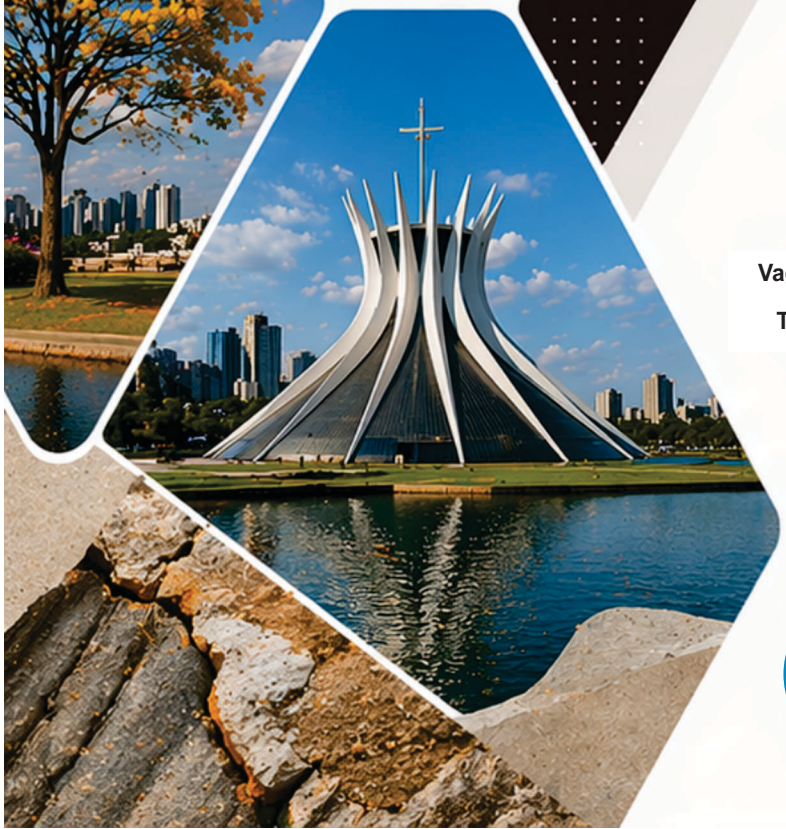








XVIII SIMPÓSIO DE

GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE

DESAFIOS E OPORTUNIDADES

PARA A TRANSIÇÃO ENERGÉTICA

ANAIS

DO XVIII SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE

Brasília, Distrito Federal

2025

Editores

Vagney Aparecido Augusto

Valmir da Silva Souza

Tiago Luis Reis Jalowitzki

Silane Aparecida Ferreira da Silva Caminha

SOCIEDADE BRASILEIRA DE GEOLOGIA

DESDE 1946

NÚCLEO BRASÍLIA

EDITORES:

Vagney Aparecido Augusto

Tiago Luis Reis Jalowitzki

Valmir da Silva Souza

Silane Aparecida Ferreira da Silva Caminha

ANAIS

XVIII SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE

1° edição

BRASÍLIA, DF

SOCIEDADE BRASILEIRA DE GEOLOGIA

2025

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)
(Câmara Brasileira do Livro, SP, Brasil)

XVIII Simpósio de Geologia do Centro-Oeste
(09. : 2025 : Brasília, DF)
Anais do XVIII Simpósio de Geologia do Centro-Oeste [livro eletrônico] : desafios e oportunidades para a transição energética / editores Vagney Aparecido Augusto, Tiago Luis Reis Jalowitzki, Valmir da Silva Souza, Silane Aparecida F. da Silva Caminha. --
1. ed. -- Brasília : SBG, 2026.
PDF

Vários autores.
Bibliografia
ISBN 978-85-99198-41-4

1. Geociências 2. Geologia - Brasil 3. Geologia - Congressos I. Augusto, Vagney Aparecido. II. Jalowitzki, Tiago Luis Reis. III. Souza, Valmir da Silva. IV. Caminha, Silane Aparecida F. da Silva. V. Título.

26-352882.0 CDD-551

Índices para catálogo sistemático:

1. Geologia : Congressos 551

Maria Alice Ferreira - Bibliotecária - CRB-8/7964

ISBN: 978-85-99198-41-4

9 788599 198414

XVIII SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE
DESAFIOS E OPORTUNIDADES PARA A TRANSIÇÃO ENERGÉTICA

COMISSÃO ORGANIZADORA

Presidente do XVIII Simpósio de Geologia do Centro-Oeste

Valmir da Silva Souza (UnB/SBG)

Coordenação Financeira

Elder Yokoyama (UnB), Israel Lacerda de Araújo (Senado Federal), Vagney Aparecido Augusto (UnB/SBG), Estela Leal (UFