamentos importantes (Luiz & Silva 1995).

O filtro ASA é uma função relacionada às derivadas nas direções x , y e z do campo magnético, onde os picos são simétricos e ocorrem diretamente sobre as bordas de corpos largos e diretamente sobre o centro de corpos estreitos. As larguras medianas destes picos podem ser relacionadas com a profundidade de contatos magnéticos verticais (Gunn 1997). A função ASA pode ser expressa por um vetor adição de duas componentes reais nas direções x e y e uma componente imaginária na direção z , conforme a Equação 6 a seguir:

$$ASA_{(x,y)} = \left[\left(\frac{\partial M}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial M}{\partial y} \right)^2 + \left(\frac{\partial M}{\partial z} \right)^2 \right]^{1/2} \quad \text{Eq. 6}$$

onde M é a anomalia do campo potencial, $\partial M / \partial z$ é a primeira derivada vertical e $\partial M / \partial x$ e $\partial M / \partial y$ são as primeiras derivadas horizontais nas direções x e y . Com o processamento da ASA, ao invés da amplitude do sinal original, obtém-se uma melhor separação das anomalias resultantes de estruturas muito próximas entre si (Debeglia & Corpel 1997).

O filtro GHT (ou THDR, *Total Horizontal Derivative*) é o vetor resultante das combinações das derivadas horizontais nas direções x e y , conforme a Equação 7 a seguir:

$$GHT_{(x,y)} = \left[\left(\frac{\partial M}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial M}{\partial y} \right)^2 \right]^{1/2} \quad \text{Eq. 7}$$

De acordo com [Milligan & Gunn \(1997\)](#), o uso deste filtro resulta em transformação da inclinação (que ressalta os picos das anomalias localizados aproximadamente sobre as bordas de corpos espessos) e em realce de altas frequências (que proporciona um estreitamento destes picos para aumentar a definição das bordas dos corpos). O GHT, em geral, é utilizado para realçar os limites dos corpos e estruturas causadoras das principais anomalias, além de funcionar como um método de separação regional-residual.

O filtro ISA (ou TDR, *Total Derivative*) é definido pelo ângulo formado entre os vetores do sinal analítico imaginário e real de mesma ordem, traduzindo-se no quociente entre a Dz e o GHT. É expresso conforme a Equação 8 a seguir:

$$ISA = \frac{\partial M}{\partial z} / \left[\left(\frac{\partial M}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial M}{\partial y} \right)^2 \right]^{1/2} \quad \text{Eq. 8}$$

O principal objetivo, com o uso deste filtro, é detectar fontes de anomalias de campos potenciais e obter informações sobre suas extensões horizontais. Apresenta boa resposta tanto para fontes rasas, quanto profundas, sendo possível detectar a presença de fontes sutis em profundidade, principalmente em áreas fortemente magnetizadas. Os valores são positivos em posições sobre a fonte, zerados próximo às bordas e negativos externamente. A análise de ASA e ISA em conjunto torna a interpretação de continuidade das estruturas mais segura, uma vez que a interpretação isolada da ISA é passível de ambiguidades pela não distinção entre os sinais provenientes de estruturas geológicas e os de ruídos.

O método ISA-GHT (ou TAHG, *Tilt Angle of the Total Horizontal Derivative*) ([Ferreira et al. 2013](#)) é a aplicação da ISA aos dados derivados do GHT, associando os atributos de ambos os métodos. Tal filtro aumenta na mesma proporção os sinais nas bordas dos corpos, independentemente de sua profundidade. Logo, os altos gradientes são interpretados como lineamentos possivelmente associados a estruturas geológicas, sendo de grande auxílio no mapeamento de estruturas e alvos de exploração mineral por realçar feições pouco identificáveis pelos métodos anteriores. É expressa pela Equação 9 a seguir:

$$ISA_GHT = \tan^{-1} \frac{\partial GHT}{\partial z} / \left[\left(\frac{\partial GHT}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial GHT}{\partial y} \right)^2 \right]^{1/2} \quad \text{Eq. 9}$$

Para [Ferreira et al. \(2013\)](#), o método delinea mais precisamente os limites dos corpos, pois a ISA equaliza as amplitudes do GHT e, assim, realça simultaneamente as respostas de corpos posicionados em profundidades distintas.

5.1.3. Modelo Digital de Elevação

Nessa etapa foram utilizados dados do Modelo Digital de Elevação (MDE) da área, obtidos da Missão Topográfica Radar *Shuttle* (acrônimo em inglês SRTM), com resolução espacial de 30 metros. O relevo sombreado foi selecionado dentre os produtos derivados do MDE, pois possibilita uma percepção tridimensional de feições em uma imagem. Os mapas de relevo sombreado foram produzidos com azimutes de iluminação em 0° , 45° , 90° e 135° (Figura 8). Subsequentemente, foram sobrepostos em um mapa de iluminação multidirecional, a fim de minimizar as falsas tendências provenientes da iluminação artificial, que geralmente enfatiza as feições perpendiculares ao azimute. A ferramenta utilizada para tal procedimento foi o *hillshade* do software ESRI ArcGIS® (versão 10.6, 2019).

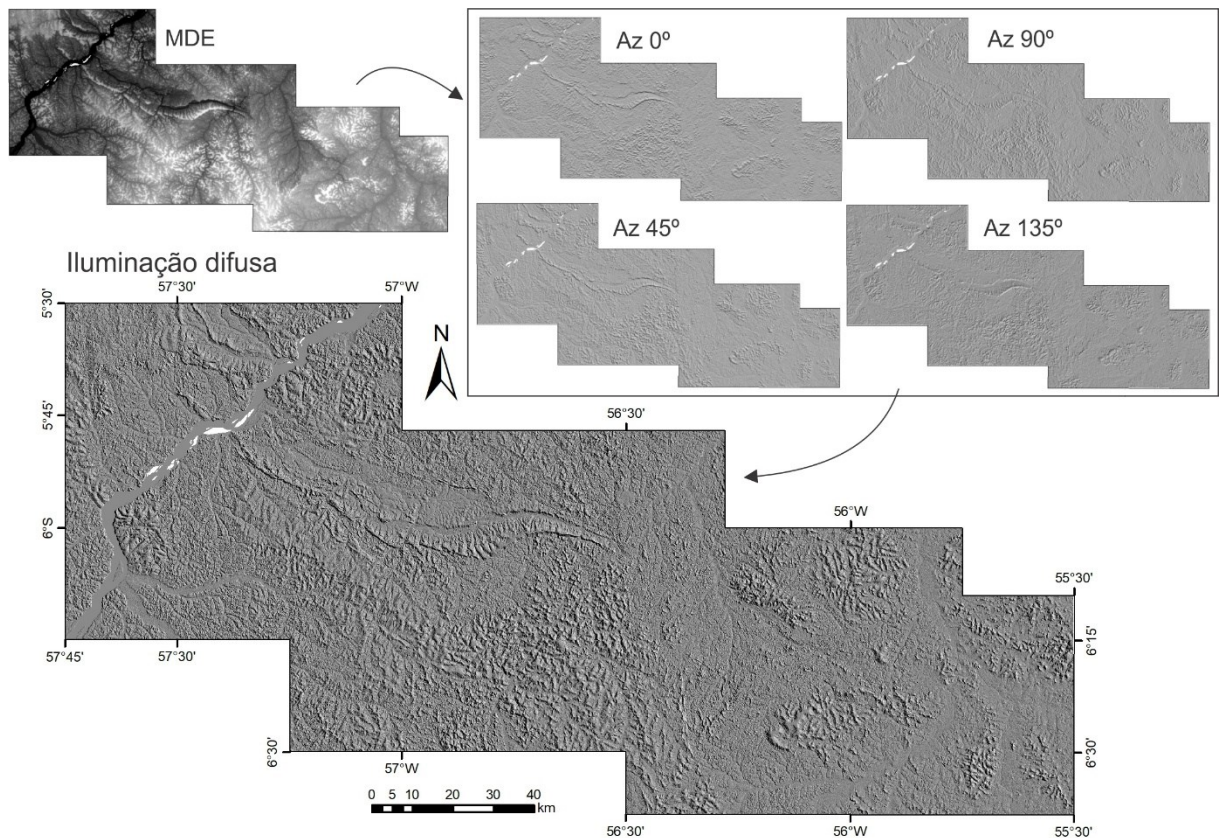


Figura 8. Geração de relevos sombreados em azimutes 0° , 45° , 90° e 135° a partir do MDE, e sua composição de iluminação difusa nos quatro azimutes, para realce das feições estruturais.

Este produto serviu como dado de entrada para a etapa de delineamento automático das feições lineares. Esta etapa foi realizada com o uso do algoritmo LINE, contido no módulo *Focus* do software Geomatica® (versão 12, 2019). A operação consiste na detecção de padrões lineares presentes nas imagens e sua conversão automática em segmentos vetoriais.

O algoritmo LINE é controlado por seis parâmetros (PCI Geomatica *user manual*, 2012) cujos valores são definidos pelo usuário, tais como:

- a) *Filter Radius* (RADI): distância máxima em que a informação é identificada como uma feição linear. Valores altos resultam em detecções suavizadas;
- b) *Edge Gradient Threshold* (GTHR): especifica os valores mínimos de um *pixel* de borda. Os *pixels* com valores acima do definido serão um elemento de borda;
- c) *Curve Length Threshold* (LTHR): estabelece o comprimento mínimo de curva para gerar uma feição. As curvas com o número de *pixels* maior que o indicado geram polilinhas que se ligam, formando um lineamento;
- d) *Line Fitting Error Threshold* (FTHR): especifica o erro máximo para uma linha sobrepor uma curva. Valores altos geram linhas mais longas e menos ajustadas;
- e) *Angular Difference Threshold* (ATHR): determina o ângulo máximo para que dois vetores sejam ligados;
- f) *Linking Distance Threshold* (DTHR): é a distância mínima para que dois vetores tenham suas extremidades conectadas.

Na Tabela 4 estão sumarizadas as etapas descritas por Salui (2018), que compõem o processo de automatização do algoritmo.

Tabela 4. Etapas da automatização de feições lineares pelo algoritmo LINE (conforme Salui 2018).

Etapa	Descrição
1. Detecção de bordas	<p>O algoritmo é aplicado para produzir uma imagem de força de borda, seguindo os passos abaixo:</p> <ol style="list-style-type: none"> a) A imagem de entrada é filtrada com uma função gaussiana, cujo raio é fornecido pelo parâmetro RADI; b) O gradiente é calculado a partir da imagem filtrada; c) Os <i>pixels</i> cujo gradiente não é o máximo local são suprimidos, definindo a força da borda para 0.
2. Limiarização	<p>A imagem da força de borda é calibrada de acordo com o limite para obter uma imagem binária. Cada <i>pixel</i> ativo da imagem binária representa um elemento de borda. O valor limite é definido pelo parâmetro GTHR.</p>
3. Extração de curvas	<p>As curvas são extraídas da imagem binária de bordas, seguindo os passos abaixo:</p> <ol style="list-style-type: none"> a) um algoritmo de afinamento é aplicado à imagem de borda binária para produzir curvas com a largura de um <i>pixel</i>; b) uma sequência de <i>pixels</i> para cada curva é extraída da imagem. Qualquer curva com um número de <i>pixels</i> menor que o valor do parâmetro LTHR é descartada do processamento posterior; c) uma curva de <i>pixel</i> extraída é convertida em vetor, ajustando segmentos de linha a ela. A polilinha resultante é uma aproximação da curva de <i>pixel</i> original, onde o erro de ajuste da distância entre as duas é especificado pelo parâmetro FTHR. d) o algoritmo vincula pares de polilinhas que estão voltadas uma para a outro e têm orientação semelhante (o ângulo entre os dois segmentos é especificado por ATHR), além de estarem próximas uma da outra (a distância máxima entre os pontos finais das polilinhas é definido por DTHR).

5.2. Métodos de análise espacial

Em um Sistema de Informação Geográfica (SIG), dados com atributos espaciais podem ser representados como modelo vetorial e/ou como modelo matricial (*raster*). No modelo vetorial, os objetos têm geometria pontual, linear ou poligonal, e são espacializados em um sistema de coordenadas bidimensional, com um conjunto de atributos representando cada vetor. No modelo *raster*, os objetos são grades regulares de células quadradas (*pixels*), distribuídos em linhas e colunas, onde cada *pixel* possui atributos de propriedades dos objetos (Carranza 2009). Com essa lógica, os objetos podem ter bordas e limites bem definidos (p.ex. unidades geológicas) ou não (p.ex. anomalias geoquímicas), demandando um modelamento estatístico para serem representados. As várias classes de informações espaciais geocientíficas podem ser assim representadas e eventualmente combinadas com diversas operações matemáticas e lógicas para conceber mapas de favorabilidade mineral (Bonham-Carter 1994).

O modelamento de favorabilidade mineral é um processo constituído de múltiplas etapas de realce de características mapeáveis que indicam os parâmetros críticos do sistema mineral estudado, combinando camadas de evidência que resultam na classificação de áreas alvo promissoras para explorações futuras (Bonham-Carter 1994, Carranza 2009). Tais áreas possivelmente hospedam zonas mineralizadas.

Dois vertentes principais permitem o mapeamento de favorabilidade mineral: i) a abordagem empírica, guiada pelos dados (*data-driven*) e ii) a abordagem conceitual, guiada pelo conhecimento (*knowledge-driven*). Há ainda métodos que combinam as duas abordagens (Bonham-Carter 1994, Carranza 2009). O modelo *data-driven* é baseado na relação espacial entre pontos de controle conhecidos e o conjunto de dados existente. O modelo *knowledge-driven* considera o conhecimento especializado humano a ser aplicado em um esquema matemático, sem a necessidade de pontos de controle.

Os métodos *data-driven* são mais efetivos em áreas em que o volume de dados é robusto e bem distribuído (p.ex. áreas de exploração *brownfield*), sendo mais difundidas técnicas como a regressão logística, pesos de evidência e redes neurais. Os métodos *knowledge-driven* são mais adequados a áreas com número limitado de depósitos minerais conhecidos disponíveis (p.ex. áreas de exploração *greenfield*), cujas técnicas mais utilizadas são a lógica *fuzzy*, a lógica booleana e *index overlay*. De maneira geral, cada um destes métodos pode ser pensado como uma função que combina os vários mapas de evidências para produzir um mapa de prospectividade (Bonham-Carter 1994).

Os métodos *data-driven* utilizados no mapeamento de favorabilidade mineral são baseados em modelos probabilísticos ou em um conjunto de técnicas denominado inteligência artificial ou aprendizado de máquina (*Machine Learning* – ML – Singer & Kouda 1996, Porwal *et al.* 2003, 2010, Rigol-Sanchez *et al.* 2003, Leite & Souza Filho 2009a, b, Lewkowski *et al.* 2010, Oh & Lee 2010, Prado *et al.* 2020), entre outros. Os algoritmos de ML têm se mostrado mais precisos em relação a modelos estatísticos, notadamente em situações com padrões espaciais complexos ou onde os conjuntos de dados de entrada têm distribuições estatísticas distintas (Brown *et al.* 2000, Harris *et al.* 2003, Zuo & Carranza 2011, Abedi *et al.* 2012, Piccini *et al.* 2012), identificando e delineando as relações complexas entre as ocorrências minerais e as características evidenciais (Brown *et al.* 2000).

Nas últimas décadas, um grande número de algoritmos de classificação de ML foi desenvolvido. Entre os modelos mais amplamente utilizados estão as *decision trees* (Breiman *et al.* 1984), redes neurais artificiais (Singer & Kouda 1996, Brown *et al.* 2000, Leite & Souza Filho 2009a, Rodriguez-Galiano *et al.* 2015, entre outros), *Support Vector Machines* (SVM) (p.ex. Porwal *et al.* 2010, Zuo & Carranza 2011, Abedi *et al.* 2012, Rodriguez-Galiano *et al.* 2015, Zhang *et al.* 2018, Prado *et al.* 2020) e *Random Forest* (RF) (Person *et al.* 2008, Rodriguez-Galiano *et al.* 2014, 2015, Carranza & Laborte 2015a, b, 2016, Hariharan *et al.* 2017, Radford *et al.* 2018).

Neste trabalho foram testados um método *knowledge-driven* (lógica *fuzzy*), um método *data-driven* probabilístico (pesos de evidências) e um algoritmo de ML (SVM).

5.2.1. Lógica Fuzzy

A lógica *fuzzy* ou lógica difusa (An *et al.* 1991, Bonham-Carter 1994, Brown *et al.* 2003, Souza Filho *et al.* 2007, Magalhães & Souza Filho 2012, Elliott *et al.* 2016) é uma ferramenta matemática que converte a probabilidade de uma característica relacionada aos processos investigados em uma série contínua de possibilidades. Os valores variam de 0 a 1, onde, quanto mais inteiramente uma evidência pertencer a um conjunto *fuzzy* favorável, mais próximo seu valor será de 1. O processamento compreende três principais estágios: (1) transformação dos dados evidenciais em uma escala *fuzzy* (fuzzificação), (2) integração de temas evidenciais com o auxílio de operadores apropriados de um conjunto *fuzzy*, e (3) reversão dos dados fuzzificados do mapa de favorabilidade mineral resultante (defuzzificação), para sua interpretação e validação (Carranza 2009).

Para o processo de fuzzificação, existem diversas opções de funções de pertinência *fuzzy*, que refletem o conhecimento do especialista em relação à intensidade com que a evidência pertence ao conjunto *fuzzy*. Essas funções são utilizadas para a indicação de valores altos e baixos, a partir de parâmetros de ponto médio (pertinência) e espalhamento. Na Tabela 5 estão descritos os atributos das funções utilizadas neste trabalho para o modelamento *fuzzy*.

Tabela 5. Funções de pertinência *fuzzy* e seus atributos (Tsoukalas & Uhrig 1997, Raines et al. 2010).

Função de pertinência	Descrição	Formulação
Catagórica	Cada classe definida recebe um valor de associação pelo especialista.	A associação é definida inserindo os valores, que são posteriormente multiplicados em uma tabela de reclassificação, resultando em valores entre 0 e 1.
<i>Small</i>	Função de formato sigmoide, onde os menores valores recebem maior valor de pertinência.	$\mu(x) = \frac{1}{1 + \left(\frac{x}{f_2}\right)^{f_1}}$, onde f_1 é o espalhamento e f_2 é o ponto médio.
<i>Large</i>	Função de formato sigmoide, onde os maiores valores recebem maior valor de pertinência.	$\mu(x) = \frac{1}{1 + \left(\frac{x}{f_2}\right)^{-f_1}}$, onde f_1 é o espalhamento e f_2 é o ponto médio.
<i>MSLarge</i>	Função de formato sigmoide, definida pela média e desvio padrão dos dados, em que os maiores valores recebem maior valor de pertinência.	$\mu(x) = 1 - \frac{bd}{x - am + bd}$ se $x > am$, senão, $\mu(x) = 0$, onde m = média, d = desvio padrão, b e a são multiplicadores fornecidos pelo usuário.

Após a definição das funções de pertinência para cada evidência, as operações podem ser usadas para combinar os valores de pertinência, integrando toda a informação em um único conjunto *fuzzy* de saída (Bonham-Carter 1994). Cinco operadores *fuzzy* são comumente utilizados: AND, OR, PRODUCT, SUM e GAMMA (γ), descritos na Tabela 6. Estes operadores são relevantes para o mapeamento de favorabilidade mineral, pois cada um ou uma combinação de qualquer um deles pode reproduzir um modelo conceitual dos processos geológicos envolvidos na formação do minério (Bonham-Carter 1994, Souza Filho et al. 2007, Carranza 2009).

A combinação dos temas de evidência com operadores *fuzzy* é feita de acordo com inferências sobre a correlação entre os processos e as características espaciais que indicam a presença de um depósito mineral. Em cada etapa, pelo menos dois temas evidenciais são combinados, formando uma série de regras lógicas que sequencialmente combinam temas de evidência *fuzzy*. A rede de inferência *fuzzy* deve refletir os processos geológicos envolvidos na formação dos depósitos minerais e quais características indicam a possível localização dos depósitos minerais (Bonham-Carter 1994).

Tabela 6. Operadores fuzzy e suas funções matemáticas (An et al. 1991, Bonham-Carter 1994).

Operador fuzzy	Descrição	Formulação
AND	Interseção lógica. O processo é controlado pelos menores valores de pertinência fuzzy, resultando em uma estimativa conservadora e tendendo a produzir valores pequenos.	$\mu_{Combinação} = \text{Min} (\mu_a, \mu_b, \mu_c \dots)$
OR	União lógica. A presença de qualquer uma das evidências é suficiente para inferir a presença do respectivo componente, tendendo a potencializar os valores da estimativa.	$\mu_{Combinação} = \text{Max} (\mu_a, \mu_b, \mu_c \dots)$
PRODUCT	Os valores resultantes tendem a ser pequenos devido ao efeito de multiplicação de vários números menores que 1. O resultado é sempre menor ou igual ao menor valor de pertinência contribuinte.	$\mu_{Combinação} = \prod_{i=1}^n (\mu_i)$
SUM	Apropriado para a combinação evidências complementares, implicando que todas as pontuações fuzzy em um local contribuem para o resultado, que é maior ou igual à maior pertinência fuzzy em todos os locais.	$\mu_{Combinação} = 1 - \prod_{i=1}^n (1 - \mu_i)$
GAMMA (γ)	Combinação dos operadores fuzzy PRODUCT e SUM. Permite uma mudança suave da contribuição dos vários componentes.	$\mu_{Combinação} = (\text{fuzzy sum})^\gamma \times (\text{fuzzy product})^{1-\gamma}$

5.2.2. Pesos de Evidências

A modelagem por Pesos de Evidências (*Weights of Evidence* – WofE) é uma técnica baseada nos dados (*data-driven*), onde os parâmetros do modelo prospectivo são estimados a partir de dados tratados estatisticamente. Os temas evidenciais previamente classificados são combinados pela relação de interação entre os parâmetros do modelo e os depósitos conhecidos. (Bonham-Carter 1994).

O principal fundamento desta técnica é o método Bayesiano (Bonham-Carter et al. 1988, Bonham-Carter 1994). A estatística bayesiana é aplicada, no caso de prospectividade mineral, pela avaliação das probabilidades medidas através de proporções entre as áreas dos mapas de evidência e as dos depósitos minerais conhecidos, representadas espacialmente por um pixel. Os principais conceitos envolvidos são as probabilidades *a priori* e *a posteriori*. A probabilidade *a priori* ($P\{D\}$) é a probabilidade prévia de existir um depósito em determinada área, definida pela razão entre uma área em análise ($N\{T\}$) e a quantidade de depósitos conhecidos dentro desta mesma área ($N\{D\}$). A chance de uma célula escolhida ao acaso conter um depósito é resultante desta razão $P\{D\} = N\{T\}/N\{D\}$. A probabilidade *a posteriori*, simplificada, é a probabilidade condicional ($P\{D|E_1 \cap E_2 \cap E_n \dots\}$) de ocorrência de um depósito à medida que são inseridos os temas de evidência ($E_1, E_2, E_n \dots$), conforme a Equação 10, a seguir:

$$P\{D|E_1 \cap E_2 \cap E_n \dots\} = P\{D\} \times \frac{P\{E_1|D\}}{P\{E_1\}} \times \frac{P\{E_2|D\}}{P\{E_2\}} \times \frac{P\{E_n|D\}}{P\{E_n\}} \dots \quad \text{Eq. 10}$$

O método bayesiano pressupõe a independência entre os eventos (independência condicional), e com isso a probabilidade de se encontrar novos jazimentos geralmente cresce com a inserção de novas informações e com o cálculo dos pesos.

O cálculo de peso para cada tema evidencial gera um par de ponderadores positivos ($W +$) e negativos ($W -$), que são os pesos da associação espacial, onde ($W +$) define a presença do padrão anômalo e ($W -$) a sua ausência, dependendo da medida de associação espacial entre o padrão e o tipo de mineralização em questão. Se a relação espacial entre o jazimento mineral e o padrão anômalo for elevada, o valor do peso ($W +$) será elevado. O contraste (C) = ($W +$) - ($W -$) representa o tamanho da associação espacial, ou seja, quanto maior a importância do padrão anômalo para definir a mineralização, maior será o valor do contraste (C) e melhor será a caracterização estatística dos principais metalotectos. Camadas de evidência que tenham relevantes pesos em relação aos depósitos podem ser combinados em um mapa de favorabilidade para a ocorrência desses depósitos no espaço.

5.2.3. Support Vector Machines (SVM)

A técnica SVM consiste em um conjunto de algoritmos baseados na teoria de aprendizagem estatística (Vapnik 1995). Este método tem sido aplicado nas últimas décadas no mapeamento de potencial mineral (Zuo & Carranza 2011), modelagem 3D de dados geológicos (Smirnoff *et al.* 2008), análise de dados geofísicos (Turlapaty *et al.* 2010), entre outros.

Este algoritmo pertence à abordagem denominada aprendizado supervisionado, em que o conjunto de vetores de dados utilizado tem rótulos de classe conhecidos, adquiridos por conhecimento *a priori*. O conjunto é utilizado como treinamento, onde cada vetor de dados apresenta feições únicas, nas quais a classificação é baseada. O SVM usa o conjunto de dados para projetar um hiperplano linear ideal, a fim de separar várias classes. Este hiperplano ideal otimiza a distância entre os dois pontos de amostra mais próximos. Os pontos de amostra no limite de distância maximizado são os vetores de suporte, e a seção do meio da distância é o hiperplano de classificação ideal (Figura 9).

Zuo & Carranza (2011) descrevem o método a partir de um problema de classificação binária. Supõe-se um conjunto de treinamento composto por l vetores de dados ($x_i \in R^n$, onde $i = 1, 2, \dots, n$ é o número de vetores de feições em amostras de treinamento). A classe à qual cada amostra pertence é chamada y_i , que é igual a 1 para uma classe e igual a -1 para a outra classe (ou seja, $y_i \in \{-1, 1\}$) (Huang *et al.* 2002). A separação linear entre as duas classes presume a existência dos hiperplanos de classificação, que satisfazem a Equação 11 a seguir (Kavzoglu & Colkesen 2009):

$$y_i(wx_i + b) \geq 1, \text{ sendo } i = 1, 2, \dots, n \quad \text{Eq. 11}$$

onde w e b são parâmetros da função de decisão de separação do hiperplano.

O hiperplano de classificação é determinado pela função de decisão (Eq. 12) abaixo:

$$f(x) = \text{sgn}(wx + b), \quad \text{Eq. 12}$$

onde sgn é uma função de sinal, que é definida como:

$$\text{sgn}(x) = \begin{cases} 1, & \text{se } x > 0 \\ 0, & \text{se } x = 0 \\ -1, & \text{se } x < 0 \end{cases} \quad \text{Eq. 13}$$

Os parâmetros w e b podem ser obtidos pela seguinte função de otimização:

$$\text{maximize } f(w, b) = \frac{1}{2} \|w\|^2 \quad \text{Eq. 14}$$

sujeito a $y_i((wx_i) + b) \geq 1$, sendo $i = 1, \dots, l$

Esta otimização é restrita e a solução para isto é a utilização de multiplicadores de Lagrange, conforme Equação 15 a seguir:

$$L(w, b, \alpha) = \frac{1}{2} \|w\|^2 - \sum_{i=1}^l \alpha_i (y_i((wx_i) + b) - 1) \quad \text{Eq. 15}$$

onde α_i é um multiplicador de Lagrange. Esta função é minimizada em relação a w e b e maximizada em relação a $\alpha_i > 0$. α_i é determinado pela seguinte função (Equação 16):

$$\text{maximize } \sum_{i=1}^l \alpha_i - \frac{1}{2} \sum_{i,j=1}^l \alpha_i \alpha_j y_i y_j (x_i x_j) \quad \text{Eq. 16}$$

sujeito a $\alpha_i > 0$, $i = 1, \dots, l$ e $\sum_{i=1}^l \alpha_i y_i = 0$

Assim, a regra de classificação, com base no hiperplano ideal, é determinada pela seguinte função de decisão (Equação 17):

$$f(x) = \text{sgn} \left(\sum_{i=1}^l y_i \alpha_i (x x_i) + b \right) \quad \text{Eq. 17}$$

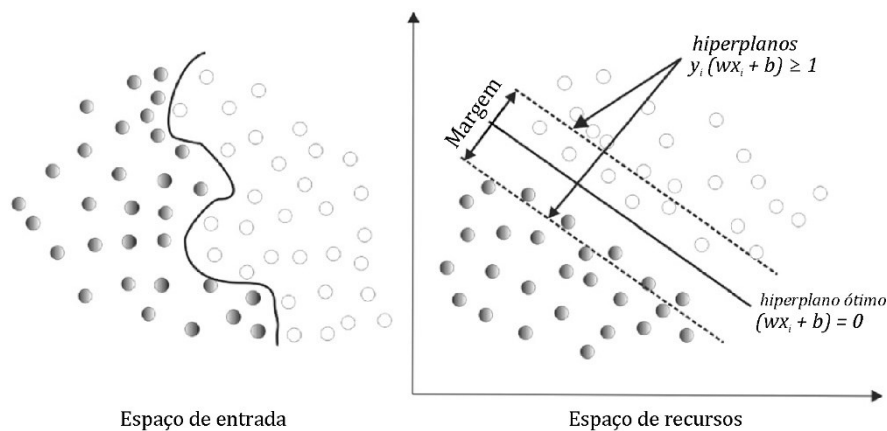


Figura 9. O espaço de dados de entrada e a determinação do hiperplano ideal para a classificação binária de um conjunto de dados linearmente separável (modificado de Zuo & Carranza 2011).

Em situações não lineares, a tarefa de descobrir o melhor separador é convertida em uma tarefa linear, transferindo (com o uso de diversas funções de kernel) os dados de entrada para um espaço de dimensão superior denominado espaço de recursos. Uma vez encontrado o classificador ideal, novos dados de teste podem ser inseridos e classificados pelo SVM treinado com base em suas características (Smirnoff *et al.* 2008).

5.2.4. Validação dos modelos

Para testar a eficiência dos modelos, os dados são testados por meio da curva *Receiver Operator Characteristic* (ROC) e da área sob esta curva (AUC, *Area Under the Curve*) (Chen & Wu 2015). A curva ROC apresenta a probabilidade de que áreas favoráveis e não favoráveis estejam corretamente classificadas, enquanto a AUC mede a precisão do mapa final, ou seja, mede a eficiência do modelo em classificar corretamente os pontos de treinamento (Mathew *et al.* 2007).

No modelo de pesos de evidências também analisa-se a razão e o teste de Independência Condicional (IC) (Agterberg & Cheng 2002), que visa garantir a independência condicional entre os dados. A estatística do teste é dada pelo número de depósitos conhecidos observados (n) dividido pelo número de depósitos previsto (T), conforme Equação 18 a seguir:

$$(T - n) / \text{desvio padrão de } T \quad \text{Eq. 18}$$

Este teste trabalha com a hipótese de que a diferença $T - n$ é nula. Valores altos indicam que a hipótese de condição de independência dos dados não foi atendida, ou seja, quanto menores forem os valores desta razão, melhor é o modelo (Agterberg & Cheng 2002).

5.3. Pontos de treinamento

Os depósitos de ouro primário na região como Palito, Tocantinzinho e São Jorge, Água Branca, Mamoal, São Chico, São Domingos e São João apresentam características similares e compatíveis ao sistema *intrusion-related*. Ao todo, 21 ocorrências de ouro foram selecionadas como locais de treinamento para testar os modelos de favorabilidade.

Para que os treinamentos e testes dos modelos sejam mais efetivamente testados é preferível a determinação de pontos caracterizados como não-depósitos. O conjunto de depósitos e não-depósitos deve ser representado como uma variável dicotômica e balanceada. Assim, foram utilizados os 21 pontos de depósitos, e gerados igualmente 21 pontos de não-

depósitos, seguindo determinados critérios de seleção, com o intuito de garantir que haja uma alta probabilidade de que os pontos assinalados não sejam locais de depósitos desconhecidos.

Os locais de não-depósito foram selecionados a distâncias além de 12 km de qualquer ponto de depósito conhecido. Isto se deve ao pressuposto de que os locais próximos aos depósitos minerais existentes são suscetíveis a ter assinaturas de dados espaciais multivariados semelhantes aos locais de depósito e, assim, impedirem a obtenção dos resultados desejados. Ademais, em contraste com os locais de depósitos, que tendem a se agrupar e, portanto, não são aleatórios, os locais de não-depósito devem ser selecionados de maneira randômica, e foram distribuídos espacialmente com uma distância mínima de 7 km entre si.

Embora a quantidade de depósitos minerais conhecidos seja consideravelmente pequena em relação às dimensões da área analisada, o balanceamento entre locais de depósitos e não-depósitos resulta no aumento da precisão da previsão, principalmente em classificadores baseados em ML, se comparado a conjuntos de treinamento e teste desbalanceados. [Carranza & Laborte \(2015b\)](#) demonstraram a aplicabilidade bem-sucedida de diversas ferramentas de modelamento de potencial mineral, inclusive métodos de ML que requerem muitos dados de treinamento, com a utilização de poucos pontos de depósitos (p.ex. [Agterberg & Cheng 2002](#), [Leite & Souza Filho 2009a, b](#), [Magalhães & Souza Filho 2012](#), [Carranza 2015](#)).

6. Resultados

6.1. Processamento e análise dos dados

6.1.1. Mapeamento de alteração hidrotermal por gamaespectrometria

O uso da gamaespectrometria para determinar a ocorrência de potássio em concentrações anômalas permite o mapeamento de zonas de alteração em uma ampla gama de situações geológicas. Muitos depósitos auríferos apresentam halos de alteração hidrotermal adjacentes às zonas mineralizadas, que constituem principalmente potassificação (sericitização, biotitização), silicificação, carbonatação e propilitização, podendo variar durante os processos magmáticos, hipogênicos e supergênicos (Shives *et al.* 1997). A presença de zonas de alteração hidrotermal pode ser identificada por meio de assinaturas gamaespectrométricas dos minerais presentes nestas zonas. Assim, o mapeamento sistemático de zonas de alteração hidrotermal pode auxiliar na indicação de áreas favoráveis para depósitos minerais (Pires 1995). O mapeamento sistemático foi iniciado com a geração de um mapa litogeofísico, em que se definem domínios gamaespectrométricos de assinaturas similares nos três canais. A fim de ampliar a análise dos dados radiométricos para além da estimativa visual e auxiliar na melhor definição dos domínios, foi feita uma reclassificação dos canais com base em seus parâmetros estatísticos (média e desvio padrão dos valores), gerando classes de concentrações baixas, médias e altas para cada canal.

Os dados interpolados de K, eTh e eU foram analisados quantitativamente, considerando os valores médios e o desvio padrão. Os limiares das classes foram definidos pela diferença entre a média e a metade do desvio padrão dos valores de cada canal, conforme mostrado na Tabela 7. O resultado desta reclassificação é exibido na Figura 10a.

Tabela 7. Parâmetros estatísticos de classificação das concentrações dos canais gamaespectrométricos.

	Parâmetros estatísticos	K (%)	eTh (ppm)	eU (ppm)
	Média (M)	0,324491	19,620647	2,358534
	Desvio Padrão (DP)	0,166002	10,636025	0,932671
Teor	Intervalo			
Baixo	$< M - \frac{1}{2} DP$	< 0,24	< 14,30	< 1,89
Médio	$> M - \frac{1}{2} DP$ e $< M + \frac{1}{2} DP$	0,24-0,41	14,30-24,94	1,89-2,83
Alto	$> M + \frac{1}{2} DP$	>0,41	>24,94	>2,83

Posteriormente, os três mapas foram combinados para compor um único mapa em que todos os níveis de concentrações são considerados. O resultado dessa combinação foi uma imagem contendo 27 classes de concentração (Figura 10b).

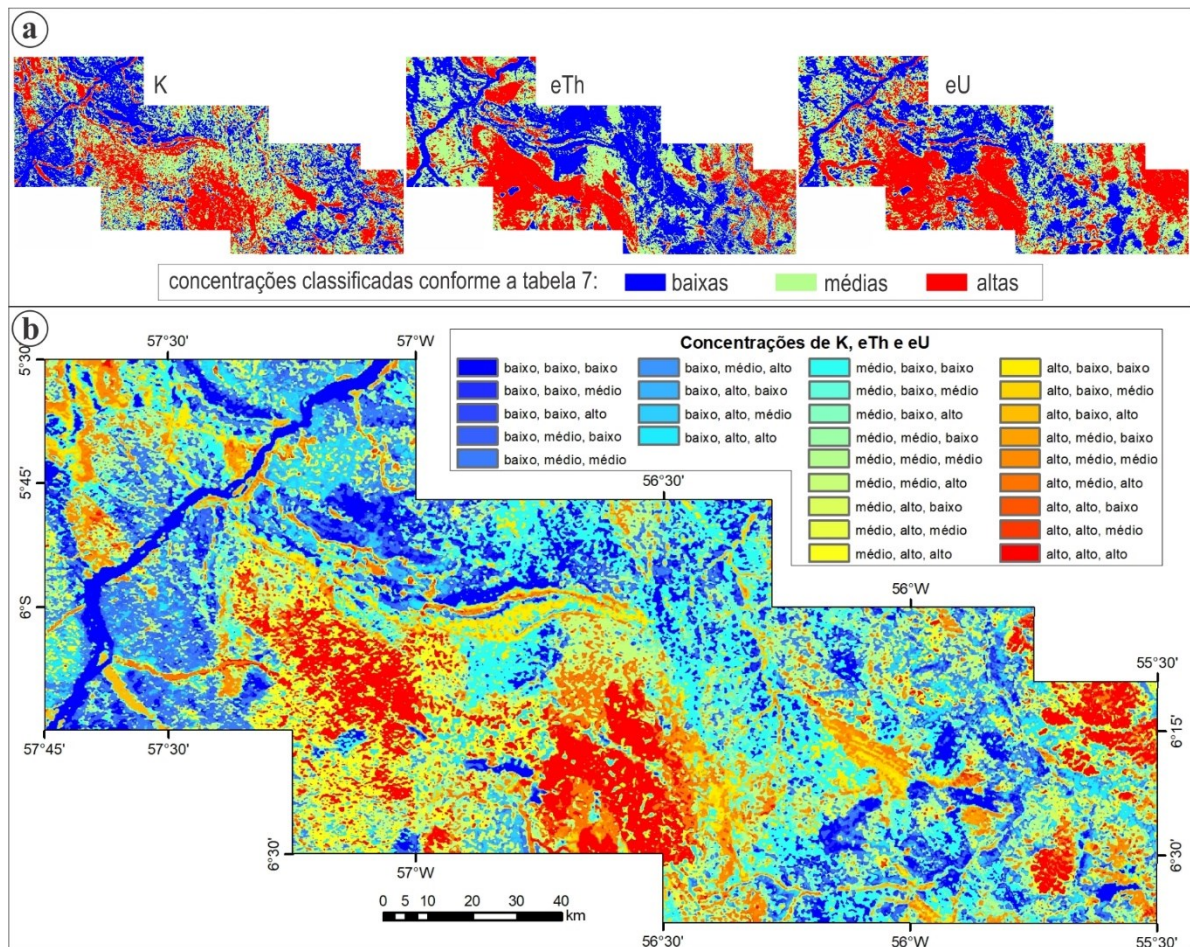


Figura 10. a) Classes de concentrações de K, eTh e eU; b) Mapa combinatório das classes de concentrações dos canais.

Este produto reflete, de maneira geral, as concentrações exibidas no mapa ternário RGB. No entanto, proporciona uma visualização mais clara dos diferentes níveis de concentrações dos radioelementos, em uma escala de cores mais restrita (27 cores), facilitando o melhor delineamento e proporcionando melhor separação entre regiões adjacentes e com assinaturas gamaespectrométricas visualmente similares. Ressalta-se que as classes, por si só, não definem os domínios gamaespectrométricos, mas sim auxiliam, em conjunto com o mapa ternário K/eTh/eU e o mapa geológico, na definição destes domínios.

A delimitação dos domínios gamaespectrométricos foi feita analisando-se o mapa de classes, em conjunto com o mapa ternário K/eTh/eU (em padrão de cores RGB) e as unidades geológicas mapeadas (Figura 11). A separação mostrou-se bastante dificultosa, pois em muitas porções da área estudada as respostas radiométricas não correspondem aos traçados das unidades litológicas mapeadas. Como exemplo, citam-se unidades litológicas adjacentes que em nada diferem em seu conteúdo radiométrico, bem como a presença de várias assinaturas gamaespectrométricas diferentes mapeadas em uma só unidade. Cada domínio individualizado representa uma resposta gamaespectrométrica característica.

Os domínios relacionados às intrusões graníticas foram bem delimitados, principalmente os corpos batolíticos das porções centro-sul e leste da área. Nas porções nordeste e noroeste, as rochas não apresentaram limites bem demarcados, possivelmente devido a variações composicionais sutis, variações faciológicas dentro de uma mesma unidade ou processos de lixiviação que acarretam na dispersão dos radioelementos. Áreas de coberturas detrito-lateríticas foram incluídas em domínios específicos. As regiões ao longo de drenagens, em dimensões mapeáveis na escala de trabalho, foram excluídas, pois modificam a resposta radiométrica das unidades em que estão inseridas.

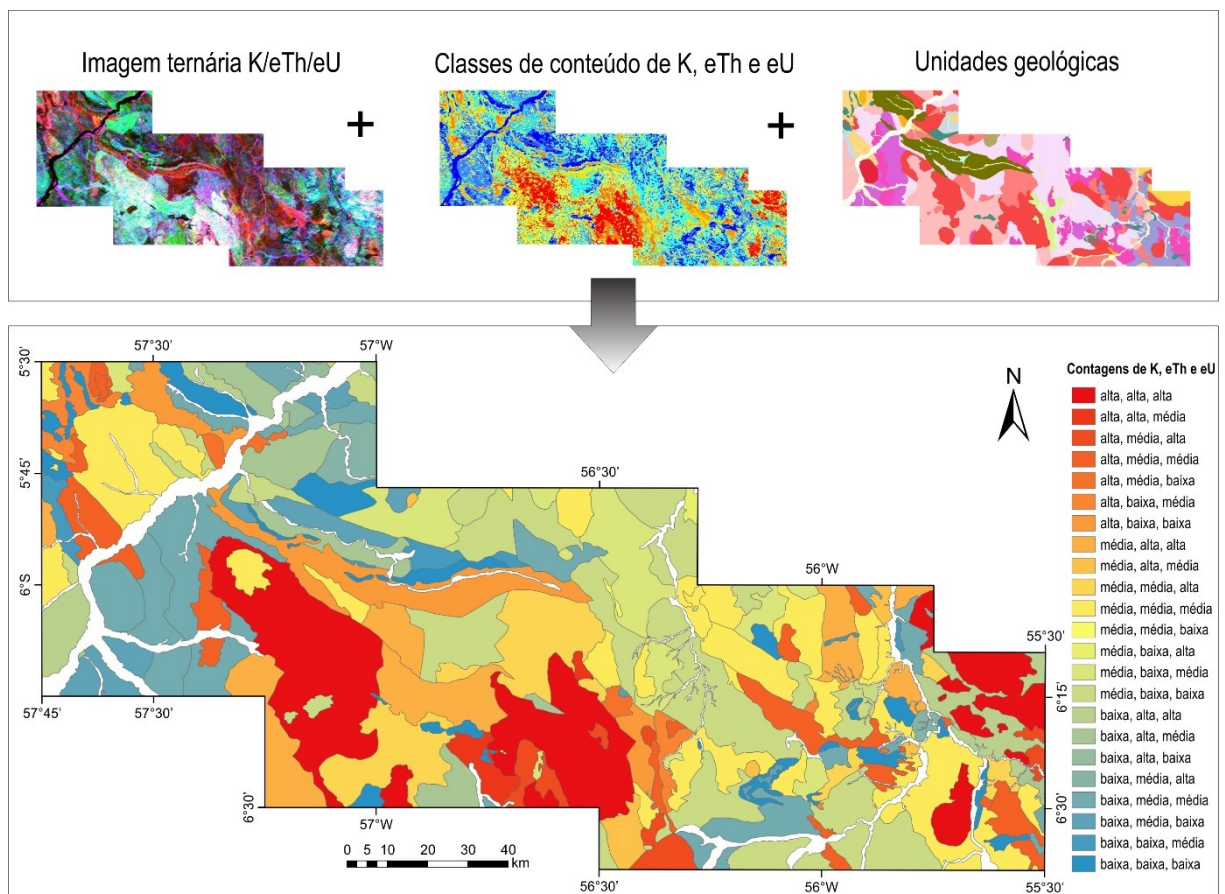


Figura 11. Mapa de domínios gamaespectrométricos, gerado a partir da análise da imagem ternária K/eTh/eU, do mapa de classes de conteúdo dos três canais e do mapa geológico.

Definidos os domínios gamaespectrométricos, cada um dos polígonos gerados na classificação foi processado individualmente, ou seja, os canais de K, eTh e eU foram restringidos à extensão de cada domínio gamaespectrométrico, necessário para o cálculo dos parâmetros indicadores de alteração hidrotermal em cada domínio. Isto se deve ao fato de que, nestes cálculos, o conjunto de dados estatísticos deve estar limitado a uma área de assinatura radiométrica regular, representando os limites de uma unidade geológica específica (Figura 12). Caso os cálculos não sejam feitos dessa forma, e com o rigor da delimitação dos domínios

gamaespectrométricos, os resultados podem ser falseados ou mascarados por unidades geológicas adjacentes nativamente ricas em K, por exemplo.

Seguindo essa premissa, foram calculados os parâmetros Fator F, Kd (e os valores ideais de $K - K_i$), Ud (e os valores ideais de $eU - U_i$) e a razão de canais eTh/K, utilizando os mapas restringidos dos canais para cada domínio.

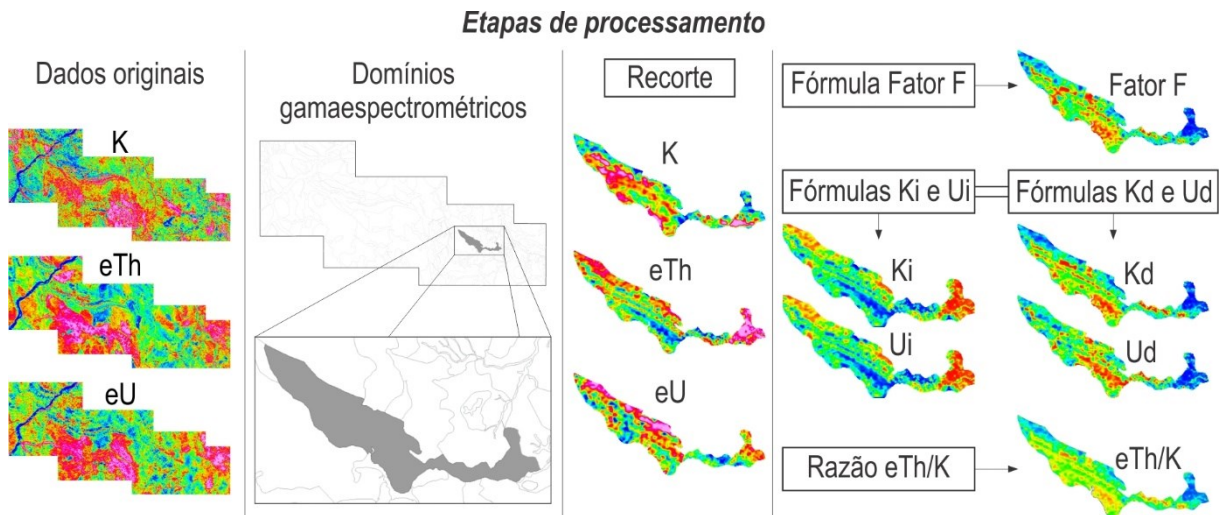


Figura 12. Etapas de processamento dos canais gamaespectrométricos e o cálculo dos parâmetros indicadores de alteração hidrotermal dentro dos domínios previamente definidos.

Ao final do processamento de todos os domínios, os fragmentos de informação sobre o conteúdo dos parâmetros foram integrados em mapas compostos dos resultados do Fator F (Figura 13a), de Kd (Figura 13b), Ud (Figura 13c) e eTh/K (Figura 13d) para a área estudada. A integração dos fragmentos se deu por meio da interpolação das regiões de borda dos domínios (método de sutura, Johnson *et al.* 1999), pois este método não altera os valores previamente calculados.

O mapa integrado da razão eTh/K teve seus valores invertidos (multiplicados pelo valor -1) a fim de que os menores valores da razão, que são conhecidamente os mais interessantes para o mapeamento de alteração hidrotermal, fossem ressaltados.

Os mapas dos quatro parâmetros produzidos foram utilizados para a composição de dois mapas ternários em escala de cores RGB: composição parâmetro F-Kd-Ud (Figura 13e) e parâmetro F-Kd-eTh/K (Figura 13f). O objetivo das composições foi analisar a coincidência entre os valores mais destacados de cada um dos parâmetros, além de comparar os resultados entre as duas composições, que se diferenciam pela substituição do Urânio anômalo pela razão eTh/K.

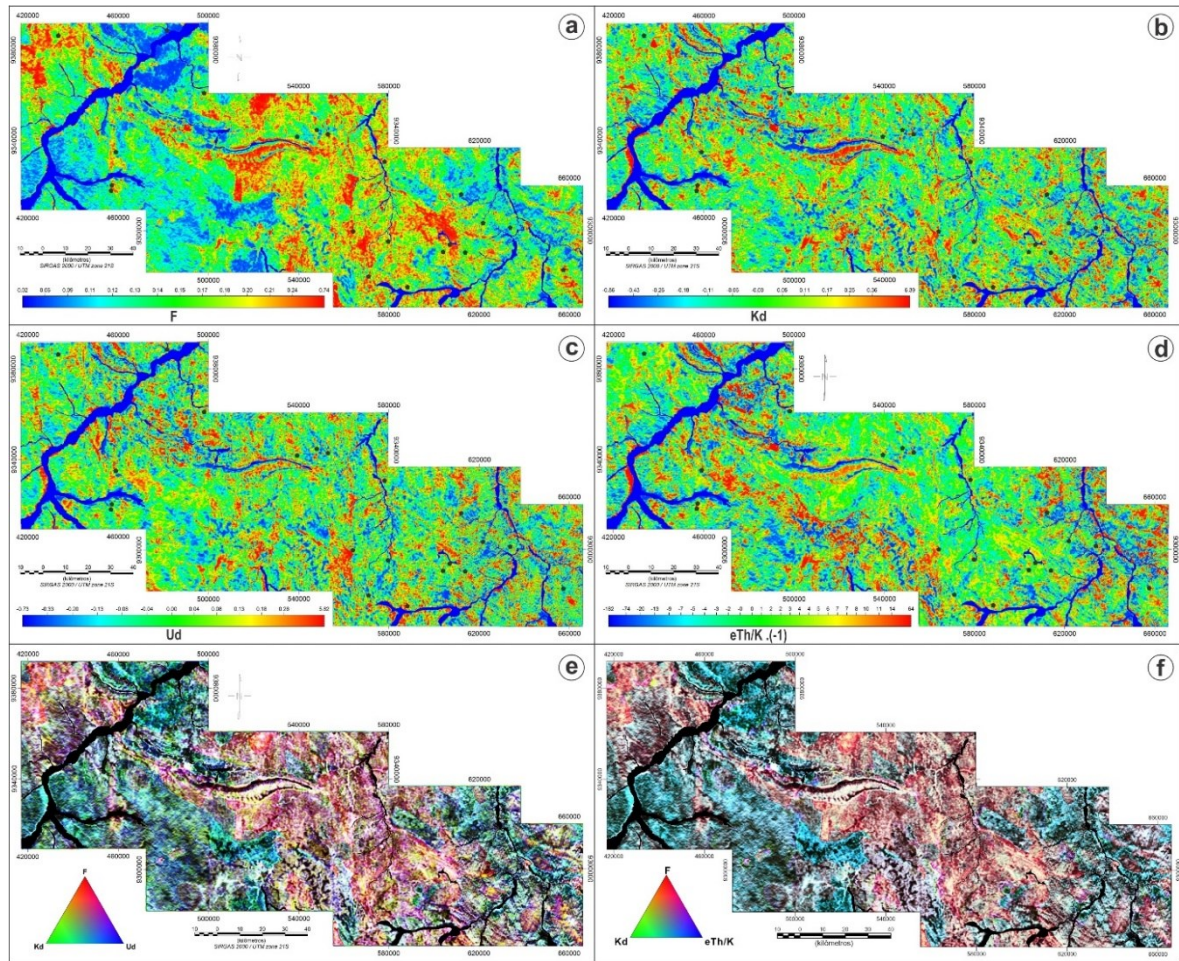


Figura 13. Mapas integrados dos parâmetros F (a), Kd (b), Ud (c) e eTh/K invertido (d) para a área estudada, e os mapas de composição ternária F - Kd - Ud (e) e F - Kd - eTh/K (f), que apresentaram diferenças muito sutis. Os pontos em preto indicam a localização dos depósitos conhecidos.

Cada um dos mapas dos parâmetros gerados e os mapas ternários produzidos foram analisados em regiões de depósitos e ocorrências menores, a fim de verificar a relação entre os mesmos e as zonas mineralizadas. As características analisadas permitiram definir um padrão de assinatura comum à maioria das principais ocorrências.

Verificou-se que as zonas mineralizadas conhecidas na região estão associadas a altos valores nos mapas do parâmetro F e Kd , indicando o enriquecimento do potássio na presença de alteração sericítica pervasiva. As respostas no mapa de Ud , embora tenham menor intensidade, são também positivas. Já no mapa da razão eTh/K , todos os sítios mineralizados apresentaram correlação direta com as menores razões do mapa. Isto corrobora com o comportamento de baixa mobilidade do tório em processos hidrotermais (Ostrovskiy 1975), acentuada pelo antagônico enriquecimento do potássio nestas zonas alteradas. Deste modo, zonas em que há a presença simultânea de elevados valores de F , Kd e Ud , em contraposição às mais baixas razões de eTh/K , foram identificadas como potencialmente detentoras de alteração hidrotermal. Alguns exemplos destas relações são apresentados na Figura 14.

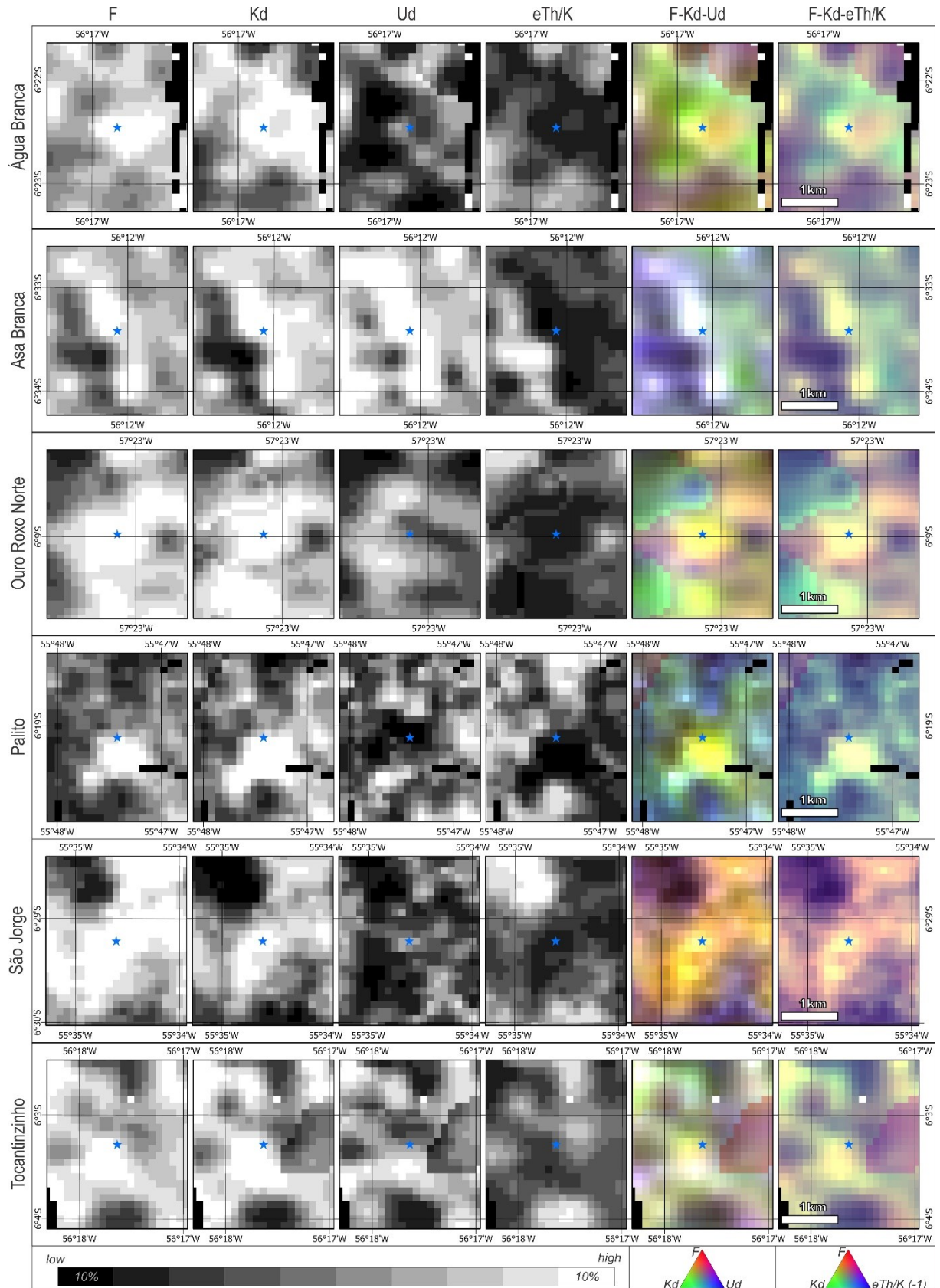


Figura 14. Identificação das respostas gamaespectrométricas dos produtos gerados (parâmetro F, Kd, Ud e razão eTh/K) em regiões mineralizadas, associadas à alteração hidrotermal. Comparativamente, são ilustradas as composições ternárias F-Kd-Ud e F-Kd-eTh/K invertido, cujas diferenças entre si são sutis. Os depósitos se caracterizam pela sobreposição de altos valores nas quatro variáveis. Os depósitos estão marcados com uma estrela azul. A escala de cor define valores baixos, médios e altos e é baseada na divisão em decis.

6.1.2. Interpretação de lineamentos magnéticos

Os modelos prismáticos e seus parâmetros magnéticos resultaram em um mapa do campo magnético anômalo (Figura 15a), interpolado com o *software* Oasis Montaj (GEOSOFT 2001). Em seguida, este mapa foi reduzido ao polo (Figura 15b) para ser comparado com os dados no polo magnético terrestre (Figura 15c). A partir destes três mapas, foram aplicados os seguintes métodos de realce: Amplitude do Sinal Analítico (ASA, Figura 15d, e, f), GHT (Figura 15g, h, i), ISA (Figura 15j, k, l) e ISA-GHT (Figura 15m, n, o).

Os resultados apresentados na Figura 15 demonstram que as técnicas de realce utilizadas não causaram um deslocamento significativo no posicionamento das anomalias, em comparação entre os prismas no campo anômalo e os mapas reduzidos ao polo.

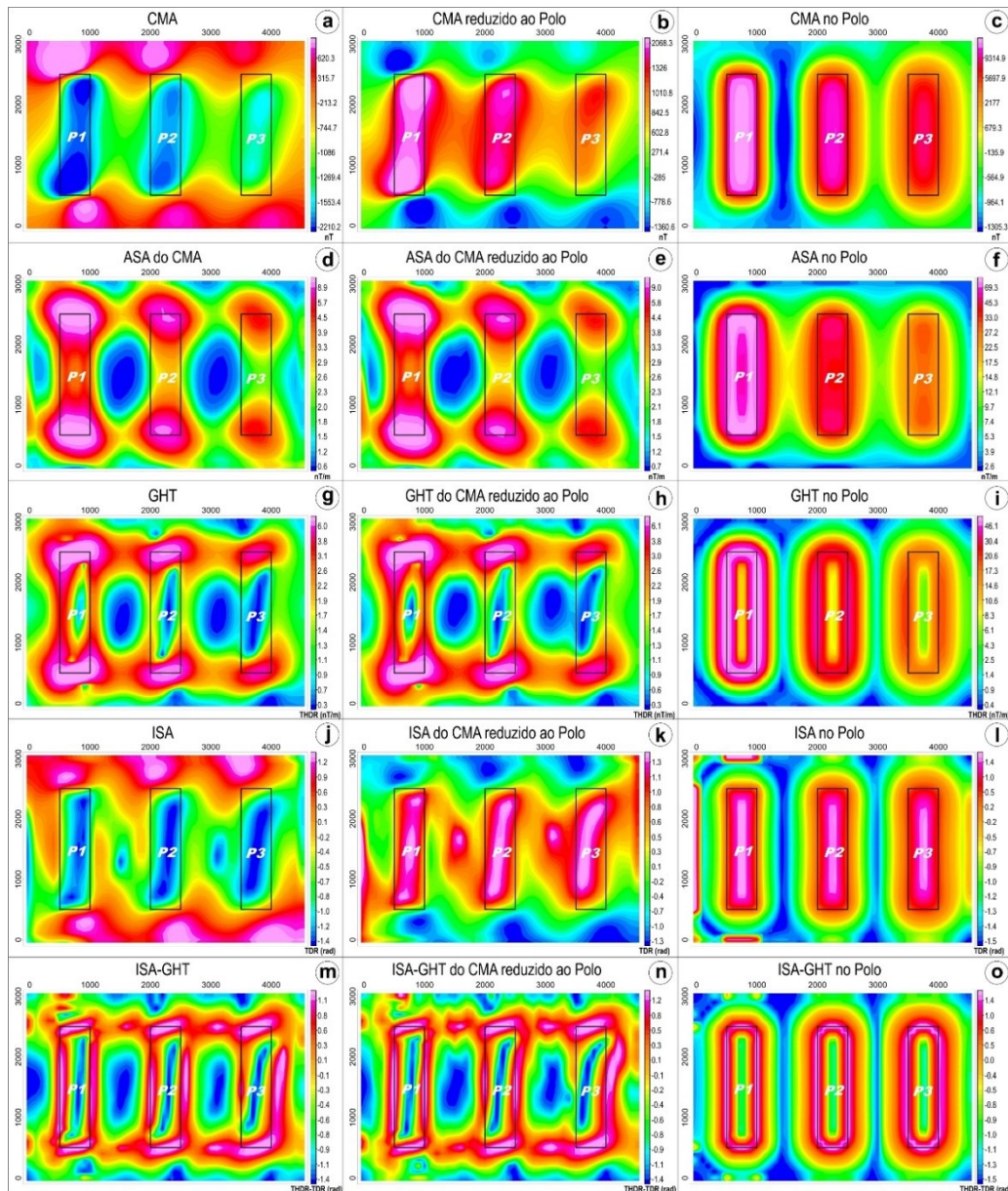


Figura 15. Modelos teóricos gerados e aplicação de filtros de realce de dados magnéticos. O mapa de ISA e, em parte, o mapa de ISA-GHT (reduzidos ao polo), são os que mais se assemelham aos respectivos mapas no polo.

Os dados magnéticos dos projetos que contemplam a área de estudo foram submetidos aos métodos e filtros de realce testados nos modelos sintéticos. Inicialmente, o mapa de anomalias magnéticas (Figura 16a) foi reduzido ao polo (Figura 16b). Neste mapa, no entanto, observou-se a presença de *trends* ou tendências artificiais, coincidentes com a direção da declinação magnética. Assim, fez-se necessária a supressão dessas tendências por meio da aplicação de um filtro cosseno direcional de domínio da frequência espacial em direção ao centro para 345 e grau 1 (Figura 16c). Este filtro isola e suaviza os comprimentos de onda apenas em uma direção determinada, num processo de decorrugação de tendências provenientes de artefatos.

Após o processo de decorrugação, e objetivando eliminar ruídos causados pela influência de fontes rasas, foi aplicado um filtro de continuação ascendente, com distâncias de 500 m (Figura 16d), 1.000 m (Figura 16e) e 2.000 m (Figura 16f), considerando nos valores a altura média de voo de 100 m.

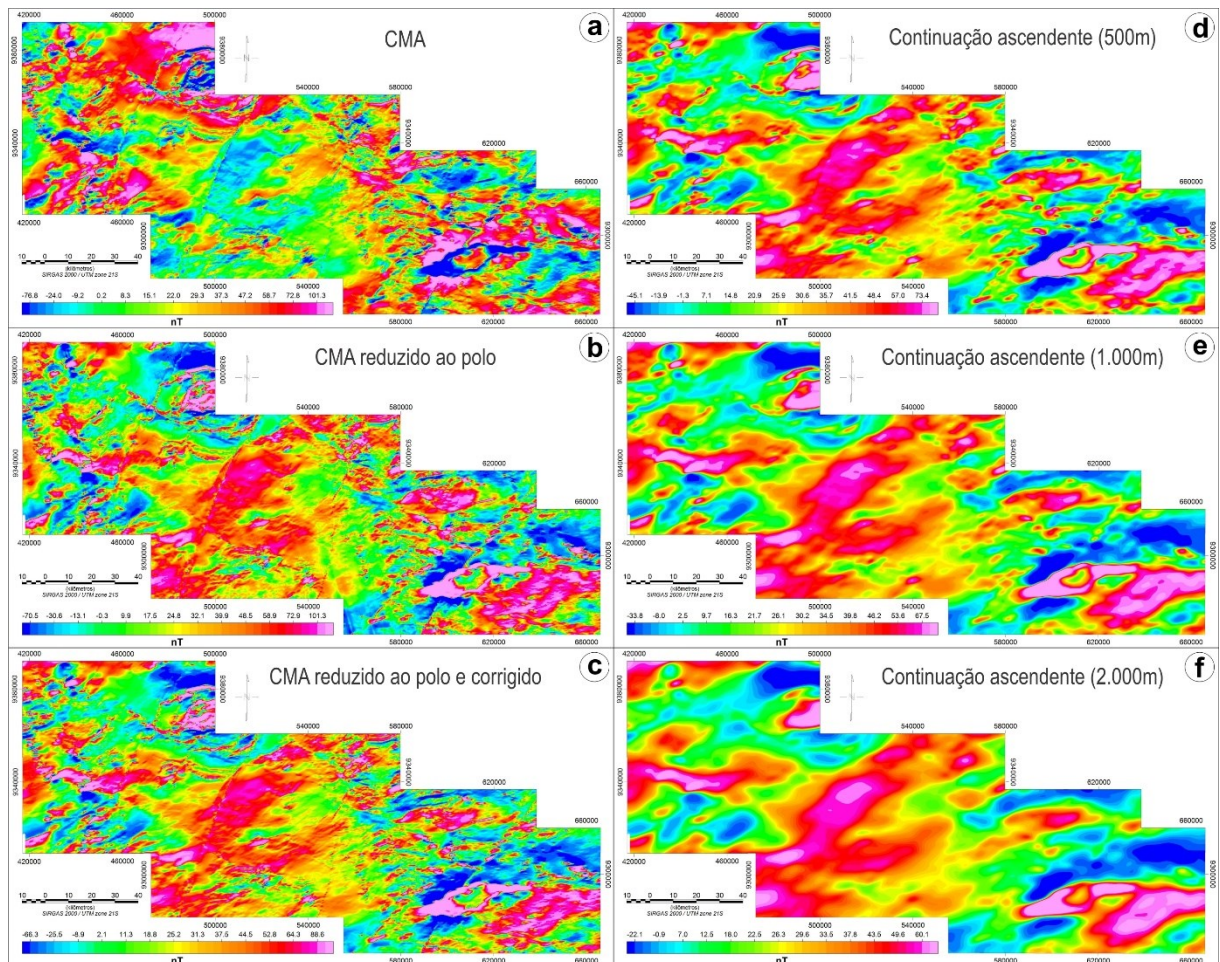


Figura 16. Produtos aeromagnetométricos na área de estudo: Campo Magnético Anômalo (a) reduzido ao polo (b) e após correção por meio de filtro cosseno direcional (c). Ao mapa de CMA reduzido ao polo e corrigido foram aplicadas continuações ascendentes para 500 m (d), 1.000 m (e) e 2.000 m (f).

O mapa continuado para 1.000 m foi selecionado para a aplicação dos seguintes realces: Amplitude do Sinal Analítico (ASA, Figura 17a), primeira derivada vertical (1Dz, Figura 17b), Gradiente Horizontal Total (GHT, Figura 17c), Inclinação do Sinal Analítico (ISA, Figura 17d) e Inclinação do Sinal Analítico do Gradiente Horizontal Total (ISA-GHT, Figura 17e), a fim de auxiliar na definição de feições magnéticas lineares que reflitam o arcabouço estrutural da região.

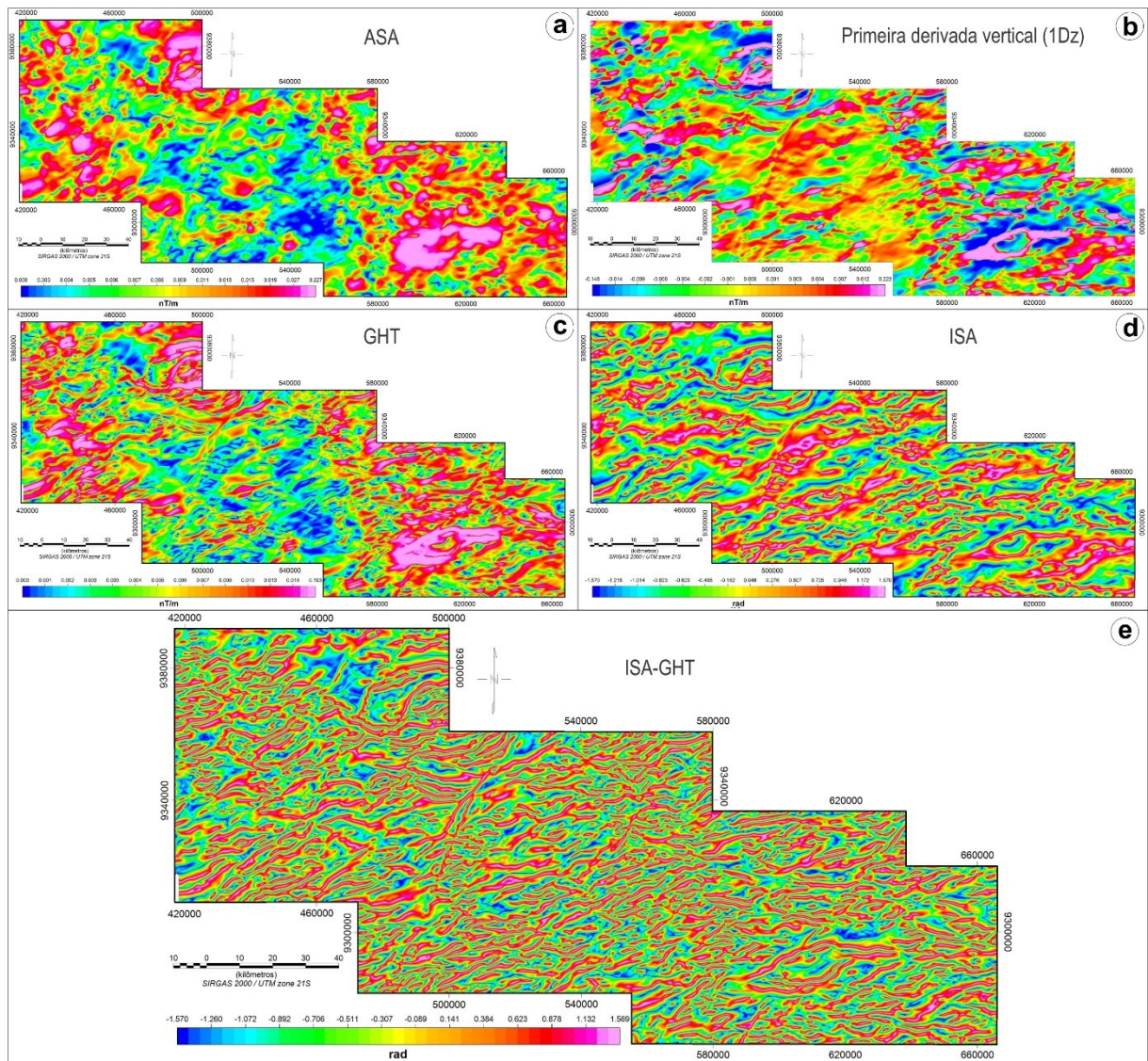


Figura 17. Produtos de realce aplicados sobre a continuação ascendente 1.000 m da magnetometria: a) Amplitude do Sinal Analítico (ASA), b) Primeira derivada vertical (1Dz), c) Gradiente Horizontal Total (GHT), d) Inclinação do Sinal Analítico (ISA) e e) Inclinação do Sinal Analítico do Gradiente Horizontal Total (ISA-GHT).

Para dar suporte à interpretação dos lineamentos, e também para verificar a continuidade das estruturas correspondentes em níveis crustais mais profundos, foi produzido um mapa de “worms” magnetométricos (Archibald *et al.* 1999) a partir do CMA reduzido ao

polo, delineando feições em um conjunto de continuações ascendentes de 1.000 m a 10.000 m, com ênfase naquelas de maior ordem (Figura 18). Este processo consiste em destacar bordas em dados do campo potencial, envolvendo continuações ascendentes para separar os dados em altas frequências rasas associadas a respostas de comprimento de onda curto, em contraste com baixas frequências mais profundas relacionadas a respostas de comprimento de onda longo. O objetivo é diminuir a ambiguidade na interpretação do campo potencial e fornecer informações úteis sobre a forma geral e a profundidade relativa das bordas, como falhas e contatos geológicos (Archibald *et al.* 1999).

O resultado obtido para a área estudada mostra feições lineares principalmente nas direções NE-SW, WNW-ESE e E-W que se prolongam em profundidade, por vezes contornando corpos batolíticos.

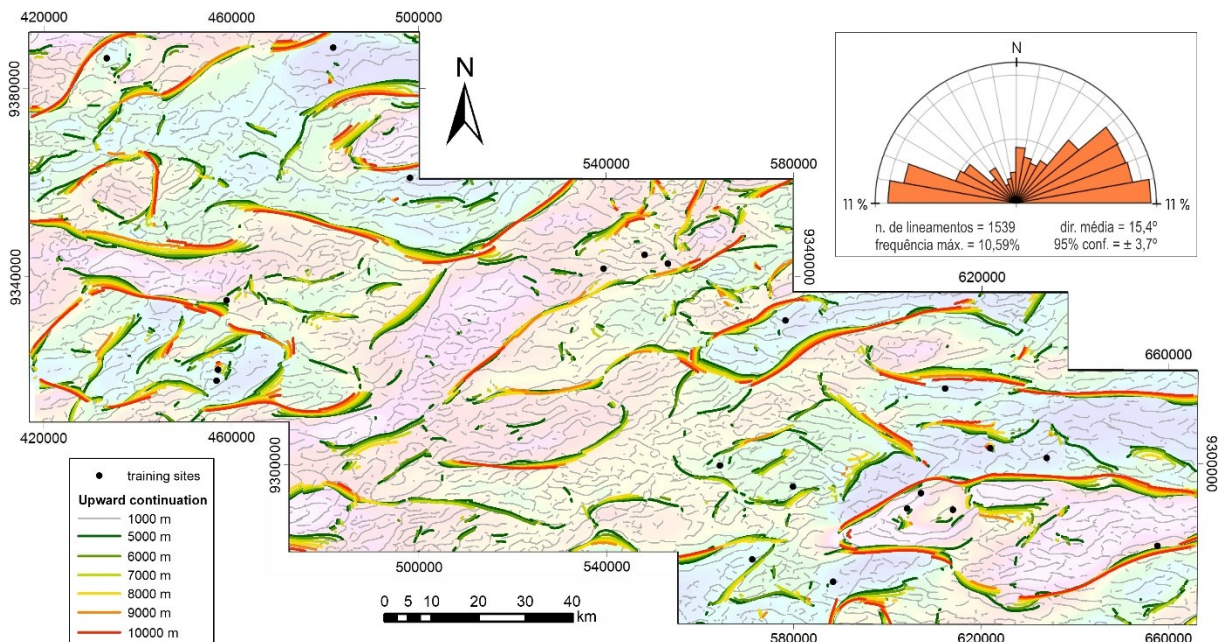


Figura 18. Mapa de worms magnetométricos da área em estudo, derivados das continuações ascendentes do CMA reduzido ao polo, de 1.000 a 10.000 metros. Em destaque o diagrama de frequência das feições. Os pontos em preto representam depósitos conhecidos.

Dado o reconhecimento das feições magnetométricas em profundidade e a geração de produtos de realce, foram interpretados os lineamentos magnéticos da área de estudo. As feições foram traçadas a partir do mapa de ISA-GHT reduzido ao polo, concomitantemente à análise do comportamento da feição magnética correspondente em cada um dos produtos de realce gerados. Os lineamentos interpretados refletem estruturas de níveis crustais intermediários, visto que as fontes mais rasas foram suprimidas pelo filtro de continuação ascendente.

Em uma análise geral do produto da interpretação dos lineamentos (Figura 19), destaca-se que a maioria dos lineamentos regionais (traço mais forte no mapa) apresenta grande extensão lateral e tem representatividade em diferentes níveis crustais, com correlação espacial em profundidades intermediárias e também em grandes profundidades. Isto sugere a possibilidade de que as estruturas correspondentes tenham funcionado como condutos para a ascensão e percolação de fluidos hidrotermais provindos de zonas mais profundas da crosta, favorecendo a deposição de sulfetos e formação de depósitos de ouro.

O sinal das tendências de direção NE-SW é mais pronunciado em níveis mais profundos, sugerindo ser esse o arcabouço das estruturas do embasamento da província. A trama WNW-ESE a NW-SE tem mais incidência em profundidades intermediárias e aparece, em grande parte, em relação de truncamento com as estruturas do embasamento, relação esta visível por meio de porções descontinuadas do sinal magnético da trama NE-SW. Alguns lineamentos nas direções N-S e NNW-SSE também foram identificados, embora pouco distinguíveis nas profundidades analisadas. Concentram-se na porção mais a oeste da área e também apresentam relações de truncamento pela descontinuidade do sinal magnético.

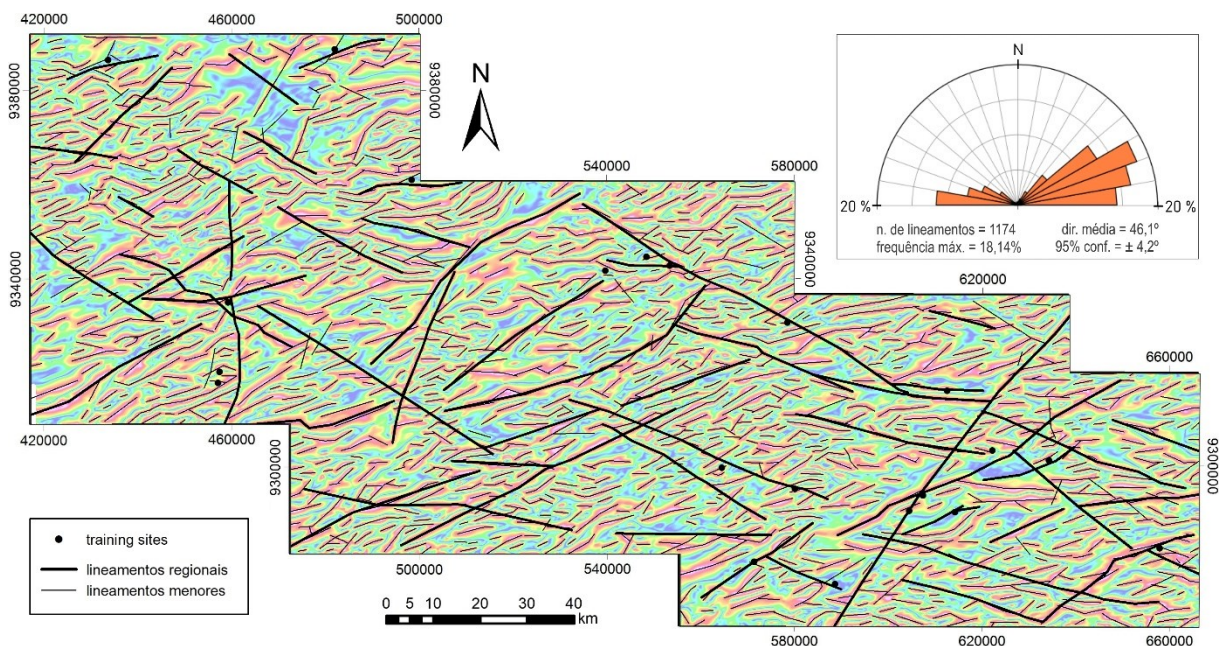


Figura 19. Mapa de interpretação dos lineamentos a partir do produto de realce ISA-GHT reduzido ao polo, corrigido e continuado para cima (1.000 m). Em destaque o diagrama de frequência das feições. Os pontos em preto representam depósitos conhecidos.

6.1.3. Interpretação semiautomática de feições lineares superficiais

O processo de interpretação de feições lineares com o auxílio de algoritmos computacionais representa uma alternativa mais prática e eficaz à tradicional interpretação manual de lineamentos, reduzindo a subjetividade. As feições extraídas podem refletir elementos geológicos estruturais, como zonas de cisalhamento, enxames de diques e famílias de falhas e fraturas (Yun & Moon 2001), cuja identificação é de grande importância para o modelamento de sistemas minerais.

Os valores dos limiares utilizados neste trabalho (Tabela 8) foram definidos através de diversas combinações a fim de alcançar os valores que resultaram em uma distribuição regular de feições, com traços em dimensão e densidades proporcionais à escala trabalhada, adequando-os às características geológicas da área de estudo.

Tabela 8. Parâmetros utilizados no algoritmo LINE, em comparação com o padrão do software.

Parâmetros	Padrão	Este trabalho
<i>Filter Radius</i> (RADI)	10	5
<i>Edge Gradient Threshold</i> (GTHR)	100	40
<i>Curve Length Threshold</i> (LTHR)	30	50
<i>Line Fitting Error Threshold</i> (FTHR)	3	3
<i>Angular Difference Threshold</i> (ATHR)	30	20
<i>Linking Distance Threshold</i> (DTHR)	20	30

O resultado da delimitação automática (Figura 20) mostrou uma gama de feições lineares mais adensadas nas porções oeste e central da área, e mais esparsas na porção leste. Em uma verificação sistemática da consistência das feições, foi detectada geração de feições inconsistentes, a exemplo de traços contornando os limites da área de estudo, além de esparsas feições duplicadas. Tais feições foram consideradas espúrias e foram eliminadas, indicando, assim, o caráter semiautomático da interpretação.

Em um diagrama de roseta, foi observada uma maior distribuição dos lineamentos na direção aproximada NNW-SSE a NW-SE, consistente com a estruturação regional, e ratificando a possibilidade de maior incidência da estruturação nestas direções em níveis intermediários a rasos.

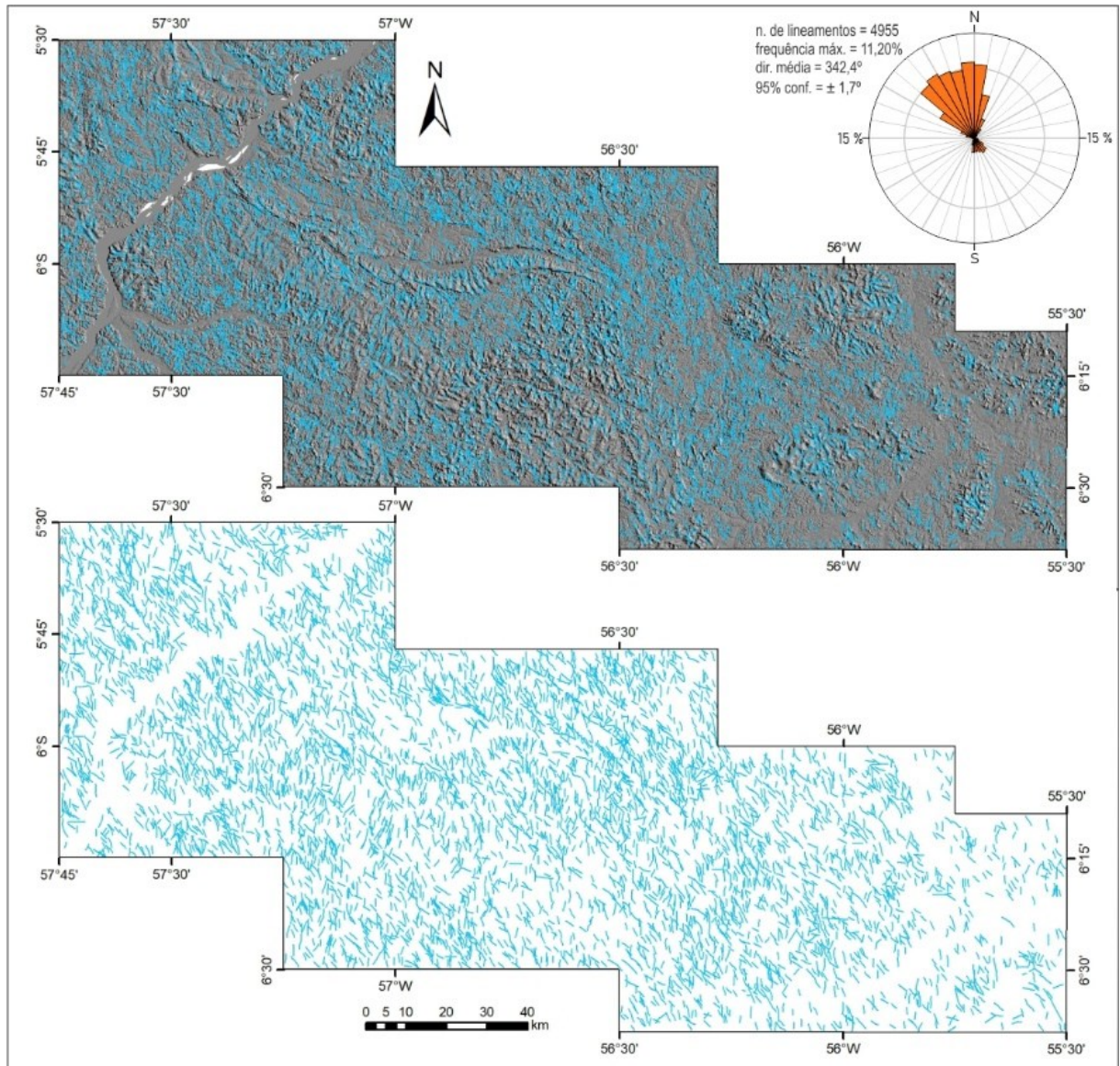


Figura 20. Lineamentos extraídos pelo algoritmo LINE a partir do mapa de relevo sombreado composto, com iluminação nos azimutes 0° , 45° , 90° e 135° . No painel superior são apresentados os lineamentos sobrepostos ao relevo sombreado e à direita o respectivo diagrama de frequência. Os lineamentos isolados são apresentados no painel inferior. À direita o histograma de frequência das direções dos lineamentos.

6.1.4. Preparação dos mapas evidenciais e análise exploratória

Para a utilização dos dados como evidências do modelo fez-se necessário o emprego de ferramentas de conversão, reclassificação e apresentação de dados, de forma que possam ser utilizados nas variadas técnicas de modelamento testadas. Estes procedimentos facilitam as operações matemáticas e evitam a incidência de erros e *bugs* de programação.

Os dados vetoriais foram convertidos em arquivos *raster*, a fim de que os valores numéricos contemplem a área de um *pixel* dentro da área. Para feições lineares, tais como os lineamentos interpretados da magnetometria e os contatos intrusivos, foi realizado o cálculo das distâncias euclidianas a partir do centro da feição linear, enquanto que, aos lineamentos extraídos do MDE, foi calculada a densidade das feições.

As evidências selecionadas para o modelamento são: unidades geológicas potencialmente hospedeiras, proximidade de contatos intrusivos, arcabouço estrutural (estruturas evidenciadas pela magnetometria e MDE, que possam ter funcionado como condutos e trapas de fluidos mineralizados), e potenciais sítios de deposição traduzidos a partir do mapeamento de alteração hidrotermal nos canais gamaespectrométricos.

Para se aplicar qualquer ferramenta de modelamento é necessária uma etapa de exploração de dados, a fim de se avaliar estatisticamente os dados e as relações existentes entre as variáveis. Assim, foram verificados os valores de cada mapa de evidência no *pixel* em que os pontos de treinamento estão contidos. Esta análise está sumarizada na Tabela 9.

Tabela 9. Dados de análise dos pontos de depósitos conhecidos, em cada mapa de evidência.

N.	Nome	Contatos (m)	Fator F	Kd	Ud	eTh/K (inv.)	Lin. NW (m)	Lin. EW (m)	Lin. NE (m)	Lin. NS (m)	Lin. MDE	ASA
1	São Jorge	0	0,380	0,800	0,097	13,920	280	1250	625	32272	1,177	0,011
2	Batalha	4002	0,129	0,468	0,649	23,146	5427	8126	0	15275	1,455	0,011
3	Abacate	4310	0,296	0,244	0,421	5,081	1179	875	125	17954	2,161	0,020
4	Davi	125	0,195	0,056	0,225	1,882	3457	1125	177	3023	1,538	0,030
5	Cuiú-Cuiú (Central / Nhô)	375	0,154	-0,093	-0,185	-2,694	1908	1875	125	40994	0,897	0,004
6	Cuiú-Cuiú (Moreira Gomes)	0	0,242	1,058	0,345	18,476	451	177	791	45896	1,153	0,026
7	Cameirinho	4977	0,147	0,093	-0,066	0,609	395	1000	125	32126	1,333	0,005
8	Cantagalo - Inferno Verde	125	0,175	0,529	0,223	19,729	3250	2035	791	177	1,700	0,008
9	Tocantinzinho	500	0,230	0,408	0,000	5,492	515	0	1287	30496	1,557	0,023
10	Ouro Roxo Norte	4419	0,371	0,969	-0,016	15,139	5139	952	791	1820	1,750	0,010
11	Mamoal	3487	0,096	-0,143	-0,254	-9,779	5859	250	3925	16052	0,733	0,013
12	Ouro Roxo Sul (Pimenteiras)	2828	0,249	0,247	0,181	6,716	4627	250	839	2236	1,580	0,010
13	Sucuba	1625	0,193	0,012	-0,048	3,036	451	3851	2349	13372	1,321	0,020
14	Palito	1000	0,240	0,525	-0,332	14,906	3363	4296	515	4825	0,978	0,026
15	São João	1398	0,270	0,082	0,236	4,786	1425	1075	125	7938	0,969	0,009
16	Água Branca	625	0,277	0,587	-0,058	11,602	354	375	910	7156	0,846	0,014
17	São Domingos (Fofoca)	125	0,328	0,806	0,223	12,674	7134	5686	515	30613	1,343	0,079
18	São Domingos (Tucano)	1398	0,183	-0,053	0,042	-0,482	6793	6380	673	31902	1,165	0,107
19	São Chico	625	0,209	0,278	-0,128	9,093	4680	250	280	26376	1,173	0,012
20	Boa Esperança	2388	0,251	0,400	0,159	10,656	395	4765	0	17973	0,906	0,008
21	Asa Branca	3599	0,257	0,611	0,507	14,428	515	4912	1061	27285	1,069	0,012

Para visualizar a variação destes valores em cada ponto fez-se necessária a normalização dos valores dos mapas para o intervalo de 0 a 1, igualando a amplitude escalar dos mesmos. Os valores normalizados incidentes sobre os pontos correspondentes a depósitos e ocorrências conhecidos estão plotados na Figura 21.

A distribuição dos valores no mapa de ASA mostra que a maioria dos pontos de treinamento têm valores muito baixos. Valores mais destacados ocorrem em apenas dois pontos (17 e 18). Os mapas relacionados à alteração hidrotermal têm respostas semelhantes em cada ponto.

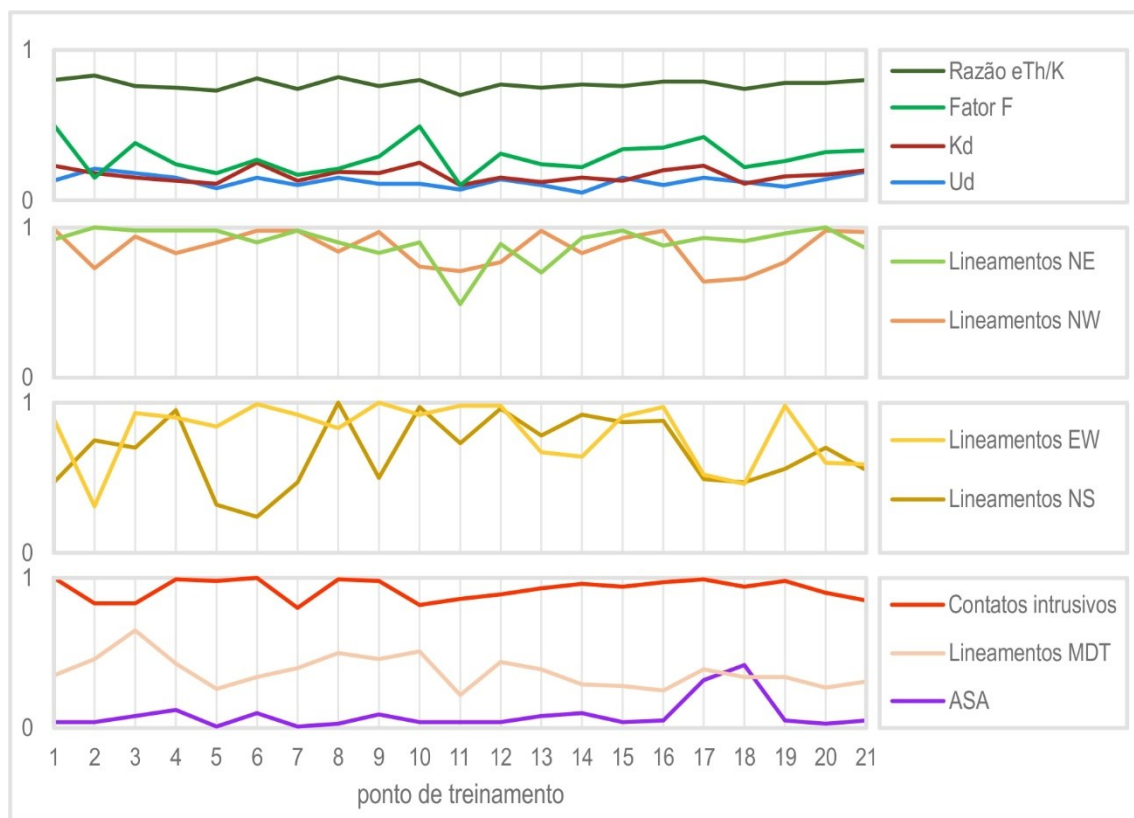


Figura 21. Distribuição dos valores normalizados de cada evidência para cada um dos depósitos identificados na Tabela 9.

Os valores normalizados foram somados e estão dispostos no gráfico da Figura 22. Observa-se que o maior valor somatório das evidências é de cerca de 60% do somatório total de valores máximos dos mapas evidenciais nos garimpos Abacate e Ouro Roxo Norte. Já no garimpo Mamoal (ponto 11), as evidências utilizadas são menos efetivas, cuja soma equivale a cerca de 45%. A média da soma dos valores encontrados nos pontos é de 54%.

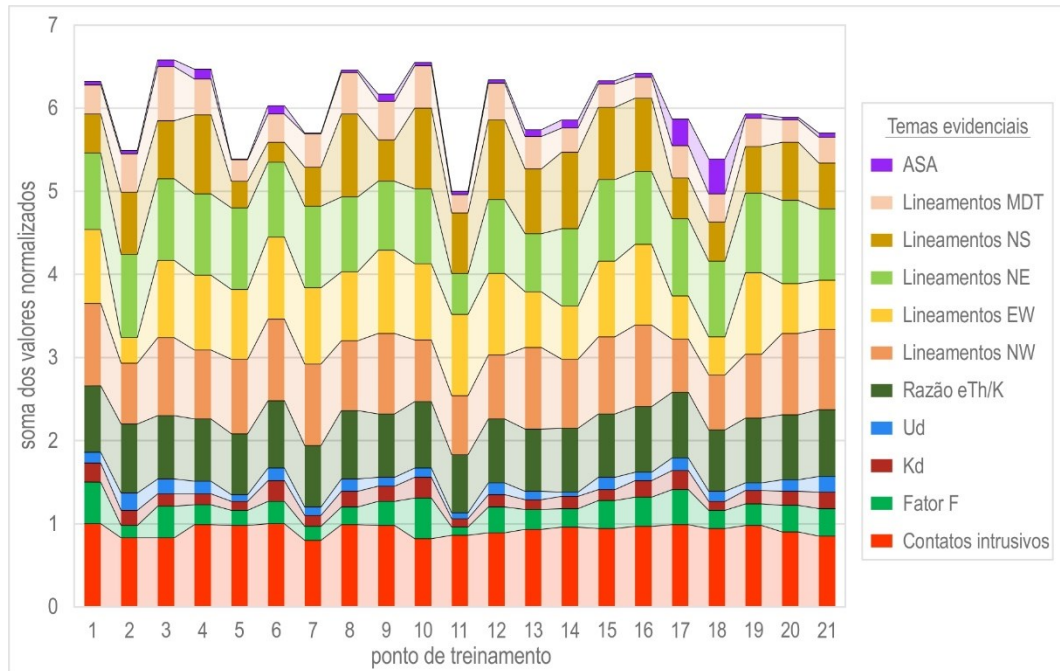


Figura 22. Distribuição da somatória os valores normalizados de cada evidência para cada um dos depósitos identificados na Tabela 9.

Para o modelamento por pesos de evidências, utilizou-se a Análise de Componentes Principais (ACP) dos mapas, a fim de hierarquizar as informações e elucidar eventuais correlações entre os mesmos. Trata-se de uma técnica estatística multivariada que objetiva reduzir a redundância das informações entre as evidências no conjunto de dados, selecionando combinações lineares não correlacionadas de variáveis, de forma que cada combinação linear, extraída dos dados originais, tenha variâncias sucessivamente menores (Ranjbar *et al.* 2003, Kalinowski & Oliver 2004).

O objetivo da ACP é explicar o máximo possível de informações contidas nos dados com o mínimo de componentes possível. Estatisticamente, o conteúdo da informação é expresso pela variabilidade. A ACP delinea a direção no espaço multivariado que contém a variabilidade máxima, sendo esta a direção da primeira componente principal (CP1). A segunda componente principal (CP2) deve ser ortogonal à CP1 e contém a quantidade máxima de variabilidade dos dados restantes. As componentes principais subsequentes são encontradas pelo mesmo princípio (Reimann *et al.* 2008).

Primeiramente, a ACP foi executada para todos os elementos evidenciais. Este processo resultou em 12 autovetores, que descrevem a significância relativa dos componentes, demonstrada na matriz de autovetores da Tabela 10. É observado que as CPs são dominadas, subsequentemente, pelas unidades litológicas (CP1), lineamentos de direção N-S (CP2), razão eTh/K (CP3), lineamentos de direção E-W (CP4), contatos intrusivos (CP5), lineamentos de

direção NW-SE (CP6), lineamentos extraídos do MDE (CP7), lineamentos NE-SW (CP8), parâmetro F (CP9), ASA (CP10), parâmetro Kd (CP11) e parâmetro Ud (CP12).

Os eixos principais das componentes de CP1 a CP6 explicam 85,7% da variância dos dados.

Tabela 10. Matriz de autovetores da ACP sobre o conjunto de dados para a área estudada.

	CP1	CP2	CP3	CP4	CP5	CP6	CP7	CP8	CP9	CP10	CP11	CP12
Lito	0,98501	-0,06875	-0,04625	0,12702	0,03014	-0,03029	0,009	0,00133	-0,06505	-0,01874	0,01596	-0,00098
FF	-0,02633	0,25199	0,24159	-0,08183	0,0213	-0,01765	-0,03442	0,05715	-0,8455	-0,18137	0,34162	-0,03244
Kd	0,01783	0,09708	0,1625	-0,04951	-0,02439	-0,03621	-0,05654	0,03329	-0,20068	-0,08481	-0,68775	0,65934
Ud	0,01652	0,0825	0,13814	-0,03869	-0,01938	-0,02837	-0,0552	0,03177	-0,13456	-0,06573	-0,61692	-0,75106
eTh/K	0,11277	0,40914	0,71003	-0,1846	-0,11788	-0,12882	-0,22865	0,08904	0,39787	0,08992	0,15654	0,00827
lin NW	-0,06799	0,03274	0,04444	0,37462	0,13755	-0,56603	0,39048	0,59944	0,02435	0,01668	-0,00071	0,00023
lin NE	0,05052	-0,10138	0,0184	-0,37654	0,34727	0,54665	0,04673	0,64891	0,04097	0,02479	-0,00691	0,00332
lin EW	-0,04294	0,1657	0,06007	0,67464	-0,42795	0,52648	-0,08479	0,21054	-0,005	0,00832	-0,00393	0,00325
lin NS	-0,05852	-0,81029	0,54141	0,16445	0,02654	0,00148	-0,09478	-0,04432	-0,08377	-0,01741	0,0292	-0,00229
Contatos	-0,04429	0,22173	0,14324	0,40376	0,80237	0,15453	-0,04312	-0,29408	0,03797	0,0834	-0,03012	0,00376
lin MDE	0,03535	0,05903	0,26513	-0,10202	-0,1115	0,24384	0,87606	-0,27108	0,03065	-0,00517	-0,02684	-0,0039
ASA	-0,00953	0,01076	0,00091	0,03764	0,0647	0,01776	-0,00575	-0,00187	0,22916	-0,96897	0,04912	0,0006

6.2. Integração de dados

6.2.1. Lógica fuzzy

Para o modelamento por lógica *fuzzy*, foram gerados os temas de evidência (Figura 23) com células de 125 metros, baseados em critérios geológicos e geofísicos e com suporte quantitativo (estatístico) para a tomada de decisões. Os temas foram posteriormente combinados entre si através dos operadores matemáticos, resultando em um mapa de favorabilidade *fuzzy*. O processamento foi realizado por meios do pacote de ferramentas *Spatial Analyst* do software ESRI ArcGIS® (versão 10.7, 2019).

O mapa geológico da região foi utilizado para a classificação das rochas mais favoráveis a hospedar mineralizações. Nas rochas da suíte Creporizão e seus correlatos está hospedada a maioria dos depósitos e ocorrências conhecidas, com maior frequência na porção leste da área. Na porção oeste as rochas da Suíte Tropas são consideradas as mais favoráveis a hospedar a mineralização, em virtude de seu contexto estrutural (batólito cortado por zona de cisalhamento com desenvolvimento de fácies de alteração hidrotermal pervasiva), além de hospedar um importante depósito (Ouro Roxo). Ocorre ainda um granito correlato a esta suíte na porção leste, o granito São Jorge Jovem, que hospeda o depósito homônimo.

A Tabela 11 mostra as pontuações atribuídas aos grupos de rochas e unidades que ocorrem na área de estudo, com critérios para a classificação. Por se tratar de um dado do tipo *categorico*, o tema de litologias (Figura 23a) não necessita da aplicação de uma função de pertinência *fuzzy*, e sim, uma conversão matemática da pontuação para intervalos de 0 a 1.

Tabela 11. Classificação fuzzy do potencial das unidades litológicas para hospedar mineralizações.

Unidades	Descrição	Importância prospectiva	Pontuação (0 a 1)
Granitoides da Suíte Creporizão	Rochas mais afetadas pela deformação que gerou as zonas de cisalhamento NW-SE, o principal controle estrutural. A maioria dos depósitos está hospedada nestes granitos.	Muito alta	0,95
Granito São Jorge Jovem	Corpo intrusivo em granito da Suíte Creporizão, cortado por uma zona de cisalhamento NW-SE, que hospeda um depósito homônimo. Correlato à suíte Tropas.	Alta	0,80
Suíte Parauari e correlatos	Granitos e granodioritos com ocorrências pontuais de mineralização.	Alta	0,75
Suíte Tropas	Hospedeira de depósitos na porção oeste da área, afetada por múltiplos estágios de deformação.	Alta	0,70
Granito São Jorge Antigo	Correlato à suíte Creporizão, encaixante do granito São Jorge Jovem.	Moderada	0,65
Granito Pindobal	Correlato da suíte Creporizão na porção oeste da área.	Moderada	0,60
Suíte Maloquinha e granitoides correlatos	Granitos de 1.88 Ga, com baixa correlação com depósitos.	Moderada a baixa	0,50
Formação Tocantinzinho	Não há depósitos associados, mas apresenta boa resposta nos produtos gamaespectrométricos para alteração hidrotermal. Não há depósitos associados.	Baixa	0,35
Suíte Ingarana	Presença de um depósito hospedado em gabro desta suíte.	Baixa	0,30
Formação Comandante Arara	Rochas vulcânicas com ocorrências pontuais de mineralização.	Muito Baixa	0,15
Complexo Cuiú-Cuiú	Compõe o embasamento da província.	Muito Baixa	0,10
Unidades vulcânicas e vulcanoclásticas de 2002-1863 Ma	Raramente se configuram como hospedeiras de mineralizações no sistema aurífero relacionado a intrusões.	Muito baixa	0,05
Rochas epiclásticas e sedimentos recentes	Coberturas fanerozoicas e depósitos aluvionares e lateríticos	Nula	0

Foram extraídos do mapa geológico os contatos de corpos intrusivos com idades entre 1.95 e 1.88 Ga, representativos de eventos plutonovulcânicos que impulsionaram a atividade magmática e forneceram energia ao sistema mineralizador (Lafon & Coutinho 2008). Além do mais, alguns depósitos ocorrem nas proximidades da interface de contato destes corpos com as rochas encaixantes. A colocação de corpos máficos da suíte Ingarana pode ter sido responsável por carrear os fluidos, ligantes e metais de porções profundas da crosta, sendo também delineados seus contatos intrusivos. Foi calculada a distância euclidiana e definida a distância prospectiva de até 5.000 metros dos contatos. A fuzzificação foi feita com o uso da função de pertinência *small*, que atribui maior pertinência em direção aos menores valores de proximidade, gerando o tema de evidência de proximidade de contatos intrusivos (Figura 23b).

A análise de um conjunto de produtos magnéticos derivados do CMA possibilitou a interpretação de lineamentos marcados por altos magnéticos e também por descontinuações dos mesmos. Esta análise resultou em quatro temas de evidência, em que foram agrupados lineamentos magnéticos interpretados com orientações principais NW-SE (Figura 23c), NE-SW (Figura 23d), E-W (Figura 23e) e N-S (Figura 23f). O primeiro grupo estaria relacionado a uma fase de deformação rúptil/dúctil ocorrida entre 1970 e 1950 Ma que afetou as rochas da província e hospeda grande parte das mineralizações em zonas de cisalhamento. O segundo grupo representa direções de estruturas secundárias, onde também ocorre deposição do minério. O terceiro grupo corresponde a uma fase tardia predominantemente rúptil e de tectônica extensional, sendo a principal orientação de ocorrência de veios tardios mineralizados. O quarto grupo corresponde a estruturas e zonas de cisalhamento atuantes na porção oeste da área, que foram importantes sítios de deposição de minério de diversos depósitos e ocorrências conhecidas. Para a geração dos temas de evidência, foi calculada a distância euclidiana dos lineamentos e definidas as distâncias prospectivas indicadas na Tabela 12. A fuzzificação foi feita com a função *small*.

A extração automatizada de lineamentos do MDE tem importância no sentido de apontar possíveis áreas com presença de estruturas, que poderiam favorecer a circulação de fluidos hidrotermais e magmas. Para destacar regiões com maior incidência de lineamentos, foi gerado um mapa de densidade Kernel dos lineamentos interpretados, que define uma área de influência cumulativa no entorno das feições (Bonham-Carter 1994). A análise estatística deste mapa permitiu evidenciar as zonas de maior densidade, consideradas favoráveis para o modelo de mineralização e fuzzificadas com a função *large* (Figura 23g).

Os mapas gamaespectrométricos do parâmetro F, potássio anômalo, urânio anômalo e razão eTh/K, produzidos para a identificação de zonas de alteração hidrotermal

relacionadas à deposição do ouro, foram classificadas com base em seus parâmetros estatísticos de média e desvio padrão. Nos mapas do parâmetro F (Figura 23h), potássio anômalo (Figura 23i) e urânio anômalo (Figura 23j), a relação é direta com os valores e a fuzzificação foi realizada com função *MSLarge*. Já no mapa da razão eTh/K (Figura 23k) a relação de favorabilidade é inversa e, por este motivo, os valores foram previamente multiplicados por -1. A função *fuzzy large* foi selecionada para a classificação. A etapas de processamento e critérios de classificação estão sumarizados na Tabela 12.

Tabela 12. Resumo dos parâmetros utilizados no processo de modelagem espacial por lógica fuzzy.

Fonte dos dados	Tema de evidência	Critérios	Função fuzzy	Limiares prospectivos	Operadores fuzzy	Operador integrador
Mapa geológico, escala 1:100.000	Rochas hospedeiras favoráveis	Dados classificados de acordo com a frequência das ocorrências e assinatura geoquímica	Dado categórico	-	-	GAMMA, índice 0,75
Mapa geológico, escala 1:100.000	Contatos intrusivos	Análise da proximidade dos depósitos com contatos de corpos intrusivos por isodistâncias euclidianas em intervalos de 1000 metros	<i>Small</i>	Distâncias < 5000 m	-	
Magnetometria aérea	Lineamentos magnéticos NW-SE	Proximidade de lineamentos interpretados da magnetometria, que representam a assinatura magnética de zonas de cisalhamento mineralizadas que exercem o principal controle estrutural dos depósitos. Distância euclidiana	<i>Small</i>	Distâncias < 2000 m	OR	
Magnetometria aérea	Lineamentos magnéticos NE-SW	Proximidade de lineamentos interpretados da magnetometria, que representam a assinatura magnética de controles secundários dos depósitos. Distância euclidiana	<i>Small</i>	Distâncias < 1000 m		
Magnetometria aérea	Lineamentos magnéticos E-W	Proximidade de lineamentos de direção E-W interpretados da magnetometria, que representam estruturas onde a mineralização está associada em parte dos depósitos. Distância euclidiana	<i>Small</i>	Distâncias < 1000 m		
Magnetometria aérea	Lineamentos magnéticos N-S	Proximidade de lineamentos de direção N-S, que representam zonas de cisalhamento mineralizadas em alguns depósitos. Distância euclidiana	<i>Small</i>	Distâncias < 2500 m		
Imagem de radar	Densidade de lineamentos extraídos do MDE	Densidade de lineamentos extraídos semiautomaticamente do MDE	<i>Large</i>	Densidades > 1		
Gamaespectrometria	Parâmetro F	Classificação estatística dos valores dos parâmetros F, Kd, Ud e razão eTh/K, que representam a assinatura de alteração hidrotermal com clara correlação positiva com a mineralização.	<i>MSLarge</i>	Valores > média + 1 dp	GAMMA, índice 0,75	
Gamaespectrometria	Potássio anômalo (Kd)		<i>MSLarge</i>	Valores > média + 1 dp		
Gamaespectrometria	Urânio anômalo (Ud)		<i>MSLarge</i>	Valores < média - ½ dp		
Gamaespectrometria	Razão eTh/K invertida		<i>Large</i>	Valores < 0,7		

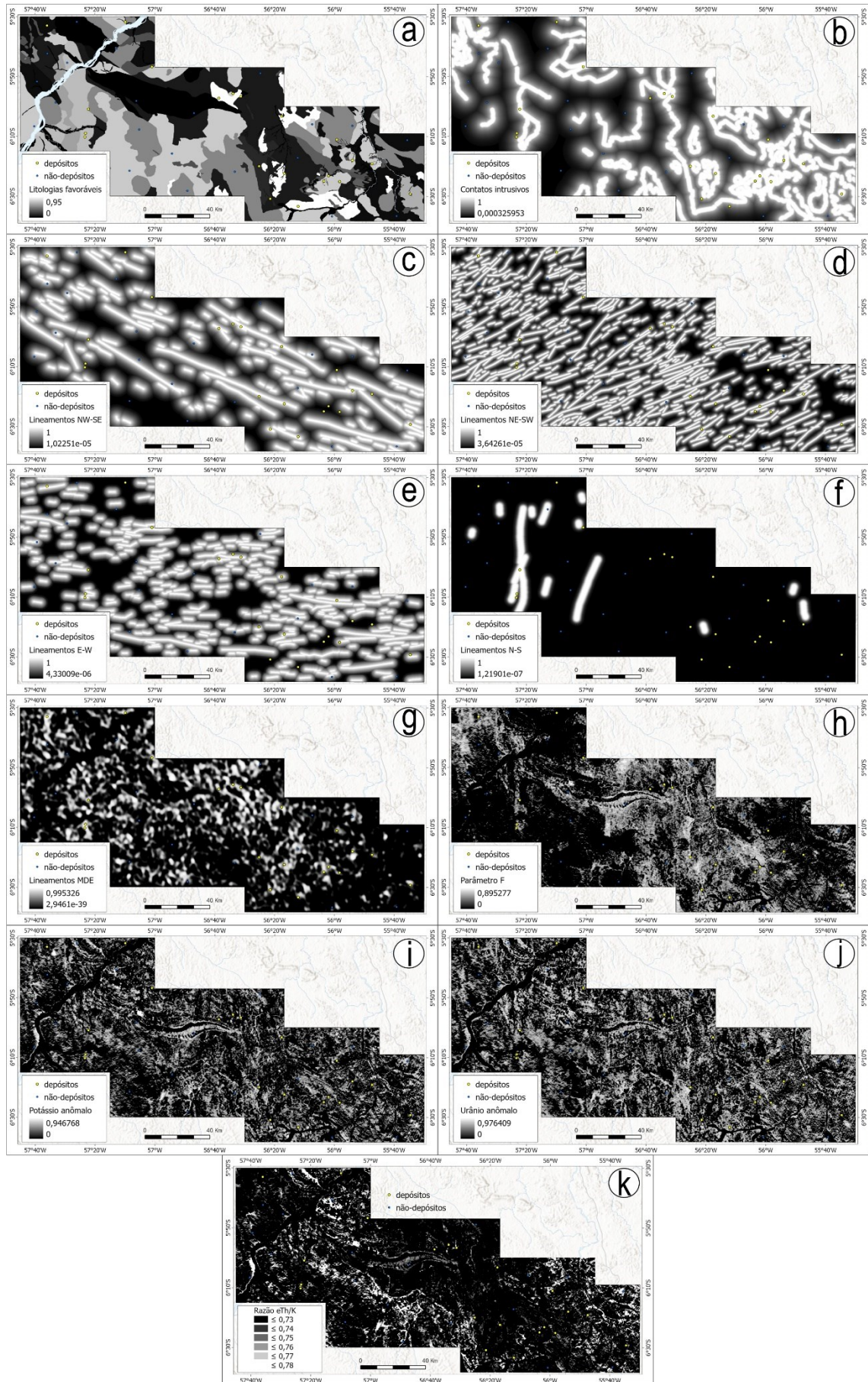


Figura 23. Mapas de evidência fuzzificados utilizados no modelamento fuzzy.

Este modelo tem como objetivo reunir os temas que representam os fatores críticos de um sistema aurífero relacionado a intrusões, cuja integração foi realizada por meio de operadores *fuzzy*, e que resultou em temas intermediários que foram novamente combinados para gerar o modelo final. As etapas seguem o descrito a seguir: a) geração de um tema intermediário para a configuração estrutural favorável, combinando os cinco temas de lineamentos interpretados com o operador OR; b) geração de um mapa intermediário de alteração hidrotermal pela ponderação dos três mapas gamaespectrométricos com o operador GAMMA de índice 0,75; c) combinação dos mapas intermediários com o mapa de unidades hospedeiras favoráveis e os contatos intrusivos com o operador GAMMA de índice 0,75, resultando no modelo de favorabilidade *fuzzy* mostrado na Figura 24.

O modelo foi testado, em termos de sua performance e eficiência em indicar áreas prospectivas, com o uso da curva ROC/AUC (*Receiver Operating Characteristics/Area Under the Curve*, [Chen & Wu 2015](#)), que utiliza os pontos de treinamento (depósitos e ocorrências conhecidas, e pontos de não-depósitos) como evidências positivas e negativas reais a serem verificados no modelo. O resultado é uma curva cuja área subjacente é calculada, frequentemente utilizada quando uma medida geral de predição é desejada ([Fawcett 2006](#)). O valor de AUC de 0,5 indica que o modelo mostra indicações randômicas, enquanto que o valor de 1 indica uma classificação perfeita. O modelo apresentou uma área sob a curva de 0,980, que demonstra boa performance do modelo em predizer zonas potenciais, distante de indicações randômicas. É possível também observar que o desenvolvimento da curva ROC é íngreme, que próximo ao canto superior esquerdo do gráfico, denota ótima performance do modelo na predição dos depósitos conhecidos (detalhe da Figura 24).

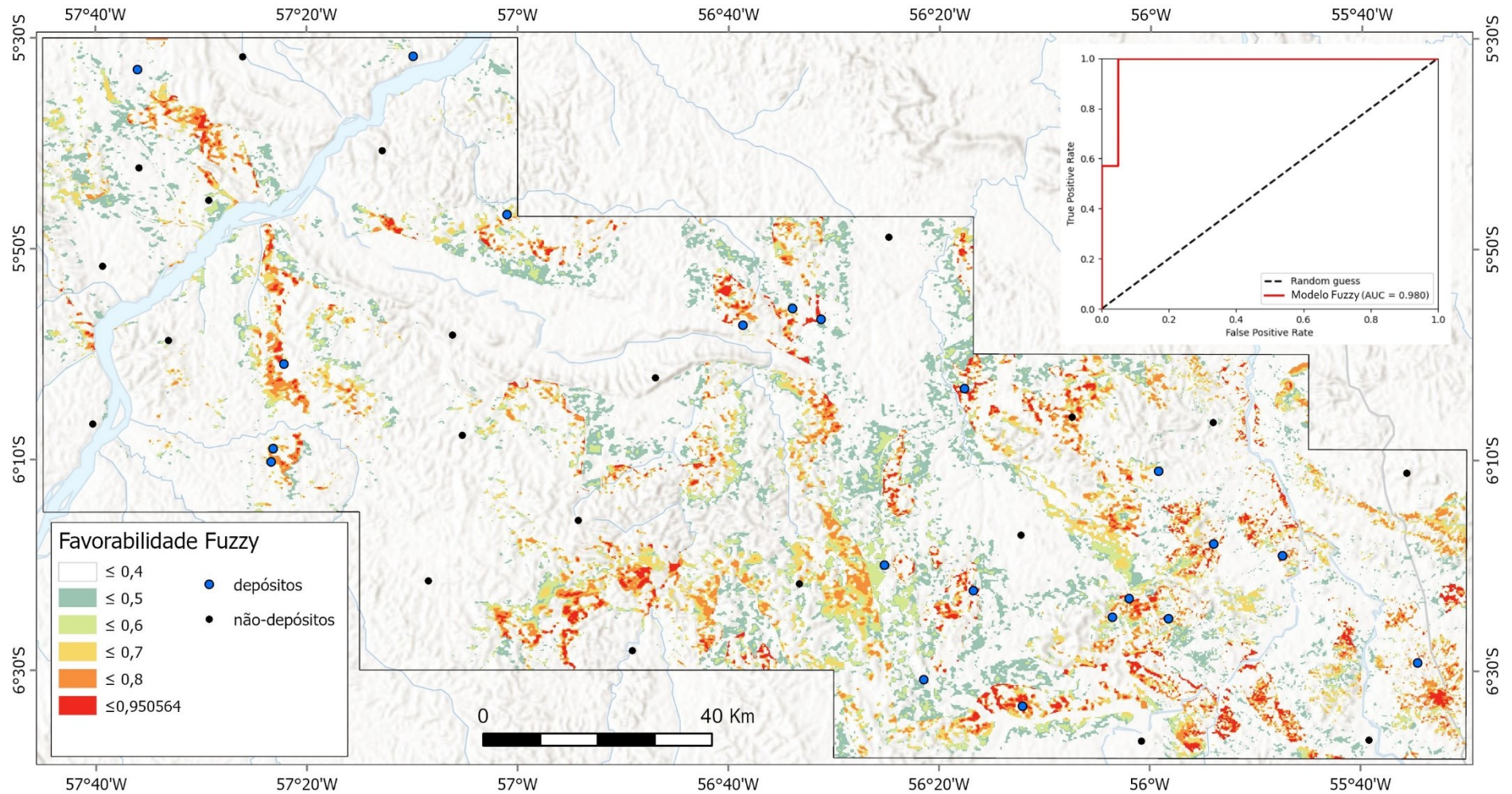


Figura 24. Modelo de favorabilidade fuzzy para depósitos auríferos na porção central da PMT, que demonstrou boas relações espaciais entre os depósitos e índices elevados de favorabilidade. Em destaque o gráfico ROC/AUC de performance do modelo.

6.2.2. Pesos de Evidências (WofE)

O método WofE foi aplicado à área do projeto para avaliar a resposta de favorabilidade com base unicamente nos dados. A probabilidade *a priori* calculada para o estudo foi de 0,000016, tendo 0,015625 km² como unidade de área, correspondente a um *pixel* de 125 x 125 metros. Os temas de evidência considerados foram os mesmos adotados para a aplicação do método *fuzzy*.

Na preparação dos dados, foram adotados os seguintes procedimentos: a) reclassificação dos mapas de evidência; b) análise por componentes principais; c) cálculo da medida da associação espacial entre as classes dos mapas de evidências e os depósitos, com conversão em pesos; d) análise da distribuição dos pesos em cada mapa e seleção dos mapas de evidência a serem combinados; e) integração dos mapas de evidências reclassificados e ponderados para produção de um mapa de favorabilidade final.

Os mapas de evidência sofreram adequações devido o método ser mais efetivo para temas de evidência com poucas classes, ou até binários. Isto se deve ao número limitado de depósitos disponíveis, sendo vantajoso generalizar os mapas para um pequeno número de classes, porque um peso é estimado para cada classe e essas estimativas não são robustas quando o número de depósitos é pequeno (Franca-Rocha *et al.* 2003).

As unidades litológicas foram, então, classificadas conforme a Tabela 13, onde unidades correlatas entre si foram agrupadas, a exemplo da Suíte Creporizão e seus correlatos.

Tabela 13. Classificação das unidades litológicas para cálculo de pesos no modelo de Pesos de Evidências.

Classe	Grupo	Unidades
1	Rochas epiclásticas e recentes	Depósitos aluvionares, Coberturas lateríticas, Diabásio Crepori e Fm. Coatá
2	Rochas vulcânicas e vulcanoclásticas de 2002-1863 Ma	Fms. Vila Riozinho, Moraes Almeida, Bom Jardim, Salustiano, Aruri e Tocantinzinho
3	Gabros de 1887-1869 Ma	Suíte Ingarana
4	Granitos de 1885-1864 Ma	Suítes Maloquinha e Parauari
5	Granitoides e dacitos de 2033-2000 Ma	Suíte Cuiú-Cuiú e Fm. Comandante Arara
6	Granitoides de 1918-1891 Ma	Suíte Tropas e Granito São Jorge Jovem
7	Granitoides de 1987-1956 Ma	Suíte Creporizão, Gr. Pindobal e Gr. São Jorge Antigo

O método WofE supõe uma independência condicional entre os dados de entrada para combinar padrões de mapa. Com o intuito de eliminar possíveis correlações entre os temas de evidência de mesma derivação, foi realizada análise de componentes principais dos temas derivados da gamaespectrometria (parâmetros F, Kd, Ud e razão eTh/K), a fim de inserir um único *raster* de dados representativo da alteração hidrotermal mapeada, contendo a primeira

componente principal como *input* no modelo. O eixo principal da primeira componente utilizada explica aproximadamente 85% da variância dos dados (Tabela 14).

Tabela 14. Matriz de autovetores da ACP sobre o conjunto de dados gamaespectrométricos. Os valores destacados em azul indicam o tema de evidência de maior contribuição em cada CP.

	CP1	CP2	CP3	CP4
FF	0,34639	-0,89043	0,29401	0,02670
Kd	0,20787	-0,17201	-0,70639	-0,65438
Ud	0,17715	-0,11325	-0,62031	0,75565
eTh/K	0,89745	0,40587	0,17258	-0,00790

O cálculo do peso de cada mapa de evidência mede a associação espacial entre as classes dos mapas evidenciais e os depósitos. Assim, é possível avaliar a variação da associação espacial e dos contrastes conforme as classificações. Foi estabelecido um grau de confiança de valor 2 para as associações classificadas como positivas. Os resultados apresentados a seguir são os que atingiram os melhores valores de contraste, tendo sido selecionados para compor o mapa de favorabilidade, considerando a coerência dos pesos para o modelo de ouro relacionado a intrusões.

A Tabela 15 contém as descrições das classes de cada mapa, os valores de $W(-)$, $W(+)$, do contraste e do contraste normalizado de cada feição selecionada nos mapas de evidências. Os valores positivos são destacados em negrito e as classes que apresentaram correlação acima do grau de confiança definido estão destacados em azul.

Tabela 15. Resultado do cálculo de peso dos mapas evidenciais testados. DP = desvio padrão; CNorm = contraste normalizado.

1. Unidades litológicas	No. Pontos	W(+)	W(+) DP	W(-)	W(-) DP	C	C DP	CNorm
Rochas epiclásticas e recentes	0	-0,048	0,224	10,997	1,421	-11,045	1,439	-7,677
Rochas vulcânicas e vulcanoclásticas de 2002-1863 Ma	1	0,078	0,224	-0,920	1,005	0,998	1,030	0,969
Gabros de 1887-1869 Ma	1	0,233	0,224	-1,641	1,000	1,874	1,025	1,829
Granitos de 1885-1864 Ma	8	0,214	0,229	-1,040	0,707	1,253	0,743	1,686
Granitoides e dacitos de 2033-2000 Ma	2	0,444	0,302	-0,333	0,316	0,777	0,437	1,778
Granitoides de 1918-1891 Ma	4	1,256	0,333	-0,429	0,289	1,685	0,441	3,821
Granitoides de 1987-1956 Ma	5	1,121	0,447	-0,191	0,250	1,312	0,512	2,561
2. Contatos intrusivos (distâncias)	No. Pontos	W(+)	W(+) DP	W(-)	W(-) DP	C	C DP	CNorm
Até 5 km	21	0,358	0,224	-1,958	1,005	2,317	1,030	2,250
Acima de 5 km	0	-0,048	0,224	11,016	1,421	-11,065	1,439	-7,690
3. Lineamentos NW-SE (distâncias)	No. Pontos	W(+)	W(+) DP	W(-)	W(-) DP	C	C DP	CNorm
≥ 0,5 km	6	1,215	0,408	-0,248	0,258	1,463	0,483	3,029
Entre 0,5 km e 1 km	2	0,775	0,354	-0,287	0,277	1,062	0,449	2,363
Entre 1 km e 2 km	3	0,378	0,302	-0,297	0,316	0,675	0,437	1,545
> 2 km	10	-0,048	0,224	11,016	1,421	-11,065	1,439	-7,690
4. Lineamentos NE-SW (distâncias)	No. Pontos	W(+)	W(+) DP	W(-)	W(-) DP	C	C DP	CNorm
≥ 0,25 km	7	1,051	0,378	-0,282	0,267	1,332	0,463	2,878
Entre 0,25 km e 0,5 km	1	0,517	0,354	-0,222	0,277	0,739	0,449	1,644
Entre 0,5 km e 1 km	9	0,564	0,243	-1,042	0,500	1,606	0,556	2,891
> 1 km	4	-0,048	0,224	11,017	1,421	-11,065	1,439	-7,690
5. Lineamentos E-W (distâncias)	No. Pontos	W(+)	W(+) DP	W(-)	W(-) DP	C	C DP	CNorm
≥ 0,25 km	5	1,334	0,447	-0,207	0,250	1,542	0,512	3,008
Entre 0,25 km e 0,5 km	1	0,878	0,408	-0,210	0,258	1,088	0,483	2,252
Entre 0,5 km e 1 km	3	0,577	0,333	-0,285	0,289	0,862	0,441	1,955
> 1 km	12	-0,048	0,224	11,017	1,421	-11,065	1,439	-7,690
6. Lineamentos N-S (distâncias)	No. Pontos	W(+)	W(+) DP	W(-)	W(-) DP	C	C DP	CNorm
≥ 1 km	1	0,890	1,000	-0,029	0,223	0,919	1,025	0,897
Entre 1 km e 2 km	1	0,820	0,707	-0,057	0,229	0,877	0,743	1,180
Entre 2 km e 3 km	1	0,755	0,577	-0,085	0,235	0,840	0,624	1,347
> 3 km	18	-0,048	0,224	11,016	1,421	-11,065	1,439	-7,690

7. Lineamentos MDE (valores)	No. Pontos	W(+)	W(+) DP	W(-)	W(-) DP	C	C DP	CNorm
> M + 2DP	1	1,083	1,000	-0,033	0,224	1,115	1,025	1,089
M + 2DP > x > M + 1DP	9	1,751	0,316	-0,560	0,302	2,311	0,437	5,289
M + 1DP > x > M + ½DP	10	1,192	0,224	-2,703	1,000	3,896	1,025	3,802
< M + ½DP	1	-0,048	0,224	11,016	1,421	-11,065	1,439	-7,690

8. CPI (F, Kd, Ud, eTh/K)	No. Pontos	W(+)	W(+) DP	W(-)	W(-) DP	C	C DP	CNorm
Classe 2 (maiores valores)	17	0,767	0,243	-1,187	0,500	1,953	0,556	3,515
Classe 1 (menores valores)	4	-0,048	0,224	11,016	1,421	-11,065	1,439	-7,690

De maneira geral, os temas de evidência apresentaram valores de contraste próximos ao valor estipulado para o grau de confiança. No mapa de unidades potencialmente hospedeiras, duas classes apresentaram os melhores contrastes e correlação positiva com os depósitos: a classe dos granitoides da Suíte Tropas e do Granito São Jorge Jovem (CNorm = 3,821) e a classe dos granitoides da Suíte Creporizão e correlatos (CNorm = 2,561). Esta correlação se deve, possivelmente, ao fato de que ambos os grupos são os hospedeiros da maioria dos depósitos conhecidos. Outras classes obtiveram correlação positiva, porém com valor abaixo do grau de confiança (CNorm < 2), devido provavelmente à extensão de área aflorante frente ao reduzido número de jazimentos.

No mapa de contatos intrusivos, a classe que une distâncias de até 5 km foi a que apresentou o melhor contraste (CNorm = 2,250), demonstrando a forte relação entre os depósitos e as regiões de contatos entre as intrusões e as rochas encaixantes.

Dentre os grupos de lineamentos selecionados na análise de favorabilidade, os de direção NW-SE apresentaram os melhores contrastes (CNorm = 3,029 e 2,363), assim como os de direção NE-SW (CNorm = 2,878 e 2,891), ambos com distâncias de até 1 km. Já os de direção E-W demonstraram melhores contrastes na classe com distâncias até 0,25 km (CNorm = 3,008). Provavelmente, a contribuição das estruturas E-W para o sistema mineral pode ser mais localizada, e pode não constituir um controle fundamental na formação dos depósitos. Os lineamentos de direção N-S não apresentaram correlação positiva em nenhuma das classes.

A análise dos lineamentos superficiais demonstrou contrastes maiores na classe de densidades medianas (CNorm = 5,289), mais do que a classe com as maiores densidades (CNorm = 1,089).

O mapa da primeira componente principal dos mapas gamaespectrométricos foi reclassificado para um componente binário, com classificação baseada na média dos valores. A classe que representa os maiores valores do eixo principal teve valor de contraste de 3,515, demonstrando correlação positiva substancial. Esta correlação corrobora a ligação dos processos de alteração hidrotermal, principalmente a alteração potássica (sericítica), com a formação dos depósitos.

A partir dos resultados de cálculo dos pesos de evidências, foram selecionadas 7 variáveis preditoras (excluindo-se aquelas que não apresentaram correlação positiva com os

depósitos) e gerado o mapa de probabilidade *a posteriori* ilustrado na Figura 26. O modelo mapeou os principais sítios de depósitos, bem como indicou zonas de favorabilidade alinhadas em *trends* estruturais segundo NW-SE, além de diversos outros sítios indicados como zonas potenciais, principalmente nas porções centro-sul e noroeste da área.

A principal desvantagem do método WofE é a pressuposição de independência condicional entre os dados (variáveis preditoras). Essa suposição é frequentemente violada ao se produzir um mapa de favorabilidade, embora o grau de violação dependa da escolha e do número de mapas utilizados como preditores.

Para avaliar a eficiência deste modelo, foi calculada a razão de IC e o teste de IC de [Agterberg & Cheng \(2002\)](#). O valor da razão de IC obtido para o modelo foi de 0,93, indicando baixíssimo grau de violação de independência condicional, pois valores da razão de IC entre 1 e 0,85 são aceitáveis para modelamento envolvendo situações geológicas ([Bonham-Carter 1994](#)). O teste de IC também indicou a ocorrência de dependência condicional sutil, pois a probabilidade calculada de que o modelo seja condicionalmente independente é de 37,5%.

Em uma análise da porcentagem cumulativa de depósitos em relação à porcentagem cumulativa de áreas prospectivas (Figura 25), verificou-se que a alta eficiência do modelo em classificar corretamente cerca de 94% dos pontos de treinamento dentro da área de 15% das maiores classes de probabilidade *a posteriori*. Quando testado com pontos omissos do modelamento (pontos de teste), a eficiência foi ainda melhor, atestando todos os pontos em cerca de 5% da área. Ademais, o modelo foi testado em termos de sua performance em indicar áreas prospectivas, por meio da curva ROC/AUC (detalhe da Figura 26). O valor obtido da AUC foi de 0,948, com desenvolvimento íngreme da curva ROC. Tal resultado demonstra ótima eficiência do modelo em prever zonas potenciais e em mapear os depósitos conhecidos.

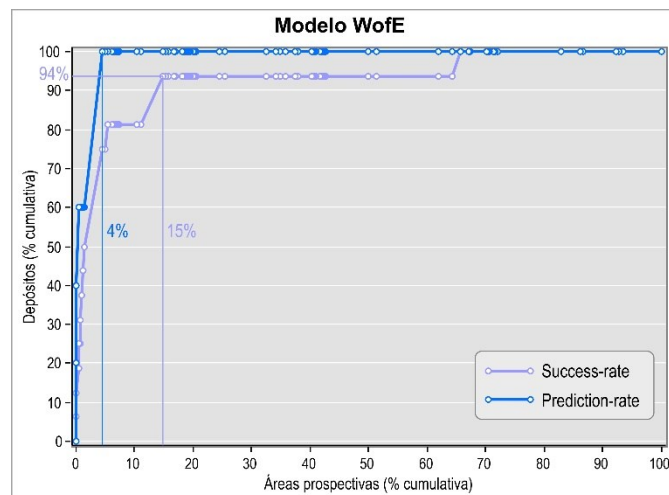


Figura 25. Gráfico da porcentagem cumulativa da área dos pixels versus a porcentagem cumulativa dos pontos de treinamento (*success-rate*) e para os pontos de teste do modelo (*prediction-rate*).

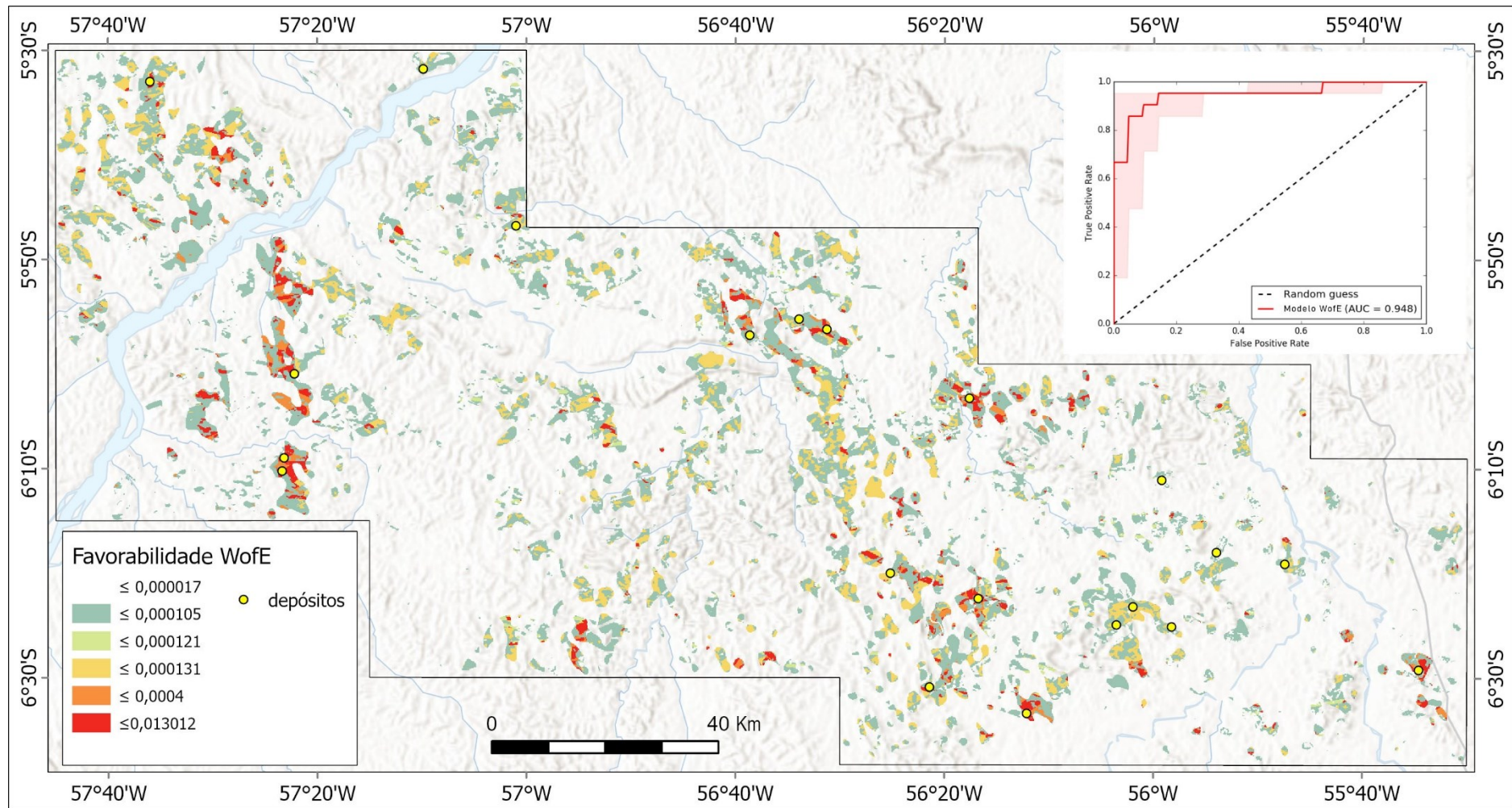


Figura 26. Modelo de favorabilidade gerado pelo método Pesos de Evidências para a área estudada, com gráfico ROC/AUC de performance do modelo.

6.2.3. Support Vector Machines (SVMs)

Para aplicar o método SVM, foram consideradas como critérios-chave as 11 camadas de informação previamente definidas, onde os dados estão classificados segundo conhecimento *a priori*.

O processamento dos dados consistiu em cinco etapas principais (Figura 27): 1) geração de um arquivo *raster* contendo todas as variáveis preditoras, onde cada uma é representada em uma banda da composição; 2) seleção automática e randômica dos depósitos, separados em um grupo para treinamento e outro para teste; 3) geração de pontos randômicos em igual proporção aos pontos de treinamento, representativos de uma classe de não-depósitos; 4) treino e parametrização do algoritmo; e 5) pós-processamento, dado pela conversão dos valores de saída em um mapa. O modelo SVM foi criado usando o *software* ArcGIS Pro® versão 2.5.0 (ESRI 2020), com ferramentas experimentais da extensão *Arc Spatial Data Modeller* (ArcSDM – Sawatzky *et al.* 2009, Rönkkö & Kallunki 2017).

Em função de os algoritmos SVM serem classificadores binários, o conjunto de dados de treinamento deve ser distribuído em duas classes distintas. Dos 21 pontos de depósitos disponíveis, 75% (16 pontos) foram selecionados aleatoriamente como vetores de treinamento e os 25% restantes (5 pontos) foram utilizados para testar o modelo e, dessa forma, medir o seu desempenho ao lidar com novos dados. Posteriormente, optou-se pela geração randômica de pontos, a fim de representar locais não mineralizados, balanceando com a quantidade de locais mineralizados selecionados para treinamento. Esse procedimento obedeceu aos critérios de que os pontos estejam a uma distância acima de 15 km de qualquer ponto de depósito conhecido, e com uma distância mínima de 7 km entre si.

Os algoritmos de SVM necessitam do ajuste de um certo número de parâmetros, quais sejam: a) funções kernel (lineares, polinomiais, sigmóides e radiais – rbf); b) custo ou compensação (C); c) coeficiente gama da função kernel (γ); d) viés da função kernel, para núcleos polinomiais e sigmóides; e) grau do polinômio para núcleo polinomial. Para a aplicação da SVM neste trabalho foi selecionada a função kernel radial (rbf), devido a incidência de erros para essa função serem menores, se comparados à das demais (Zuo & Carranza 2011), e pela simplicidade dos parâmetros que influenciam o resultado do aprendizado na aplicação de dados geocientíficos. Os parâmetros necessários ao uso desta função são o parâmetro C (que equilibra os erros de classificação, a largura das margens e o número de vetores de suporte) e o parâmetro γ , que está relacionado à largura da distribuição e geralmente é otimizado para melhores resultados.

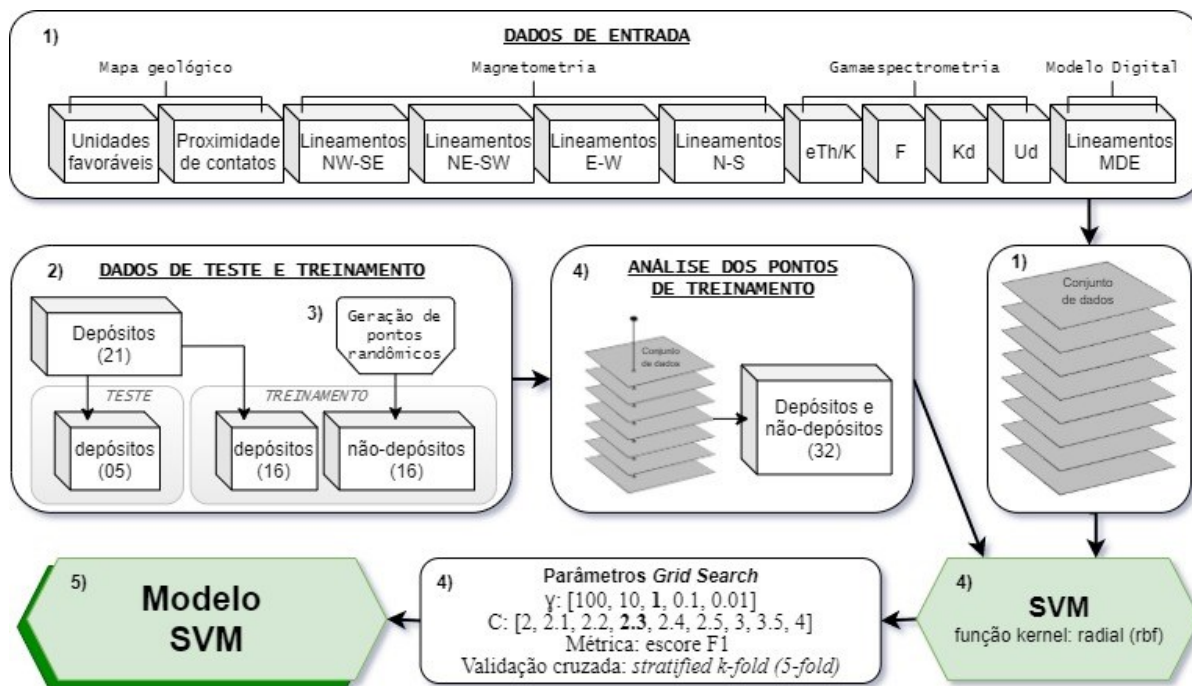


Figura 27. Fluxograma de processamento do modelo SVM.

No mapeamento de potencial mineral o objetivo maior é chegar a resultados que representem o aprendizado do algoritmo em identificar padrões associados a áreas mineralizadas. Assim, a métrica de desempenho tem importância no sentido de avaliar o modelo de favorabilidade de acordo com sua capacidade de identificar padrões associados a áreas mineralizadas, sendo as áreas não mineralizadas menos importantes.

A fim de avaliar o desempenho do modelo de favorabilidade adequadamente, o *score F1* (Van Rijsbergen 1979) foi utilizado para avaliar o desempenho da classificação e orientar a seleção dos hiperparâmetros do modelo. Nesta métrica, são consideradas duas razões: a recuperação e a precisão. A recuperação é a porcentagem de pontos mineralizados que foram classificados corretamente como positivos (*verdadeiros positivos – vp*), em relação ao número total de amostras da classe positiva (*vp* e falsos negativos – *fn*). A precisão remete à proporção de *vp* para o número total de amostras classificadas como positivas (ou seja, *vp* e falsos positivos – *fp*). A pontuação do *score F1* é obtida calculando-se a média harmônica entre recuperação e precisão, conforme a Equação 19 a seguir:

$$ScoreF1 = 2 \times \left(\frac{precisão \times recuperação}{precisão + recuperação} \right) \quad \text{Eq. 19}$$

A otimização do aprendizado dos algoritmos SVM se traduz pela escolha da parametrização da função kernel escolhida (no caso, rbf), em busca da determinação dos hiperparâmetros *C* e *γ* ideais. Nesse contexto, uma pesquisa exaustiva foi realizada com o uso

do algoritmo *grid search*, disponível na biblioteca scikit-learn (Pedregosa *et al.* 2011). Este algoritmo objetiva a obtenção dos melhores parâmetros C e γ a partir da busca dentro de um intervalo de valores. Diversos intervalos foram testados, tendo sido escolhidos para o modelo os seguintes intervalos: i) $C[2, 2.1, 2.2, 2.3, 2.4, 2.5, 3, 3.5, 4]$; ii) $\gamma[100, 10, 1, 0.1, 0.01]$. O algoritmo selecionou os melhores valores com base no escore F1 de uma validação cruzada estratificada de 5 partes (*5-fold*). Os valores obtidos foram $C = 2.3$ e $\gamma = 1$.

O método de validação cruzada *k-fold* (Plutowski *et al.* 1994) consiste na partição aleatória do conjunto de pontos de treinamento em k subconjuntos (partes) de tamanho aproximadamente igual. Na variação estratificada, as k partes preservam a porcentagem original de pontos para cada classe (depósitos e não-depósitos). Após este particionamento, o modelo classificador é treinado k vezes, cada vez utilizando os pontos em $k - 1$ partes de treinamento. Os pontos da parte restante são separados para a validação do modelo.

Após a fase de treino do modelo, o mesmo foi aplicado ao conjunto de variáveis evidenciais, resultando no modelo da Figura 29. Os valores de saída se referem à distância relativa do hiperplano.

A validação do modelo se deu pela análise das curvas *success-rate* e *prediction-rate*, que indicam a porcentagem cumulativa de depósitos em relação à porcentagem cumulativa de áreas prospectivas (Figura 28). Verificou-se a alta eficiência do modelo em classificar corretamente cerca de 94% dos pontos de treinamento dentro de 10% da área. Quando testado com pontos omissos (pontos de teste), a eficiência aumentou, atestando 100% dos pontos em menos de 5% da área. Foi calculada também para o modelo a curva ROC/AUC (detalhe da Figura 29). O valor obtido para a AUC foi de 0,969, denotando ótima performance e eficiência do modelo em indicar áreas prospectivas e em mapear depósitos conhecidos.

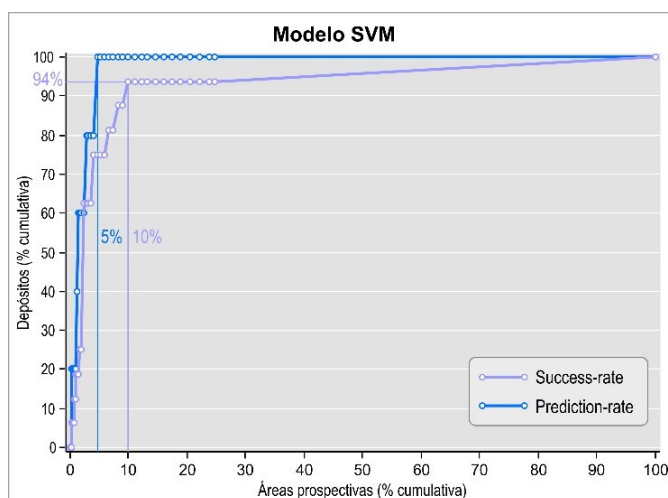


Figura 28. Gráfico da porcentagem cumulativa de áreas prospectivas versus a porcentagem cumulativa dos pontos de treinamento (*success-rate*) e dos pontos de teste do modelo (*prediction-rate*).

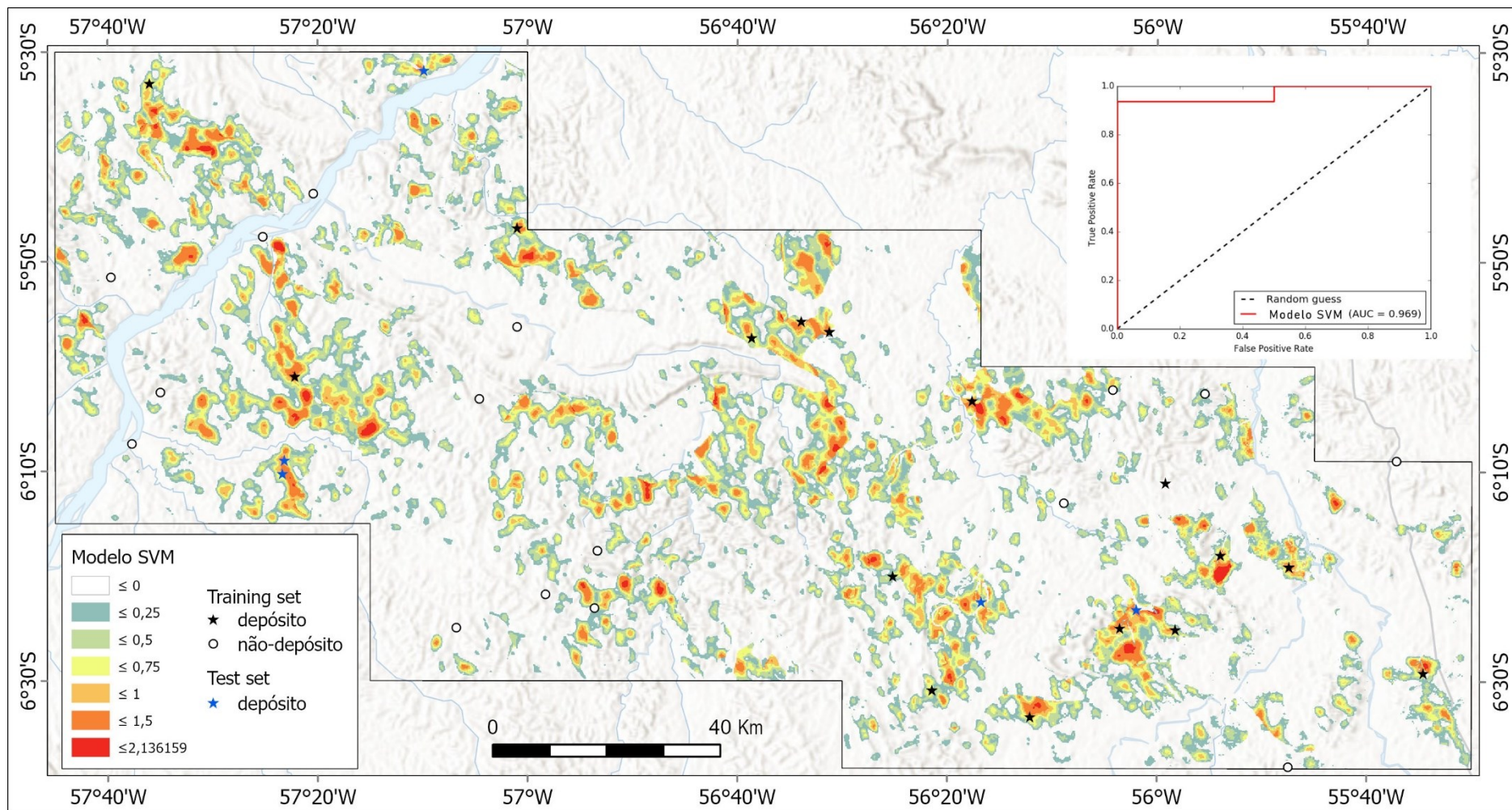


Figura 29. Modelo de favorabilidade SVM, onde os valores representam a distância do hiperplano.

7. Discussões e Conclusões

O processamento dos dados gamaespectrométricos e magnetométricos revelaram feições geológicas em regiões de pouca ou nenhuma informação coletada em campo, como a porção central da área, contribuindo substancialmente para a indicação de alvos prospectivos. Os mapas de parâmetro F, Kd, Ud e razão eTh/K mostraram-se efetivos em revelar zonas de enriquecimento de K, confirmadas pela observância das características dos produtos em zonas conhecidamente hidrotermalizadas na área de estudo.

O fator litológico funcionou como importante balizador das respostas inerentes à alteração hidrotermal em unidades litológicas favoráveis a hospedar depósitos minerais.

Os lineamentos extraídos do MDE são pouco conclusivos quanto sua relação com o arcabouço magnético-estrutural. Entretanto, o cálculo da densidade dos mesmos demonstrou boa associação espacial com os lineamentos regionais e sítios auríferos conhecidos. O arcabouço magnético-estrutural interpretado a partir de produtos de realce da magnetometria permitiu a identificação de importantes feições relacionadas aos eventos deformacionais compressivos e distensivos que afetaram a região e levaram à formação de depósitos auríferos.

A geração de modelos de favorabilidade mineral utilizando variados métodos de integração de dados, sejam *knowledge-driven*, *data-driven* e algoritmos de ML, permitiu as seguintes inferências relativas aos métodos:

- 1) o método *knowledge-driven (fuzzy)* i) resultou na indicação de alvos de maneira mais efetiva e setorizada nas porções leste e oeste (principalmente na porção leste), refletindo proporcionalmente o panorama de disponibilidade dos dados; ii) mapeou razoavelmente os locais de mineralização conhecidos, embora alguns depósitos não constem como prospectivos, ou tenham *scores* de favorabilidade baixos; iii) apresentou o valor de 0,980 para a área sob a curva ROC/AUC, demonstrando alta confiança no grau de aleatoriedade explorado para mapear o evento mineralizador;
- 2) o método *data-driven (WofE)* i) indicou zonas de maior potencial distribuídas regularmente na área, com geometria alongada em direções compatíveis com os *trends* estruturais prospectivos; ii) mapeou a maioria dos depósitos conhecidos nas zonas de maior probabilidade e teve desempenho ainda melhor quando testado com pontos não utilizados no modelamento; iii) embora tenha revelado dependência condicional muito sutil dos mapas de evidência, o valor obtido da AUC foi de 0,948, cujo desenvolvimento da curva ROC demonstra ótima

eficiência do modelo em mapear os depósitos conhecidos e em prever novas zonas potenciais;

- 3) o algoritmo de ML (SVM) i) apresentou sítios de favorabilidade mais bem definidos em relação aos demais métodos, com respostas similares às geradas pelo método WofE; ii) mapeou a quase totalidade dos depósitos conhecidos nas áreas de maiores escores e teve desempenho ainda melhor quando testado com pontos omissos ao modelamento; iii) o valor obtido da AUC foi de 0,969, o mais próximo do valor ideal de classificação para *success-rate* (1).

Na Tabela 16 estão listadas as principais características comparativas entre os modelos gerados pelos diferentes métodos de integração.

Tabela 16. Comparação entre os métodos de integração utilizados no presente trabalho.

	<i>Fuzzy</i>	WofE	SVM
Vantagens	1) Facilidade na implementação e controle baseado no conhecimento do operador	1) Permite a análise do peso de cada mapa de evidência e seleção dos melhores temas para integração.	1) Maior robustez, tratando adequadamente dados lineares e não-lineares; 2) Habilidade de generalização, principalmente em situações de poucos pontos de treinamento e teste; 3) Separação eficaz de dados com a máxima margem de separação; 4) Aumenta a resolução da tomada de decisão, se comparada à classificação binária.
Desvantagens	1) Proposições e entradas de dados tiveram menor precisão e ficaram mais suscetíveis a enviesamento; 2) Grande quantidade de etapas e parâmetros foram definidos, como escolha da melhor função de pertinência, regras de classificação dos dados, operadores de integração e defuzzificação.	1) Necessidade de reclassificação dos mapas de evidência a fim de reduzir o número de classes; 2) A pressuposição da independência condicional entre os mapas de evidência oneraram e invalidaram o modelamento inúmeras vezes, problema este minimizado com a APC e inserção das primeiras CPs como <i>input</i> .	1) Requer amplo conhecimento das arquiteturas de ML e linguagem de programação.
Validação	Curva ROC com AUC=0,980 utilizando pontos de treinamento balanceados.	Curva ROC com AUC=0,948, <i>success-rate</i> com 94% dos pontos dentro de 15% da área, <i>prediction-rate</i> com 100% dos pontos dentro de 4% da área.	Curva ROC com AUC=0,969, <i>success-rate</i> com 94% dos pontos dentro de 10% da área, <i>prediction-rate</i> com 100% dos pontos dentro de 5% da área.

As regiões indicadas como prospectivas pelos modelos gerados (Figura 30) correspondem aos principais depósitos mais conhecidos, como São Jorge e Tocantinzinho. A ausência de indicação de zonas potenciais em alguns depósitos, como o garimpo Mamoal, pode ter sido causada pelos seguintes fatores: i) os depósitos em questão podem estar relacionados a outras condições de mineralização, ou hospedados em estruturas subordinadas, não consideradas nos modelos; e ii) classificação prévia enviesada de quaisquer dos temas de evidência, de modo a excluir a região em que se encontra o depósito (p.ex. áreas muito próximas a drenagens ou mapeadas como depósitos aluvionares foram recortadas de alguns temas e, conseqüentemente, consideradas sem importância prospectiva).

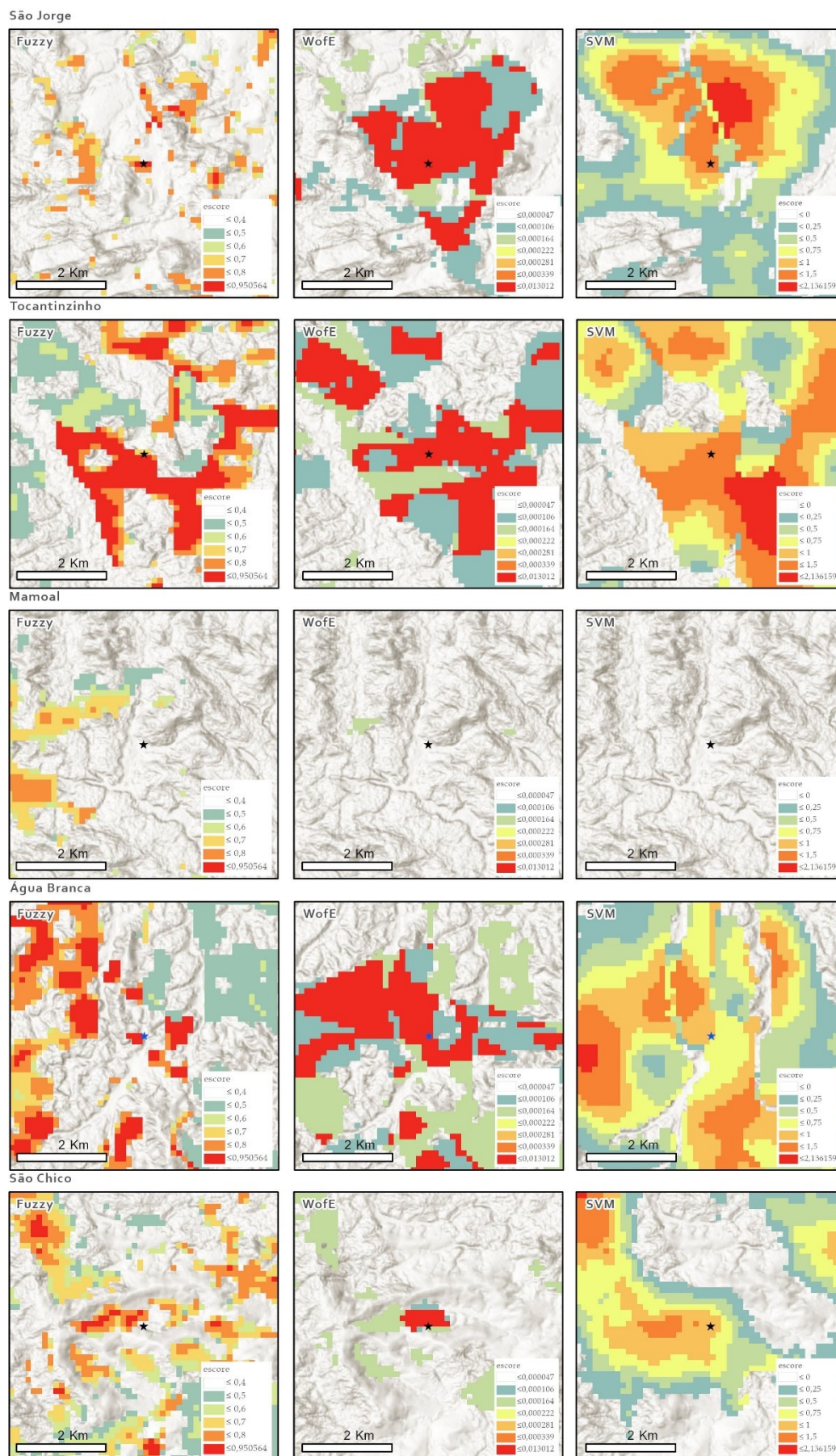


Figura 30. Comparativo das respostas dos modelos nos principais pontos de depósitos.

Quanto à indicação de novas e desconhecidas áreas prospectivas nos modelos de favorabilidade de abordagens diversas, optou-se pela geração de um mapa de concordância, onde foram discriminadas, em cada modelo de favorabilidade, as áreas correspondentes a 5% dos maiores valores ou escores. Em seguida, os três modelos foram combinados, com o objetivo de se encontrarem áreas em que os maiores valores se sobreponham. As regiões que apresentaram maior densidade de áreas de sobreposição, sem a presença de pontos de depósitos conhecidos, foram delineadas neste trabalho como regiões de interesse prospectivo, podendo ainda serem alvo de estudos futuros. O resultado está ilustrado na Figura 31.

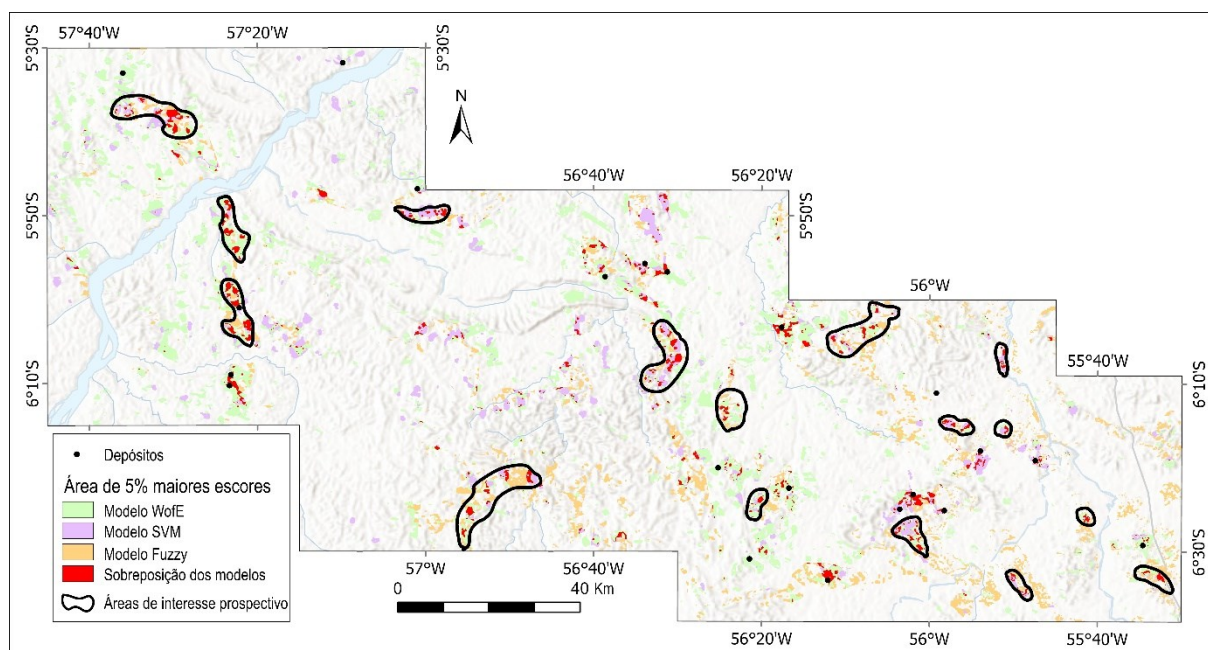


Figura 31. Mapa de concordância entre os modelos fuzzy, WofE e SVM, mostrando apenas 5% das principais áreas prospectivas.

As áreas de interesse prospectivo na porção oeste do mapa têm forma alongada, em alinhamento espacial a zonas de cisalhamento dúctil-rúptil, de direção N-S a NNW-SSE, que hospedam depósitos auríferos. Também nesta região os corpos graníticos e tonalíticos são controlados por estas zonas de cisalhamento.

Na porção central da área, onde o mapeamento geológico é escasso e baseado principalmente em produtos geofísicos, destacam-se quatro áreas de interesse prospectivo: uma alongada e coincidente com estruturação E-W, e outras três alinhadas aproximadamente na direção NE. Embora se disponha de pouquíssimos elementos para inferir a causa da alta favorabilidade destas áreas, presume-se que reflitam a presença de ocorrências minerais encaixadas em estruturas ou zonas de cisalhamento reativadas de regime essencialmente rúptil, característico de um evento deformacional mais jovem.

Na porção leste da área, as áreas de interesse prospectivo são menores e, portanto, mais restritas. No entanto, a maior parte é alongada segundo NW-SE, que coincide com a estruturação regional principal de zonas de cisalhamento essencialmente rúpteis que controlam a colocação da maioria dos corpos graníticos nessa região.

Outras áreas, indicadas na sobreposição dos modelos em localização adjacente a depósitos conhecidos e campos mineralizados, também são de grande importância, podendo ser entendidas como extensão de corpos ou zonas mineralizadas já descobertas.

Este estudo avaliou o desempenho de variados métodos na criação de mapas de favorabilidade e comparou os resultados obtidos. Uma das preocupações foi quanto ao conjunto limitado de dados de treinamento (16 ocorrências e 16 não-ocorrências selecionadas aleatoriamente) usado nos modelos, principalmente naquele baseado em ML. Ainda que não seja a situação ideal, trabalhos realizados na última década em modelagem de prospectividade (Oshiro *et al.* 2012, Carranza & Laborte 2015b, McKay & Harris 2015) também atingiram resultados satisfatórios utilizando um limitado conjunto de dados de treinamento (< 20).

O avanço no uso de técnicas mais sofisticadas de aprendizado de máquina, bem como o uso de métodos clássicos guiados pelo conhecimento ou pelos dados, pode contribuir substancialmente para a redução do risco na exploração mineral, além de permitir aos geólogos de exploração a tomada de decisão por meio de informações espaciais indiretas, complementares aos dados de campo.

REFERÊNCIAS

- Abedi M., Norouzi G.H., Bahroudi A. 2012. Support vector machine for multi-classification of mineral prospectivity areas. *Comp. & Geosciences*, **46**:272-283. [10.1016/j.cageo.2011.12.014](https://doi.org/10.1016/j.cageo.2011.12.014).
- Agterberg F.P. 1989. Computer programs for mineral exploration. *Science*, **245**:76-81. [10.1126/science.245.4913.76](https://doi.org/10.1126/science.245.4913.76).
- Agterberg F.P. & Cheng Q. 2002. Conditional Independence Test for Weights-of-Evidence Modelling. *Nat. Res. Research*, **11**(4):249-255. [10.1023/A:1021193827501](https://doi.org/10.1023/A:1021193827501).
- Almeida C.A.S., Collyer T.A., Pereira J.A.L., Seabra A.S., Furtado A.M.M., Soubés L.F. 1977. Projeto Santarém-Cachimbo, Relatório final de reconhecimento. SUDAM/IDESP.
- Almeida C.A.S., Collyer T.A., Seabra A.S. 1980. Projeto Santarém-Cachimbo: pesquisa mineral. Relatório final de semidetalle. Área V – Serra Mazzi e Área VI – Igarapé Branco III. Belém: SUDAM/IDESP, 1, 464 p.
- Almeida M.E. 2000. Geologia estrutural e tectônica. In: A.L. Ferreira, M.E. Almeida, M.F.L. Brito, M.A.S. Monteiro (orgs.) *Geologia e recursos minerais da Folha Jacareacanga (SB.21-Y-B), Estados do Amazonas e Pará*. Escala 1:250.000. Projeto Especial Província Mineral do Tapajós, PROMIN Tapajós/CPRM, p. 33-39.
- Almeida M.E., Brito M.F.L., Ferreira A.L., Monteiro M.A.S. (orgs.). 2000. Geologia e recursos minerais da Folha Vila Mamãe Anã (SB.21-V-D), Estados do Amazonas e Pará. Projeto Especial Província Mineral do Tapajós. Escala 1:250.000. Brasília: CPRM, 67 p.
- Almeida M.E, Ferreira A.L, Brito M.F.L, Monteiro M.A.S. 2001. Evolução tectono-estrutural da Província Tapajós com base na geologia das folhas Vila Mamãe Anã e Jacareacanga (1:250.000), região limite dos Estados do Amazonas e Pará. *Contr. à Geologia da Amazônia*, **2**:57-112.
- Amaral G. 1974. Geologia pré-cambriana da região Amazônica. Tese de Livre Docência, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 212 p.
- An P., Moon W.M., Rencz A. 1991. Application of fuzzy set theory to integrated mineral exploration. *Canadian Journal of Exploration Geophysics*, **27**(1):1-11.
- Araújo A.C.S. 2014. Estudos isotópicos e de inclusões fluidas no depósito central do campo mineralizado do Cuiú-Cuiú, província aurífera do Tapajós, Estado do Pará. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, 72 p.
- Archibald N., Gow P., Boschetti F. 1999. Multiscale edge analysis of potential field data. *Exploration Geophysics*, **30**:38-44. [10.1071/EG999038](https://doi.org/10.1071/EG999038).
- Assunção R.F.S. & Klein E.L. 2014. The Moreira Gomes deposit of the Cuiú-Cuiú goldfield: Fluid inclusions and stable isotope constraints and implications for the genesis of granite-hosted gold mineralization in the Tapajós Gold Province, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **49**:85-105. [10.1016/j.jsames.2013.11.004](https://doi.org/10.1016/j.jsames.2013.11.004).
- Aurora Gold. 2012. São Domingo Project Summary. Disponível em: [landmatrix.org \(...\)](http://landmatrix.org).
- Bahia R.B.C. & Quadros M.L.E.S. (orgs.). 2000. *Geologia e recursos minerais da Folha Caracol (SB-21-X-C), estado do Pará*, escala 1:250.000. Nota explicativa. Projeto Especial Província Mineral do Tapajós (PROMIN Tapajós), Brasília, CPRM, [CD-ROM], 53 p.

Baker T.R. & Lang J.R. 1999. Geochemistry of hydrothermal fluids associated with intrusion hosted gold mineralization, Yukon Territory. In: C.J. Stanley (ed.). *Mineral deposits: processes to processing*: Balkema, Rotterdam, p. 17-19.

Baker T.R., Pollard P.J., Mustard R., Mark G., Graham J.L. 2005. A comparison of granite-related tin, tungsten, and gold-bismuth deposits: Implications for exploration. *Society of Economic Geologists Newsletter*, **61**:5-17.

Baranov V. 1957. A New Method for Interpretation of Aeromagnetic Maps: Pseudo-Gravimetric Anomalies. *Geophysics*, **22**(2):359-382. [10.1190/1.1438369](https://doi.org/10.1190/1.1438369).

Barbuena D., Souza Filho C.R., Leite E.P., Miguel Jr. E., Assis R.R., Xavier R.P, Ferreira F.J.F., Paes de Barros A.J. 2013. Airborne geophysical data analysis applied to geological interpretation in the Alta Floresta Gold Province, MT. *Revista Brasileira de Geofísica*, **31**(1):169-186. [10.22564/rbgf.v31i1.254](https://doi.org/10.22564/rbgf.v31i1.254).

Barnes S.J., Cruden A.R., Arndt N., Saumur B. 2016. The mineral system approach to magmatic Ni-Cu-PGE sulphide deposits. *Ore Geology Reviews*, **76**:296-316. [10.1016/j.oregeorev.2015.06.012](https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2015.06.012).

Biondi J.C., Bartoszeck M.K., Vanzela G.A. 2001. Controles geológicos e geomorfológicos dos depósitos de caulim da Bacia de Campo Alegre (SC). *Rev. Bras. de Geociências*, **31**:13-20.

Bizinella G.A, Santiago A.F, Santos A, Borges F.R, Souza F.J.C, Godoy H.K, Yamaguti H.S, Oliveira J.R, Oliveira R.L. 1980. Projeto Tapajós-Sucunduri, Relatório Final. Manaus, DNPM/CPRM. Ib: 357-700.

Blakely R.J. 1996. *Potential theory in gravity and magnetic applications*. Cambridge University Press. 464 p.

Blum M.L.B. 1999. Processamento e interpretação de dados de geofísica aérea no Brasil central e sua aplicação à geologia regional e à prospecção mineral. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Univ. de Brasília, 229 p.

Bogie I., Khosrawi K., Talebi B. 2005. Geological results from the drilling of the Northwest Sabalan geothermal project, Iran. *Proceedings of the World Geothermal Congress 2005*, Antalya, Turquia, 5 p. Disponível em: www.geothermal-energy.org (...).

Bongiolo A.B.S. 2011. Contribuição ao estudo da Bacia do Amazonas e seu embasamento através de magnetometria e gravimetria. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Paraná, 290 p.

Bongiolo A.B.S. & Ferreira F.J.F. 2012. Evaluation of enhancement techniques of magnetic anomalies applied to structural interpretation of the Itaituba region, State of Pará - Brazil. *Rev. Brasileira de Geofísica*, **30**(3): 373-388.

Bongiolo A.B.S., Souza J., Ferreira F.J.F., Castro L.G. 2013. GRAV_MAG_PRISM: A MATLAB[®]/Octave program to generate gravity and magnetic anomalies due to rectangular prismatic bodies. *Revista Brasileira de Geofísica*, **31**(3): 347-363.

Bonham-Carter G.F. 1994. *Geographic Information Systems for Geoscientists: Modeling with GIS*. Pergamon, Oxford, 398 p.

Bonham-Carter C.F., Agterberg F.P., Wright D.F. 1988. Integration of geological datasets for gold exploration in Nova Scotia. *Photogrammetric Eng. Remote Sensing*, **54**(11):1585-1592. [10.1029/SC010p0015](https://doi.org/10.1029/SC010p0015).

- Borges A.W.G. 2010. Geologia e metalogênese do depósito aurífero São Jorge, Província Aurífera do Tapajós, Novo Progresso - PA. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, 92 p.
- Borges R.M.K., Dall'Agnol R., Lamarão C.N., Figueiredo M.A.B.M., Leite A.A.S., Barros C.E.M., Costi H.T. 2009. Petrografia, química mineral e processos hidrotermais associados ao depósito de ouro São Jorge, Província Aurífera do Tapajós, Cráton Amazônico. *Revista Brasileira de Geociências*, **39**:375-393.
- Borgo A., Biondi J.C., Chauvet A., Bruguier O., Monié P., Baker T.R., Ocampo R., Friedman R., Mortensen J. 2017. Geochronological, geochemical and petrographic constraints on the Paleoproterozoic Tocantinzinho gold deposit (Tapajós Gold Province, Amazonian Craton - Brazil): implications for timing, regional evolution and deformation style of its host rocks. *J. of South American Earth Sciences*, **75**:92-115. [10.1016/j.jsames.2017.02.003](https://doi.org/10.1016/j.jsames.2017.02.003).
- Breiman L., Friedman J., Stone C.J., Olshen R.A. 1984. *Classification and Regression Trees*. 1st edn. Chapman and Hall/CRC, Belmont, CA, 368 p.
- Briggs I.C. 1974. Machine Contouring Using Minimum Curvature. *Geophysics*, **39**(1):39-48. [10.1190/1.1440410](https://doi.org/10.1190/1.1440410).
- Brown W.M., Gedeon T.D., Groves D.I., Barnes R.G. 2000. Artificial neural networks: a new method for mineral prospectivity mapping. *Aust. J. of Earth Sciences*, **47**:757-770. [10.1046/j.1440-0952.2000.00807.x](https://doi.org/10.1046/j.1440-0952.2000.00807.x).
- Brown W.M., Groves D.I., Gedeon T.D. 2003. Use of fuzzy membership input layers to combine subjective geological knowledge and empirical data in a neural network method for mineral-potential mapping. *Nat. Res. Research*, **12**(3):183-200. [10.1023/A:1025175904545](https://doi.org/10.1023/A:1025175904545).
- Cainzos R.L.P. 2001. Integração de dados geofísicos e geológicos de Cuba centro-oriental: contribuições à cartografia e exploração mineral regional. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, 253 p.
- Campos L.D., Souza S.M., de Sordi D.A., Tavares F.M., Klein E.L., Lopes E.C.S. 2017. Predictive Mapping of Prospectivity in the Gurupi Orogenic Gold Belt, North–Northeast Brazil: An Example of District Scale Mineral System Approach to Exploration Targeting. *Natural Resources Research*, **26**(4):509-534. [10.1007/s11053-016-9320-5](https://doi.org/10.1007/s11053-016-9320-5).
- Carranza E.J.M. 2009. *Geochemical anomaly and mineral prospectivity mapping in GIS*. Handbook of Exploration and Environmental Geochemistry, 11, 351 p.
- Carranza E.J.M. 2015. Evidential belief predictive modeling of mineral prospectivity using few prospects and evidence with missing values. *Nat. Res. Research*, **24**:291-304. [10.1007/s11053-014-9250-z](https://doi.org/10.1007/s11053-014-9250-z).
- Carranza E.J.M. & Laborte A.G. 2015a. Data-driven predictive mapping of gold prospectivity, Baguio district, Philippines: Application of Random Forests algorithm. *Ore Geology Reviews*, **71**:777-787. [10.1016/j.oregeorev.2014.08.010](https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2014.08.010).
- Carranza E.J.M. & Laborte A.G. 2015b. Random forest predictive modeling of mineral prospectivity with small number of prospects and data with missing values in Abra (Philippines). *Computers & Geosciences*, **74**:60-70. [10.1016/j.cageo.2014.10.004](https://doi.org/10.1016/j.cageo.2014.10.004).

- Carranza E.J.M. & Laborte A.G. 2016. Data-Driven Predictive Modeling of Mineral Prospectivity Using Random Forests: A Case Study in Catanduanes Island (Philippines). *Natural Resources Research*, **25**:35-50. [10.1007/s11053-015-9268-x](https://doi.org/10.1007/s11053-015-9268-x).
- Carrino T.A. 2010. Geotecnologias aplicadas ao conhecimento de áreas-chaves à exploração aurífera na Província Mineral do Tapajós. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 192 p.
- Carrino T.A., Silva A.M., Botelho N.F., Silva A.A.C. 2011. Análise prospectiva para ouro nas regiões Ouro Roxo-Cantagalo e Chico Torres, Província Mineral do Tapajós. *Brazilian Journal of Geophysics*, **29(1)**:135-154. [10.1590/S0102-261X2011000100010](https://doi.org/10.1590/S0102-261X2011000100010).
- Carvalho M.T.N. 1999. Integração de dados geológicos, geofísicos e geoquímicos aplicados à prospecção de ouro nos *greenstone belts* de Pilar de Goiás e Guarinos, GO. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 229 p.
- Černý P., Blevin P.L., Cuney M., Nicolescu S. 2005. Granite-related ore deposits. *Economic Geology 100th Anniversary*, p.:337–370. [10.5382/AV100.12](https://doi.org/10.5382/AV100.12).
- Chen Y. & Wu W. 2015. A prospecting cost-benefit strategy for mineral potential mapping based on ROC curve analysis. *Ore Geol. Reviews*, **74**:26-38. [10.1016/j.oregeorev.2015.11.011](https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2015.11.011).
- Chen C., He B., Zeng Z. 2014. A method for mineral prospectivity mapping integrating C4.5 decision tree, weights-of-evidence and m-branch smoothing techniques: A case study in the eastern Kunlun Mountains, China. *Earth Science Info.*, **7**:13-24. [10.1007/s12145-013-0128-0](https://doi.org/10.1007/s12145-013-0128-0).
- Collins J.E., Hagemann S.G., McCuaig T.C., Frost K.M. 2012. Structural controls on sulfide mobilization at the high-grade flying fox Ni-Cu-PGE sulfide deposit, Forrestania greenstone belt, Western Australia. *Economic Geology*, **107(7)**:1433-1455. [10.2113/econgeo.107.7.1433](https://doi.org/10.2113/econgeo.107.7.1433).
- Cooke D.R., Hollings P., Walshe J.L. 2005. Giant porphyry deposits: characteristics, distribution, and tectonic controls. *Economic Geology*, **100**:801-818. [10.2113/gsecongeo.100.5.801](https://doi.org/10.2113/gsecongeo.100.5.801).
- Cordani U.G. & Brito Neves B.B. 1982. The geologic evolution of South America during the Archean and Early Proterozoic. *Revista Brasileira de Geociências*, **12**:78-88.
- Cordani U.G., Ramos V.A., Fraga L.M., Cegarra M., Delgado I., Souza K.G., Gomes F.E.M., Schobbenhaus C. 2016. Tectonic Map of South America at 1:5.9 M. CGMW-CPRM-SEGEMAR.
- Cordani U.G., Tassinari C.C.G., Teixeira W., Basei M.A.S., Kawashita K. 1979. Evolução tectônica da Amazônia com base nos dados geocronológicos. In: 2º Congresso Geológico Chileno, Arica, Chile. *Actas...*, **4**, p.:137-148.
- Cordell L. & Grauch V.J.S. 1985. Mapping basement magnetization zones from aeromagnetic data in the San Juan Basin, New Mexico. Hinze W.J. (ed). *The Utility of Regional Gravity and Magnetic Anomalies Maps*. Society of Exploration Geophysicists, p.181-197. [10.1190/1.0931830346.ch16](https://doi.org/10.1190/1.0931830346.ch16).
- Corrêa Silva R.H., Juliani C., Nunes C.M.D., Bettencourt J.S. 2000. Petrographic characterization of the hydrothermal alteration zones associated with gold mineralization in granitic rocks of the Batalha Gold Field, Tapajós (Pará) - Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, **30(2)**:242-245.

Courtillot V., Jaupart C., Manighetti I., Tapponnier P., Besse J. 1999. On causal links between flood basalts and continental breakup. *Earth and Planetary Science Letters*, **166**:177-195. [10.1016/S0012-821X\(98\)00282-9](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(98)00282-9).

Coutinho M.G.N. (ed.). 2008. *Província Mineral do Tapajós: geologia, metalogenia e mapa previsional para ouro em SIG*. Rio de Janeiro, CPRM, 402 p.

Coutinho M.G.N., Santos J.O.S., Fallick A.E., Lafon J.M. 2000. Orogenic gold deposits in Tapajós Mineral Province, Amazon, Brazil. *In: International Geological Congress*, 31, Rio de Janeiro, *Abstracts...* (CD-ROM).

CPRM - Serviço Geológico do Brasil. 2009. Projeto Aerogeofísico Itaituba: relatório final do levantamento e processamento dos dados magnetométricos e gamaespectrométricos. Programa Geologia do Brasil (PGB). Rio de Janeiro: Lasa Engenharia e Prospecções, 228 p.

CPRM - Serviço Geológico do Brasil. 2013. Projeto Aerogeofísico Província Aurífera dos Tapajós, fase 2: relatório final do levantamento e processamento dos dados magnetométricos e gamaespectrométricos. Programa Geologia do Brasil (PGB). Rio de Janeiro: Microsurvey Aerogeofísica e Consultoria Científica, 257 p.

CPRM - Serviço Geológico do Brasil. 2015. Projeto Aerogeofísico Rio Curuá: relatório final do levantamento e processamento dos dados magnetométricos e gamaespectrométricos. Programa Geologia do Brasil (PGB). Rio de Janeiro: Prospectors Aerolevantamentos e Sistemas Ltda, 246 p.

Czarnota K., Blewett R.S., Goscombe B. 2010. Predictive mineral discovery in the eastern Yilgarn Craton, Western Australia: an example of district scale targeting of an orogenic gold mineral system. *Precambrian Research*, **183**:356-377. [10.1016/j.precamres.2010.08.014](https://doi.org/10.1016/j.precamres.2010.08.014).

Debeglia N. & Corpel J. 1997. Automatic 3-D interpretation of potential field data using analytic signal derivatives. *Geophysics*, **62**(1):87-96. [10.1190/1.1444149](https://doi.org/10.1190/1.1444149).

Delgado I.M. 1999. Metalogenia previsional da Província Aurífera do Tapajós. Relatório interno, CPRM.

Dickson B.L. & Scott K.M. 1997. Interpretation of aerial gamma-ray surveys – adding the geochemical factors. *In: Airborne Magnetic and Radiometric Surveys, AGSO J. of Australian Geology & Geophysics*, **17**(2): 187-200.

Dreher A.M., Vlach S.R.F., Martini S.L. 1998. Adularia associated with epithermal gold veins in the Tapajós Mineral Province, Pará State, northern Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, **28**(3):397-404.

Duuring P., Bleeker W., Beresford S.W. 2007. Structural modification of the komatiite associated Harmony nickel sulfide deposit, Leinster, Western Australia. *Economic Geology*, **102**(2):277-297. [10.2113/gsecongeo.102.2.277](https://doi.org/10.2113/gsecongeo.102.2.277).

Efimov A.N. 1978. *Multiplikativnyi pokazatel dlja vydelenija endogennykh rud po aerogamma-spektrorniceskim dannym*. Naucno-proizvodatvennoje objedinenie “Geofizika” Leningrad.

Elliott B.A., Verma R., Kyle J.R. 2016. Prospectivity modeling for Cambrian-Ordovician hydraulic fracturing sand resources around the Llano Uplift, Central Texas. *Natural Resources Research*, **25**:389-415. [10.1007/s11053-016-9291-6](https://doi.org/10.1007/s11053-016-9291-6).

ESRI Inc. 2020. *ArcGIS Pro* (Versão 2.5.0). Esri Inc. <https://www.esri.com/en-us/arcgis/products/arcgis-pro/overview>.

- Evjen H.M. 1936. The place of the vertical gradient in gravitational interpretations. *Geophysics*, **1(1)**:127-136. [10.1190/1.1437067](https://doi.org/10.1190/1.1437067).
- Faraco M.T.L., Carvalho J.M.A., Klein E.L. 1997. Carta metalogenética da Província Aurífera do Tapajós. In: M.L. Costa & R.S. Angélica (coords.) *Contribuições à geologia da Amazônia*. SBG-Núcleo Norte, **1**:423-437.
- Fawcett T. 2006. An Introduction to ROC Analysis. *Pattern Recognition Letters*, **27(8)**:861-874. [10.1016/j.patrec.2005.10.010](https://doi.org/10.1016/j.patrec.2005.10.010).
- Fernandes C.M.D., Juliani C., Monteiro L.V.S., Lagler B., Misas C.M.E. 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? *Journal of South American Earth Sciences*, **32**:351-368. [10.1016/j.jsames.2011.03.004](https://doi.org/10.1016/j.jsames.2011.03.004).
- Ferreira A.L., Almeida M.E., Brito M.F.L., Monteiro M.S.A. (orgs.). 2000. Geologia e recursos minerais da Folha Jacareacanga (SB.21-Y-B), Estados do Amazonas e Pará. Projeto Especial Província Mineral do Tapajós. Escala 1:250.000. Manaus: CPRM, 60 p.
- Ferreira A.L., Rizzotto G.J., Quadros M.L.E., Bahia R.B.C., Lopes R.C., Oliveira M.A. 2004. Folha SB.21-Tapajós. In: C. Schobbenhaus, J.H. Gonçalves, J.O.S. Santos, M.B. Abram, R. Leão Neto, G.M.M. Matos, R.M. Vidotti, M.A.B. Ramos, J.D.A. Jesus (eds.) *Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Sistema de Informações Geográficas*. Programa Geologia do Brasil, Brasília, CPRM. 1 CD-ROM.
- Ferreira F.J.F. 1991. Aerogamaespectrometria e aeromagnetometria de um trato ocidental do Pré-cambriano paulista. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Univ. de São Paulo, 150p.
- Ferreira F.J.F., Abram M.B., Silva M.G. 2008. Interpretação dos dados geofísicos. In: Silva M.G., Abram M.B. (eds.) Projeto Metalogenia da Província Aurífera Juruena-Teles Pires, MT, Prog. Geologia do Brasil. p. 57-83.
- Ferreira F.J.F., Franke N.D., Silva F.V., Forlin M. 1998. Identificação gamaespectrométrica de áreas de alteração hidrotermal na região de Peixoto de Azevedo - MT. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 40, Belo Horizonte, Anais, 1:332.
- Ferreira F.J.F., Souza J., Bongioiolo A.B.S., Castro L.G. 2013. Enhancement of the total horizontal gradient of magnetic anomalies using tilt angle. *Geophysics*, **78(3)**:J33-J41. [10.1190/geo2011-0441.1](https://doi.org/10.1190/geo2011-0441.1).
- Flanigan B., Freeman C., Newberry R., McCoy D., Hart C. 2000. Exploration models for mid and Late Cretaceous intrusion-related gold deposits in Alaska and the Yukon Territory, Canada. In: J.K. Cluer, J.G. Price, E.M. Struhsacker e outros (eds.) *Geology and ore deposits 2000: The Great basin & beyond*, Geological Society of Nevada, Symposium Proceedings, p. 591-614.
- Fornazzari Neto L. & Ferreira F.J.F. 2003. Gamaespectrometria integrada a dados exploratórios multifonte em ambiente SIG aplicada à prospecção de ouro na Folha Botuverá, SC. *Rev. Bras. de Geociências*, **33(2)**:197-208.
- Franca-Rocha W., Bonham-Carter G., Misi A. 2003. GIS modeling for mineral potential mapping of carbonate-hosted Pb-Zn deposits. *Rev. Brasileira de Geociências*, **33(2)**:191-196.
- Galbraith J.H. & Saunders D.F. 1983. Rock Classification by Characteristics of Aerial Gamma-Ray Measurements. *J. of Geoch. Exploration*, **18(1)**:49-73. [10.1016/0375-6742\(83\)90080-8](https://doi.org/10.1016/0375-6742(83)90080-8).
- GEOSOFT. 2001. Magmap – 2D Frequency Domain Processing. Geosoft Technical Note, 34p.

Giggenbach W.F. 1992. Isotopic shift in waters from geothermal and volcanic systems along convergent plate boundaries and their origin. *Earth and Planetary Science Letters*, **113(4)**:495-510. [10.1016/0012-821X\(92\)90127-H](https://doi.org/10.1016/0012-821X(92)90127-H).

Gnojek I. & Přichystal A. 1985. A new zinc mineralization detected by airborne gamma-ray spectrometry in northern Moraiva (Czechoslovakia). *Geoexploration*, **23(4)**:491-502. [10.1016/0016-7142\(85\)90076-6](https://doi.org/10.1016/0016-7142(85)90076-6).

Goldfarb R.J., Hart C., Miller M., Miller L., Farmer G.L., Groves D.I. 2000. The Tintina gold belt – a global perspective. In: *The Tintina gold belt: Concepts, exploration, and discoveries*. British Columbia and Yukon Chamber of Mines, p. 5-34.

Goldfarb R.J., Miller L.D., Leach D.L., Snee L.W. 1997. Gold deposits in metamorphic rocks of Alaska. In: R.J. Goldfarb & L.D. Miller (eds.). *Mineral deposits of Alaska: Economic Geology Monograph 9*, p.:151-190.

Guimarães S.B., Klein E.L., Chaves C.L., Souza S.M., Castro J.M.R., Queiroz J.D.S., Feio J.V.B., Lima R.G.C. 2015. *Metalogenia das províncias minerais do Brasil: área sudeste do Tapajós*. Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais-CPRM, Brasília, Brasil, 61 p.

Gunn P.J. 1975. Linear Transformations of Gravity and Magnetism Fields. *Geophysical Prospecting*, **23**:300-312. [10.1111/j.1365-2478.1975.tb01530.x](https://doi.org/10.1111/j.1365-2478.1975.tb01530.x).

Gunn P.J. 1997. Quantitative methods for interpreting aeromagnetic data: a subjective review. *AGSO Journal of Australian Geology & Geophysics*, **17(2)**:105-113.

Gunn S. 1998. Support Vector Machines for Classification and Regression. Technical Report MP-TR-98-05, Image Speech and Intelligent Systems Group, University of Southampton, Southampton, 52 p.

Hagemann S.G. & Cassidy K.F. 2000. Archean orogenic lode gold deposits. *Society of Economic Geologists Reviews*, **13**:9-68. [10.5382/Rev.13.01](https://doi.org/10.5382/Rev.13.01).

Hagemann S.G., Cassidy K., Witt W. 2013. Gold Systems in the Lower Crustal Section (“bottom”) of Greenstone Belts. In: 12th SGA Biennial Meeting, Uppsala, *Proceedings*, **2**, p.:1113-1117.

Hagemann S.G., Lisitsin V.A., Huston D.L. 2016. Mineral system analysis: Quo vadis. *Ore Geology Reviews*, **76**:504-522. [10.1016/j.oregeorev.2015.12.012](https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2015.12.012).

Hariharan S., Tirodkar S., Porwal A., Bhattacharya A., Joly A. 2017. Random Forest-Based Prospectivity Modelling of Greenfield Terrains Using Sparse Deposit Data: An Example from the Tanami Region, Western Australia. *Nat. Res. Research*, **26**:489-507. [10.1007/s11053-017-9335-6](https://doi.org/10.1007/s11053-017-9335-6).

Harris D., Zurcher L., Stanley M., Marlow J., Pan G. 2003. A comparative analysis of favorability mappings by weights of evidence, probabilistic neural networks, discriminant analysis, and logistic regression. *Natural Resources Research*, **12**:241-255. [10.1023/B:NARR.0000007804.27450.e8](https://doi.org/10.1023/B:NARR.0000007804.27450.e8).

Hart C.J.R., Baker T.R., Burke M. 2000. New exploration concepts for country-rock hosted, intrusion-related gold systems, Tintina Gold Belt. *British Columbia and Yukon Chamber of Mines*, Volume Especial **2**:145-172.

Hart C.J.R., Selby D., Creaser R.A. 2001. *Timing relationships between plutonism and gold mineralization in the Tintina gold belt (Yukon and Alaska) using Re-Os molybdenite dating, in*

2001 – *A hydrothermal odyssey*. New developments in metalliferous hydrothermal systems research: Program with abstracts: Queensland, James Cook University Townsville, p. 71-72.

Hronsky J.M.A. & Groves D.I. 2008. Science of targeting: definition, strategies, targeting and performance measurement. *Aust. J. of Earth Sci.*, **55(1)**:3-12. [10.1080/08120090701581356](https://doi.org/10.1080/08120090701581356).

Huang C., Davis L.S., Townshend J.R.G. 2002. An assessment of support vector machines for land cover classification. *Int. Journal of Remote Sensing*, **23**:725-749. [10.1080/01431160110040323](https://doi.org/10.1080/01431160110040323).

Huston D.L., Mernagh T.P., Hagemann S.G., Doublier M.P., Fiorentini M., Champion D.C., Jaques A.L., Czarnota K., Cayley R., Skiroow R., Bastrakov E. 2016. Tectonometallogenic systems - the place of mineral systems within tectonic evolution, with an emphasis on Australian examples. *Ore Geology Reviews* **76**:168-210. [10.1016/j.oregeorev.2015.09.005](https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2015.09.005).

Jacques P.D., Lee S., Coutinho M.G.N., Lee H.J., Oh H.J. 2008. Mapa previsionial para ouro em Sistema de Informação Geográfica (SIG). In: M.G.N. Coutinho (ed.) *Província Mineral do Tapajós: geologia, metalogenia e mapa previsionial para ouro em SIG*. CPRM, Rio de Janeiro, p.:327-352.

Jébrak M. & Marcoux E. 2015. *Geology of Mineral Resources*. Geological Association of Canada, 662 p.

Johnson A., Cheeseman S., Ferris J. 1999. Improved compilation of antarctic Peninsula magnetic data by new interactive grid suturing and blending methods. *Annali di Geof.*, **42(2)**:249-259. [10.4401/ag-3717](https://doi.org/10.4401/ag-3717).

Juliani C., Corrêa Silva R.H., Monteiro L.V.S., Bettencourt J.S., Nunes C.M.D. 2001. Gênese e evolução da alteração hidrotermal no Granito Batalha, Província Aurífera do Tapajós (PA). In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 7. *Boletim de Resumos...*, Belém.

Juliani C., Corrêa Silva R.H., Monteiro L.V.S., Bettencourt J.S., Nunes C.M.D. 2002. The Batalha Au-Granite system – Tapajós Province, Amazonian Craton, Brazil: Hydrothermal alteration and regional implication. *Precambrian Research*, **119**:225-256. [10.1016/S0301-9268\(02\)00124-9](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(02)00124-9).

Juliani C., Fernandes C.M.D., Mapa F.B., Misas C.M.E., Monteiro L.V.S. 2008. A gênese do vulcano-plutonismo Uatumã e das mineralizações de Au e de metais de base associadas nas regiões do Tapajós, Iriri e Xingu (PA). In: Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados, 4, Foz de Iguaçu-PR, *Anais...*, p.:10.

Juliani C., Rye R.O., Nunes C.M.D., Snee L.W., Corrêa Silva R.H., Monteiro L.V.S., Bettencourt J.S., Neumann R., Alcover Neto A. 2005. Paleoproterozoic high-sulfidation mineralization in the Tapajós golf province, Amazonian Craton, Brazil: geology, mineralogy, alunite argon age, and stable-isotope constraints. *Chemical Geology*, **215**:95-125. [10.1016/j.chemgeo.2004.06.035](https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2004.06.035).

Juras S., Gregersen S., Alexander R. 2011. Technical Report for the Tocantinzinho Gold Project. Brazil. 174 p.

Kalinowski A. & Oliver S. 2004. *ASTER mineral index processing manual*. Remote Sensing Applications, Geoscience Australia. Disponível em: [www.ga.gov.au \(...\)](http://www.ga.gov.au).

Kavzoglu T. & Colkesen I. 2009. A kernel functions analysis for support vector machines for land cover classification. *Int. J. of Applied Earth Obs. and Geoinf.*, **11(5)**:352-359. [10.1016/j.jag.2009.06.002](https://doi.org/10.1016/j.jag.2009.06.002).

Klein E.L. & Carvalho J.M.A. 2008. Recursos Minerais. In: M.L. Vasquez & L.T. Rosa-Costa (eds.) *Geologia e Recursos Minerais do Estado do Pará: Sistema de Informações Geográficas – SIG: texto explicativo dos mapas geológico e tectônico e de recursos minerais do Estado do Pará*. Escala 1:1.000.000. Belém: CPRM, p. 217-262.

Klein E.L. & Vasquez M.L. (orgs.). 2000. *Geologia e recursos minerais da Folha Vila Riozinho SB.21-Z-A, Estado do Pará*. Escala 1:250.000. Brasília: CPRM. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB). Projeto Especial Província Mineral do Tapajós (PROMIN Tapajós). 1 CD-ROM.

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. Large Igneous Provinces Commission. Disponível online em: www.largeigneousprovinces.org/12nov.

Klein E.L., Almeida M.E., Vasquez M.L., Bahia R.B.C., Santos M.L.E., Ferreira A.L. 2001. *Geologia e recursos minerais da Província Mineral do Tapajós*. Folhas Vila Mamãe Anã (SB.21-V-D), Jacareacanga (SB.21-Y-B), Caracol (SB.21-X-C), Vila Riozinho (SB.21-Z-A) e Rio Novo (SB.21-Z-C). Estados do Pará e Amazonas. Escala 1:500.000. CPRM/DIEDIG/DEPAT, Brasília, 81 p.

Klein E.L., Araújo, O.J.B., Martins R.C. 2000a. Geologia Estrutural e Tectônica. In: E.L. Klein & M.L. Vasquez (orgs.) *Geologia e recursos minerais da Folha Vila Riozinho - SB.21-Z-A, Estado do Pará*, escala 1:250.000. Nota explicativa. Projeto Especial Província Mineral do Tapajós (PROMIN Tapajós). CPRM, Brasília.

Klein E.L., Araújo, O.J.B., Martins R.C. 2000b. Geologia Estrutural e Tectônica. In: M.L. Vasquez & E.L. Klein (orgs.) *Geologia e recursos minerais da Folha Rio Novo - SB.21-ZC, Estado do Pará*, escala 1:250.000. Nota explicativa. Projeto Especial Província Mineral do Tapajós (PROMIN Tapajós). CPRM, Brasília.

Klein E.L., Vasquez M.L., Rosa-Costa L.T., Carvalho J.M.A. 2002. Geology of Paleoproterozoic gneiss- and granitoid-hosted gold mineralization in Southern Tapajós Gold Province, Amazonian Craton, Brazil. *Int. Geo. Rev.*, **44**:544-558. [10.2747/0020-6814.44.6.544](https://doi.org/10.2747/0020-6814.44.6.544).

Knox-Robinson C.M. & Wyborn L.A.I. 1997. Towards a holistic exploration strategy: using Geographic Information System as a tool to enhance exploration. *Australian Journal of Earth Sciences*, **44(4)**:453-463. [10.1080/08120099708728326](https://doi.org/10.1080/08120099708728326).

Lafon J.M. & Coutinho M.G.N. 2008. Isótopos radiogênicos de chumbo. In: M.G.N. Coutinho (ed.) *Província Mineral do Tapajós: Geologia, metalogenia e mapa provisional para ouro em SIG*. CPRM, cap. **8**:251-262.

Lamarão C.N. 2001. Geologia, geoquímica e geocronologia do magmatismo paleoproterozoico da região de Vila Riozinho, Província Aurífera do Tapajós, Cráton Amazônico. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, 285 p.

Lamarão C.N., Dall'Agnol R., Lafon J.M., Lima E.F. 2002. Geology, geochemistry and Pb-Pb zircon geochronology of the Paleoproterozoic magmatism of Vila Riozinho, Tapajós Gold Province, Amazonian Craton, Brazil. *Precambrian Research*, **119**:189-223. [10.1016/S0301-9268\(02\)00123-7](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(02)00123-7).

- Lamarão C.N., Dall'Agnol R., Pimentel M.M. 2005. Nd isotopic composition of Paleoproterozoic volcanic and granitoid rocks of Vila Riozinho: implications for the crustal evolution of the Tapajós gold province, Amazon craton. *Journal of South America Earth Sciences*, **18**:277-292. [10.1016/j.jsames.2004.11.005](https://doi.org/10.1016/j.jsames.2004.11.005).
- Lang J.R. & Baker T.R. 2001. Intrusion-related gold systems: The present level of understanding. *Mineralium Deposita*, **36**:477-489. [10.1007/s001260100184](https://doi.org/10.1007/s001260100184).
- Lang J.R., Baker T.R., Hart C.J.R., Mortensen J.K. 2000. An exploration model for intrusion-related gold systems. *Society of Economic Geologists Newsletter*, **40**(1):6-15.
- Leite E.P. & Souza Filho C.R. 2009a. Artificial neural networks applied to mineral potential mapping for copper-gold mineralizations in the Carajás Mineral Province, Brazil. *Geophysical Prospecting*, **57**:1049-1065. [10.1111/j.1365-2478.2008.00779.x](https://doi.org/10.1111/j.1365-2478.2008.00779.x).
- Leite E.P. & Souza Filho C.R. 2009b. Probabilistic neural networks applied to mineral potential mapping for platinum group elements in the Serra Leste region, Carajás Mineral Province, Brazil. *Computers & Geosciences*, **35**(3):675-687. [10.1016/j.cageo.2008.05.003](https://doi.org/10.1016/j.cageo.2008.05.003).
- Lewkowski C., Porwal A., González-Álvarez I. 2010. Genetic Programming Applied to Base-metal Prospectivity Mapping in the Aravalli Province, India. *In: EGU general assembly conference abstracts*, v. 12, p.: 523.
- Li X. 2008. Magnetic reduction-to-the-pole at low latitudes: Observations and considerations. *The Leading Edge*, **27**(8):990-1002. [10.1190/1.2967550](https://doi.org/10.1190/1.2967550).
- Luiz J.G. & Silva L.M.C. 1995. *Geofísica de Prospecção*. Belém, UFPA, CEJUP, 311 p.
- Lynch J.V.G., Longstaffe F.J., Nesbitt B.E. 1990. Stable isotope and fluid inclusion indications of large-scale hydrothermal paleoflow, boiling, and fluid mixing in the Keno Hill Ag-Pb-Zn district, Yukon Territory, Canada. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **54**:1045-1059. [10.1016/0016-7037\(90\)90438-Q](https://doi.org/10.1016/0016-7037(90)90438-Q).
- Magalhães L.A. & Souza Filho C.R. 2012. Targeting of Gold Deposits in Amazonian Exploration Frontiers using Knowledge- and Data-Driven Spatial Modeling of Geophysical, Geochemical, and Geological Data. *Surv. Geoph.*, **33**:211-241. [10.1007/s10712-011-9151-1](https://doi.org/10.1007/s10712-011-9151-1).
- Mair J.L., Hart C.J.R., Goldfarb R.J., O'Dea M., Harris S. 2000. Geology and metallogenic signature of gold occurrences at Scheelite Dome, Tombstone gold belt, Yukon. *In: D.S. Emond & L.H. Weston (eds.) Yukon exploration and geology 1999*. Exploration and Geological Services Division, Yukon Region, Indian and Northern Affairs Canada, p.:165-176.
- Maloof T.L., Baker T.R., Thompson J. F. H. 2001. The Dublin Gulch intrusion-hosted deposit, Tombstone Plutonic Suite, Yukon Territory, Canada. *Mineralium Deposita*, **36**:583-593. [10.1007/s001260100190](https://doi.org/10.1007/s001260100190).
- Martini S.L. 1998. An overview of main auriferous regions of Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, **28**(3):307-314.
- Mathew J., Jha V.K., Rawat G.S. 2007. Weights of evidence modelling for landslide hazard zonation mapping in part of Bhagirathi valley, Uttarakhand. *Current Science*, **92**(5):628-638.
- McCoy D., Newberry R.J., Layer P., DiMarchi J.J., Bakke A., Masterman J.S., Minchane D.L. 1997. Plutonic-related gold deposits of interior Alaska. *In: R.J. Goldfarb & L.D. Miller (eds.) Mineral deposits of Alaska: Economic Geology Monograph 9*, p.191-241.

McCuaig T.C. & Hronsky J.M.A. 2014. The mineral system concept: The key to exploration targeting. In: K.D. Kelley & H.C. Golden. *Building Exploration Capability for the 21st Century*. Society of Economic Geologists, Keystone, Colorado, Publicação Especial **18(8)**:153-175.

McCuaig T.C., Beresford S.W., Hronsky J.M.A. 2010. Translating the mineral systems approach into an effective exploration targeting system. *Ore Geology Reviews*, **38(3)**:128-138. [10.1016/j.oregeorev.2010.05.008](https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2010.05.008).

McKay G. & Harris J.R. 2015. Comparison of the data-driven Random Forests model and a knowledge-driven method for Mineral Prospectivity Mapping: a case study for Gold Deposits around the Huritz Group and Nueltin Suite, Nunavut, Canada. *Natural Res. Research*, **25(2)**:125-143. [10.1007/s11053-015-9274-z](https://doi.org/10.1007/s11053-015-9274-z).

McMahon A.M. 2011. *Resource estimate and technical report for the Cuiú-Cuiú project Tapajós region, north-central Brazil*. Magellan Minerals Ltda, Belo Horizonte: P, A & H Brasil.

Melo A.F.F., Andrade A.F., Yamaguti H.S., Oliveira J.R., Carmona J.R.M., D'Antona R.J.G., Lopes R.C., Bizinella G.A., Santiago A.F., Santos A., Borges F.R., Godoy H.H., Oliveira R.L., Melo C.F., Matos E.B.O. 1980. Projeto Tapajós-Sucunduri: relatório final. Manaus: CPRM/DNPM. v. I-A, p.:1-356.

Miller H.G. & Singh V. 1994. Potential field tilt – a new concept for location of potential field sources. *Journal of Applied Geophysics*, **32(2-3)**:213-217. [10.1016/0926-9851\(94\)90022-1](https://doi.org/10.1016/0926-9851(94)90022-1).

Milligan P.R. & Gunn P.J. 1997. Enhancement and presentation of airborne geophysical data. *AGSO Journal of Australian Geology & Geophysics*, **17(2)**:63-75.

Misas C.M.E. 2010. Evolução magmática, alteração hidrotermal e gênese da mineralização de ouro e cobre do Palito, Província Aurífera do Tapajós (PA). Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 179 p.

Monteiro M.A.S. 2000. Diabásio Crepori. In: M.E. Almeida, M.F.L. Brito, A.L. Ferreira & M.A.S. Monteiro. *Geologia e recursos minerais da Folha Vila Mamãe Anã - SB.21-V-D: Estados do Pará e Amazonas*, escala 1:250.000. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, Brasília, CPRM.

Montgomery M. & Harvey L. 2010. Fofoca prospect São Domingos project, Para, Brazil. Resource Report. Aurora Gold - Geosure, 2010.

Nabighian M.N. 1972. The analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section: its properties and use for automated anomaly interpretation. *Geophysics*, **37(3)**:507-517. [10.1190/1.1440276](https://doi.org/10.1190/1.1440276).

Nabighian M.N. 1974. Additional comments on the analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section. *Geophysics*, **39(1)**:85-92. [10.1190/1.1440416](https://doi.org/10.1190/1.1440416).

Nettleton L.L & Cannon J.R. 1962. Investigation of upward continuation system. *Geophysics*, **27(6)**:796-806. [10.1190/1.1439102](https://doi.org/10.1190/1.1439102).

Nóbrega R.P. & Souza Filho C.R. 2003. Análise Espacial Guiada pelos Dados (Data-Driven): O Uso de Redes Neurais para Avaliação do Potencial Poli-Minerálico na Região Centro-Leste da Bahia. *Revista Brasileira de Geociências*, **33(2)**:168-180.

O'Dea M., Carlson G., Harris S., Fields M., Tucker T.L., Smith M.T. 2000. Structural and metallogenic framework for the Scheelite Dome Deposit, Yukon Territory. *British Columbia and Yukon Chamber of Mines*, Volume Especial **2**:115-129.

- Oh H.J. & Lee S. 2010. Application of artificial neural network for gold-silver deposits potential mapping: a case study of Korea. *Nat. Res. Research*, **19**:103-124. [10.1007/s11053-010-9112-2](https://doi.org/10.1007/s11053-010-9112-2).
- Oshiro T.M., Perez P.S., Baranauskas J.A. 2012. How many trees in a random forest? *In*: P. Perner (Ed.), *Machine learning and data mining in pattern recognition. Lecture notes in computer science*, 7376:154-168.
- Ostrovskiy E.Y. 1975. Antagonism of radioactive elements in wallrock alterations fields and its use in aerogamma spectrometric prospecting. *Int. Geology Review*, **17**(4):461-468. [10.1080/00206817509471687](https://doi.org/10.1080/00206817509471687).
- Pascholati E.M. 1990. Caracterização geofísica da Suíte Intrusiva de Itu. Tese de Doutorado, Instituto Astronômico e Geofísico, Universidade de São Paulo, 135 p.
- Pedregosa F., Varoquaux G., Gramfort A., Michel V., Thirion B., Grisel O., Blondel M., Prettenhofer P., Weiss R., Dubourg V., Vanderplas J., Passos A., Cournapeau D., Brucher M., Perrot M., Duchesnay É. 2011. Scikit-learn: Machine Learning in Python. *J. Mach. Learn. Res.*, **12**:2825–2830.
- Pereira D.F. 2017. Petrografia, geoquímica e química mineral das rochas encaixantes do depósito São Chico, Domínio Tapajós, sudoeste do Pará. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, 134 p.
- Person M., Banerjee A., Hofstra A., Sweetkind D., Gao Y. 2008. Hydrologic models of modern and fossil geothermal systems in the Great Basin: Genetic implications for epithermal Au-Ag and Carlin-type gold deposits. *Geosphere*, **4**(5):888-917. [10.1130/GES00150.1](https://doi.org/10.1130/GES00150.1).
- Pessoa M.R., Santiago A.F., Andrade A., Nascimento J.O., Santos J.O.S., Oliveira J.R., Lopes, R.C, Prazeres W.V. 1977. Projeto Jamanxim. Relatório Final. Manaus, DNPM/CPRM, 614p.
- Piccini C., Marchetti A., Farina R., Francaviglia R. 2012. Application of indicator kriging to evaluate the probability of exceeding nitrate contamination thresholds. *International Journal of Environmental Research*, **6**(4):853-862. [10.22059/ijer.2012.556](https://doi.org/10.22059/ijer.2012.556).
- Pirajno F. 2009. *Hydrothermal Processes and Mineral Systems*. Springer, Perth, 1250 p.
- Pires A.C.B. 1995. Identificação geofísica de áreas de alteração hidrotermal, Crixás-Guarinos, Goiás. *Revista Brasileira de Geociências*, **21**(1):61-68.
- Plutowski M., Sakata S., White H. 1994. Cross-validation estimates IMSE. *Advances in Neural Information Processing Systems*, **6**:391–398.
- Porwal A., Carranza E.J.M., Hale M. 2003. Artificial neural networks for mineral-potential mapping: a case study from Aravalli Province, Western India. *Nat. Resour. Res.*, **12**:155-171. [10.1023/A:1025171803637](https://doi.org/10.1023/A:1025171803637).
- Porwal A., Yu L., Gessner K. 2010. SVM-based base-metal prospectivity modeling of the Aravalli Orogen, northwestern India. *EGU Gen. Assem.*, **12**:15171.
- Prado E.M.G., Souza Filho C.R., Carranza E.J.M., Motta J.G. 2020. Modeling of Cu-Au Prospectivity in the Carajás Mineral Province (Brazil) through Machine Learning: Dealing with Imbalanced Training Data. *Ore Geology Reviews*, **124**:103611. [10.1016/j.oregeorev.2020.103611](https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2020.103611).

- Quadros M.L.E.S., Bahia R.B.C., Almeida M.E. 1998. Geologia, petrografia e geoquímica preliminar da Suíte Intrusiva Cachoeira Seca, Província Mineral do Tapajós, sudoeste do Pará. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 4, Belo Horizonte. *Anais...* SBG, p.:468.
- Quadros T.F.P. 2000. Integração de dados em ambiente SIG para mapeamento de favorabilidade mineral de ouro na Ilha Cristalina de Riviera (Uruguai). Tese de Doutorado, Escola de Engenharia, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 259 p.
- Queiroz J.D.S. & Villas R.N.N. 2015. Estudo dos fluidos hidrotermais relacionados ao depósito Tocantinzinho, Província Aurífera do Tapajós, Pará, com base em inclusões fluidas. *Contr. à Geologia da Amazônia*, **9**: 93-117.
- Queiroz J.D.S., Klein E.L., Rodrigues J.B. 2015. Rochas intrusivas na Formação Castelo dos Sonhos, Cráton Amazônico: petrografia, geocronologia, geoquímica e implicações para as idades de sedimentação e da mineralização no depósito aurífero Castelo de Sonhos. *Bol. Mus. Par. Em. Goeldi. Ciências Nat.*, **10(3)**:341-380.
- Radford D.D.G., Cracknell M.J., Roach M.J., Cumming G.V. 2018. Geological Mapping in Western Tasmania Using Radar and Random Forests. *IEEE J. Sel. Top. Appl. Earth Obs. Remote Sens.*, **11(9)**:3075-3087. [10.1109/JSTARS.2018.2855207](https://doi.org/10.1109/JSTARS.2018.2855207).
- Raines G.L., Sawatzky D.L., Bonham-Carter G.F. 2010. Incorporating Expert Knowledge: New fuzzy logic tools in ArcGIS 10. Spring, p. 8-13. Disponível em: www.esri.com/news/arcuser/0410/files/fuzzylogic.pdf.
- Ranjbar H., Shahriari H., Honarmand M. 2003. Comparison of ASTER and ETM+ data for exploration of porphyry copper mineralization: A case study of Sar Cheshmeh areas, Kerman, Iran. Map Asia Conference.
- Reimann C., Filzmoser P., Garrett R.G., Dutter R. 2008. *Statistical data analysis explained: applied environmental statistics with R*. John Wiley & Sons Ltd., Chichester, 362 p.
- Ricci P.S.F, Santos A., Klein E.L., João X.S.J., Martins R.C. 1999. Suíte Intrusiva Creporizão - Província Tapajós: proposta e critérios de definição. *In: 6º Simpósio de Geologia da Amazônia. Anais*, Manaus, p.:519-522.
- Rigol-Sanchez J.P., Chica-Olmo M., Abarca-Hernandez F. 2003. Artificial neural networks as a tool for mineral potential mapping with GIS. *Int. J. Remote Sens.*, **24**:1151-1156. [10.1080/0143116021000031791](https://doi.org/10.1080/0143116021000031791).
- Robert F. 1996. Tapajós Gold Project, Pará State, Brazil. Mission Report, CIDA Project 204/13886, Canada-Brazil Cooperation Project for Sustainable Development in Mineral Sector, Geological Survey of Canada, 35 p.
- Rodriguez-Galiano V.F., Chica-Olmo M., Chica-Rivas M. 2014. Predictive modelling of gold potential with the integration of multisource information based on random forest: a case study on the Rodalquilar area, Southern Spain. *Int. J. Geogr. Inf. Science*, **28**:1336-1354. [10.1080/13658816.2014.885527](https://doi.org/10.1080/13658816.2014.885527).
- Rodriguez-Galiano V.F., Sanchez-Castillo M., Chica-Olmo M., Chica-Rivas M. 2015. Machine learning predictive models for mineral prospectivity: An evaluation of neural networks, random forest, regression trees and support vector machines. *Ore Geology Reviews*, **71**:804-818. [10.1016/j.oregeorev.2015.01.001](https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2015.01.001).

- Roest W.R.J., Verhoef J., Pilkington M. 1992. Magnetic interpretation using the 3-D analytic signal. *Geophysics*, **57**(1):116-125. [10.1190/1.1443174](https://doi.org/10.1190/1.1443174).
- Rönkkö T. & Kallunki J. 2017. ArcSDM 5 – The new Spatial data modeller toolbox for ArcGis. www.github.com/gtkfi/ArcSDM.
- Salui C.L. 2018. Methodological Validation for Automated Lineament Extraction by LINE Method in PCI Geomatica and MATLAB based Hough Transformation. *Journal of the Geological Society of India*, **92**:321-328. [10.1007/s12594-018-1015-6](https://doi.org/10.1007/s12594-018-1015-6).
- Santiago E.S.B. 2012. Rochas hospedeiras, alteração hidrotermal e avaliação do balanço geoquímico de massa do depósito aurífero Tocantinzinho, Província do Tapajós-PA. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, 126 p.
- Santiago E.S.B., Villas R.N., Ocampo R.C. 2013. The Tocantinzinho gold deposit, Tapajós Province, State of Pará: host granite, hydrothermal alteration and mineral chemistry. *Brazilian Journal of Geology*, **43**:185-208. [10.5327/Z2317-48892013000100015](https://doi.org/10.5327/Z2317-48892013000100015).
- Santos D.B, Fernandes P.E.C.A, Dreher A.M, Cunha F.B, Basei M.A.S, Teixeira J.B.G. 1975. Geologia - Folha SB.21 Tapajós. In: Levantamento de Recursos Naturais,7, Projeto RADAM. Rio de Janeiro, DNPM, p. 15-99.
- Santos J.O.S. 2003. Geotectônica dos Escudos da Guiana e Brasil Central. In: L.A. Bizzi, C. Schobbenhaus, R.M. Vidotti, J.H. Gonçalves (eds.) *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil. Texto, mapas e SIG*. CPRM-Serviço Geológico do Brasil, p.:169-226.
- Santos J.O.S. & Loguércio S.O.C. 1984. A parte meridional do Cráton Amazônico (escudo Brasil Central e as bacias do Alto-Tapajós e Parecis-Alto Xingu). In: C. Schobbenhaus, D.A. Campos, R.G. Derze & H.E. Asmus (eds.). *Geologia do Brasil. Texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente, incluindo depósitos minerais*. Brasília: DNPM, p.:93-127.
- 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 and U-Pb and Sm-Nd geochronology. *Gondwana Research*, **3**(4):453-488. [10.1016/S1342-937X\(05\)70755-3](https://doi.org/10.1016/S1342-937X(05)70755-3).
- Santos J.O.S, Groves D.I, Hartmann L.A, Moura M.A, Cnaughton N.J. 2001. Gold deposits of the Tapajós and Alta Floresta Domains, Tapajós-Parima orogenic belt, Amazon Craton, Brazil. *Mineralium Deposita*, **36**:278-299. [10.1007/s001260100172](https://doi.org/10.1007/s001260100172).
- Santos J.O.S., Hartmann L.A., McNaughton N.J., Fletcher I.R. 2002. Timing of mafic magmatism in the Tapajós Province (Brazil) and implication for the evolution of the Amazon Craton: evidence from baddeleyite and zircon U-Pb SHRIMP geochronology. *Journal of South American Earth Sciences*, **15**(4):409-429. [10.1016/S0895-9811\(02\)00061-5](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(02)00061-5).
- Santos J.O.S., Van Breemen O.T., Groves D.I., Hartmann L.A., Almeida M.E., McNaughton N.J., Fletcher I.R. 2004. Timing and evolution of multiple Paleoproterozoic magmatic arcs in the Tapajós Domain, Amazon Craton: constraints from SHRIMP and TIMS zircon, baddeleyite and titanite U-Pb geochronology. *Precambrian Research* **131**:73-109. [10.1016/j.precamres.2004.01.002](https://doi.org/10.1016/j.precamres.2004.01.002).
- Santos R.A. 1997. *Contribuição à análise estrutural de jazimentos auríferos do rio Tapajós, SW do Pará e SE do Amazonas: garimpos Abacaxis, Espírito Santo, Bom Jesus, Goiano*,

Fazenda Pison, Ouro Mil, Santa Isabel, Majestade e Carneirinho. Brasília, CPRM, Relatório interno.

Santos R.A. 1999. Controle estrutural das mineralizações de ouro da província mineral do Tapajós – síntese de análise estrutural dos prospectos. Salvador, Relatório Interno, DIGEOB/CPRM.

Santos R.A. & Coutinho M.G.N. 2008. Geologia estrutural. In: M.G.N. Coutinho (ed.) *Província Mineral do Tapajós: geologia, metalogenia e mapa provisional para ouro em SIG*. Rio de Janeiro: CPRM-Serviço Geológico do Brasil. p. 97-135.

Santos Júnior P.S.M. 2009. Geologia e petrografia do corpo Wilton W – depósito São Jorge, Província Aurífera Tapajós, Novo Progresso – PA. Trabalho de Conclusão de Curso de Graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, 79 p.

Saunders D.F., Terry S.A., Thompson C.K. 1987. Test of national uranium resource evaluation gamma-ray spectral data in petroleum reconnaissance. *Geophysics*, **52(11)**:1547-1556. [10.1190/1.1442271](https://doi.org/10.1190/1.1442271).

Sawatzky D.L., Raines G.L., Bonham-Carter G.F., Looney C.G. 2009. Spatial Data Modeller (SDM): ArcMAP 9.3 geoprocessing tools for spatial data modelling using weights of evidence, logistic regression, fuzzy logic and neural networks.

Semblano F.R.D., Pereira N.C.S., Vasquez M.L., Macambira M.J.B. 2016. Novos dados geológicos e isotópicos para o Domínio Irixi-Xingu, Província Amazônia Central: implicações para a idade do Grupo Irixi. *Revista do Inst. de Geociências - USP, Série Científica*, **16(3)**:19-38. [10.11606/issn.2316-9095.v16i3p19-38](https://doi.org/10.11606/issn.2316-9095.v16i3p19-38).

Shives R.B.K., Charbonneau B.K., Ford K.L. 1997. The detection of potassic alteration by gamma ray spectrometry recognition of alteration related to mineralization. In: Exploration 97, 4th Decennial International Conference of Mineral Exploration, (Toronto, Canada), p. 345-353.

Silva Júnior C.A.S., Klein E.L., Galarza M.A., Borges M.K., Queiroz J.D.S., Assunção R.F.S., Araújo A.C.S., Moore D.J. 2015. Zircon geochronology and Pb isotope systematics in sulfides: implications on the genesis of gold mineralization in the Cuiú-Cuiú goldfield, Tapajós Gold Province, Amazonian Craton, Brazil. *Contribuições à Geologia da Amazônia*, **9**:453-465.

Singer D.A. & Kouza R. 1996. Application of a feedforward neural network in the search for Kuroko deposits in the Hokuroku district. Japan. *Math. Geol.*, **28**:1017-1023. [10.1007/BF02068587](https://doi.org/10.1007/BF02068587).

Skirrow R.G. 2009. Uranium ore-forming systems of the Lake Frome region, South Australia: Regional spatial controls and exploration criteria. *Geoscience Australia Record*, 40, p. 148.

Skirrow R.G., Huston D.L., Mernagh T.P., Thorne J.P., Dulfer H., Senior A.B. 2013. *Critical commodities for a high-tech world: Australia's potential to supply global demand*. Geoscience Australia, Canberra.

Smirnoff A., Boisvert E., Paradis S.J. 2008. Support vector machine for 3D modeling from sparse geological information of various origins. *Computers & Geosciences*, **34**:127-143. [10.1016/j.cageo.2006.12.008](https://doi.org/10.1016/j.cageo.2006.12.008).

Sotero A.M., Lamarão C.N., Marques G.T., Rodrigues P.R.S. 2015. Quartzo magmático e hidrotermal do depósito de ouro São Jorge, Província Aurífera do Tapajós, Pará: petrografia,

microscopia eletrônica de varredura-catodoluminescência e implicações metalogenéticas. *Brazilian Journal of Geology*, **45(4)**:591-607. [10.1590/2317-4889201520150011](https://doi.org/10.1590/2317-4889201520150011).

Souza S.R.C. 2009. Petrografia, litogeoquímica, geocronologia e geoquímica isotópica da mineralização aurífera e rochas hospedeiras do prospecto Água Branca, Província Tapajós. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 106 p.

Souza Filho C.R., Nunes A.R., Leite E.P., Monteiro L.V.S., Xavier R.P. 2007. Spatial Analysis of Airborne Geophysical Data Applied to Geological Mapping and Mineral Prospecting in the Serra Leste Region, Carajás Mineral Province, Brazil. *Surveys in Geophysics*, **28**:377-405. [10.1007/s10712-008-9031-5](https://doi.org/10.1007/s10712-008-9031-5).

Squire R.J. & Miller J.M. 2003. Synchronous compression and extension in East Gondwana; tectonic controls on world-class gold deposits at 440 Ma. *Geology*, **31(12)**:1073-1076. [10.1130/G19710.1](https://doi.org/10.1130/G19710.1).

Stephens J.R., Oliver N.H.S., Baker T.R., Hart C.J.R. 2000. Structural evolution and controls on gold mineralization at Clear Creek, Yukon. In: D.S. Emond & L.H. Weston (eds.) *Yukon exploration and geology 1999*. Exploration and Geological Services Division, Yukon Region, Indian and Northern Affairs Canada, p.:151-163.

Tassinari C.C.G. 1996. O mapa geocronológico do Cráton Amazônico no Brasil: revisão dos dados isotópicos. Tese de Livre docência, Instituto de Geociências, Univ. de São Paulo, 139 p.

Tassinari C.C.G. & Macambira M.J.B. 1999. Geochronological Provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, **22(3)**:174-182. [10.18814/epiugs/1999/v22i3/004](https://doi.org/10.18814/epiugs/1999/v22i3/004).

Tassinari C.C.G. & Macambira M.J.B. 2004. A evolução tectônica do Cráton Amazônico. In: V. Mantesso-Neto, A. Bartoreli, C.D.R. Carneiro, B.B. de Brito Neves (eds.) *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Beca, São Paulo, p.:471-485.

Teixeira W., Tassinari, C.C.G., Cordani, U.G., Kawashita, K. 1989. A review of the geochronology of the Amazonian Craton: Tectonic Implications. *Precambrian Research*, **42**:213-227. [10.1016/0301-9268\(89\)90012-0](https://doi.org/10.1016/0301-9268(89)90012-0).

Thompson J.F.H., Sillitoe R.H., Baker T.R., Lang J.R., Mortensen J.K. 1999. Intrusion-related gold deposits associated with tungsten-tin provinces. *Mineralium Deposita*, **34**:323-334. [10.1007/s001260050207](https://doi.org/10.1007/s001260050207).

Thompson J.F.H. & Newberry R.J. 2000. Gold deposits related to reduced granitic intrusions. *Reviews in Economic Geology*, **13**:377-400. [10.5382/Rev.13.11](https://doi.org/10.5382/Rev.13.11).

Tomkins A.G., Pattison D.R.M., Zaleski E. 2004. The Hemlo gold deposit, Ontario: an example of melting and mobilization of a precious metal-sulfosalt assemblage during amphibolite facies metamorphism and deformation. *Economic Geology*, **99(6)**:1063-1084. [10.2113/gsecongeo.99.6.1063](https://doi.org/10.2113/gsecongeo.99.6.1063).

Tsoukalas L.H. & Uhrig R.E. 1997. *Fuzzy and neural approaches in engineering*. New York, John Wiley and Sons, Inc., 587 p.

Turlapaty A.C., Anantharaj V.G., Younan N.H. 2010. A pattern recognition based approach to consistency analysis of geophysical datasets. *Computers & Geosciences*, **36(4)**:464-476. [10.1016/j.cageo.2009.10.002](https://doi.org/10.1016/j.cageo.2009.10.002).

Van Rijsbergen C.J. 1979. *Information Retrieval*. 2nd ed. Butterworth-Heinemann. 208 p.

- Vapnik V.N. 1995. *The Nature of Statistical Learning Theory*. New York, Springer, 314 p.
- Vasquez M.L. & Dreher A.M. 2011. Uma avaliação da estratigrafia dos eventos magmáticos de 1900-1860 Ma do Cráton Amazônico. *In: 12º Simpósio de Geologia da Amazônia, Boa Vista, Resumos Expandidos...* p.:405-408.
- Vasquez M.L. & Klein E.L. 2000. *Geologia e recursos minerais da Folha Rio Novo – SB.21-ZC: Estado do Pará*. Escala 1:250.000. Brasília: CPRM, Projeto Especial Província Mineral do Tapajós (PROMIN Tapajós).
- Vasquez M.L. & Ricci P.S.F. 2002. Caracterização dos lamprófios da Província Tapajós. *In: Simpósio sobre Vulcanismo e Ambientes Associados, 2, Belém. Boletim de Resumos...* SBG/PRONEX-UFGA. p.: 91.
- Vasquez M.L., Ricci P.S.F., Klein E.L. 2002. Granitoides pós-colisionais da porção leste da Província Tapajós. *Contr. à geologia da Amazônia*, 3:67-84. [10.13140/RG.2.1.3880.8082](https://doi.org/10.13140/RG.2.1.3880.8082).
- Vasquez M.L., Chaves C.L., Moura E.M., Oliveira J.K.M., Lafon J.M. 2013. Eventos magmáticos de 2020-1980 Ma nas folhas São Domingos e Jardim do Ouro, porção leste do Domínio Tapajós. *In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 13, Belém. Anais...* SBG/Núcleo Norte. p.:209-212.
- Vasquez M.L., Chaves C.L., Pinheiro F.G.R., Castro J.M.R., Costa Neto M.C., Cruz V.L., Chiba B.F.F., Amaral J.A.F. 2016. *Projeto Evolução Crustal e Metalogenia da Província Mineral do Tapajós – ARIM Tapajós: Ação Avaliação dos Recursos Minerais do Brasil*. Relatório Técnico Anual, CPRM/SGB, 27 p.
- Vasquez M.L., Chaves C.L., Melo E.M., Oliveira J.K.M. 2017. *Geologia e recursos minerais das folhas São Domingos – SA.21-Z-A-II e Jardim do Ouro – SA.21-Z-A-III, Estado do Pará, escala: 1:100.000*. CPRM/SGB, 305 p.
- Vasquez M.L., Klein E.L., Quadros M.L.E.S., Bahia R.B.C., Santos A., Ricci P.S.F., Sachett C.R., Silva C.M.G., Macambira M.J.B. 1999. Magmatismo Uatumã na Província Tapajós: novos dados geocronológicos. *In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 6, Manaus. Resumos Expandidos...* Manaus: SBG/Núcleo Norte, p. 471-474.
- Vasquez M.L., Klein E.L., Macambira M.J.B., Santos A., Bahia R.B.C., Ricci P.S.F., Quadros M.L.E.S. 2000a. Geochronology of granitoids, mafic intrusions and mineralizations of the Tapajós Gold Province, Amazonian Craton, Brazil. *In: International Geological Congress, 31, Abstracts...* Rio de Janeiro.
- Vasquez M.L., Ricci P.S.F., Klein E.L., Santos A., Martins R.C. 2000b. Descrição das unidades litoestratigráficas e litodêmicas. *In: E.L. Klein & M.L. Vasquez (orgs.) Projeto Especial Província Mineral do Tapajós. Geologia e recursos minerais da Folha Vila Riozinho (SB.21-Z-A), Estado do Pará*. Escala 1:250.000. CPRM, Belém.
- Vasquez M.L., Rosa-Costa L.T., Silva C.M.G., Klein E.L. 2008a. Compartimentação tectônica. *In: M.L. Vasquez & L.T. da Rosa-Costa (eds.) Geologia e Recursos Minerais do Estado do Pará: Sistema de Informações Geográficas e SIG, texto explicativo dos mapas Geológico e Tectônico e de Recursos Minerais do Estado do Pará*. Escala 1:1.000.000. Belém: CPRM – Serviço Geológico do Brasil, p. 39-112.
- Vasquez M.L., Rosa-Costa L.T., Silva C.M.G., Ricci P.S.F., Barbosa J.P.O., Klein E.L., Lopes E.C.S., Macambira E.M.B., Chaves C. L., Carvalho J.M.A., Oliveira J.G.F., Anjos G.C., Silva H.R., 2008b. Unidades litoestratigráficas. *In: M.L. Vasquez & L.T. da Rosa-Costa (eds.):*

Geologia e Recursos Minerais do Estado do Pará: Sistema de Informações Geográficas e SIG, texto explicativo dos mapas Geológico e Tectônico e de Recursos Minerais do Estado do Pará. Escala 1:1.000.000. Belém: CPRM, p. 113-214.

Vasquez *et al.* no prelo. ARIM Tapajós, mapa geológico-geofísico e nota explicativa. CPRM/SGB.

Veloso A.S.R. & Santos M.D. 2013. Geologia, petrografia e geocronologia das rochas do depósito aurífero Ouro Roxo, Província Tapajós, Jacareacanga (PA), Brasil. *Brazilian Journal of Geology*, **43**: 22-36. [10.5327/Z2317-48892013000100004](https://doi.org/10.5327/Z2317-48892013000100004).

Veloso A.S.R., Santos M.D., Rios F.J. 2013. Evolução dos fluidos mineralizantes e modelo genético dos veios de quartzo auríferos em zona de cisalhamento do depósito Ouro Roxo, Província Tapajós, Jacareacanga (PA) Brasil. *Brazilian Journal of Geology*, **43**(4):725-744. [10.5327/Z2317-488920130004000011](https://doi.org/10.5327/Z2317-488920130004000011).

Veloso A.S.R., Santos M.D., Santos W.P., Snee L.W. 2008. Relação entre a mineralização aurífera do depósito Ouro Roxo e a zona de cisalhamento Ouro Roxo-Cantagalo, Província Tapajós, Pará. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 44, Curitiba. *Anais...* SBG, p. 169.

Villas R.N.N., Santiago E.S.B., Castilho M.P. 2013. Contexto geológico, estudos isotópicos (C, O e Pb) e associação metálica do depósito aurífero Tocantinzinho, Domínio Tapajós, Província Tapajós-Parima. *Revista do Instituto de Geociências - USP*, **13**:119-138. [10.5327/Z1519-874X2013000100008](https://doi.org/10.5327/Z1519-874X2013000100008).

Wawrzyniec T., Selverstone J., Axen G.J. 1999. Correlations between fluid composition and deep-seated structural style in the footwall of the Simplon low-angle normal fault, Switzerland. *Geology*, **27**(8):715-718. [10.1130/0091-7613\(1999\)027<0715:CBFCAD>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1999)027<0715:CBFCAD>2.3.CO;2).

Wyborn L.A.I., Heinrich C.A., Jaques A.L. 1994. Australian Proterozoic mineral systems: essential ingredients and mappable criteria. *In: The Australian Institute of Mining and Metallurgy Annual Conference, Melbourne, Proceedings*, p.:109-115.

Yang X. 2012. Sulphur Solubility in Felsic Magmas: Implications for Genesis of Intrusion-related Gold Mineralization. *Geosc. Canada*, **39**:17-32. Disponível em: [journals.lib.unb.ca \(...\)](http://journals.lib.unb.ca/).

Yun S.H. & Moon W.M. 2001. Lineament extraction from DEM using drainage network. *In: International Geoscience and Remote Sensing Symposium. IGARSS'01. IEEE 2001 International*, **5**:2337-2339. [10.1109/IGARSS.2001.977994](https://doi.org/10.1109/IGARSS.2001.977994).

Zachariáš J., Pertold Z., Pudilová M., Žák K., Pertoldová J., Stein H., Markey R. 2001. Geology and genesis of Variscan porphyry-style gold mineralization, Petráčková hora deposit, Bohemian Massif, Czech Republic. *Min. Deposita*, **36**:517-541. [10.1007/s001260100187](https://doi.org/10.1007/s001260100187).

Zhang N., Zhou K., Li D. 2018. Back-propagation neural network and support vector machines for gold mineral prospectivity mapping in the Hatu region, Xinjiang, China. *Earth Science Informatics*, **11**:553-566. [10.1007/s12145-018-0346-6](https://doi.org/10.1007/s12145-018-0346-6).

Zuo R. & Carranza E.J.M. 2011. Support vector machine: A tool for mapping mineral prospectivity. *Computers & Geosciences*, **37**:1967-1975. [10.1016/j.cageo.2010.09.014](https://doi.org/10.1016/j.cageo.2010.09.014).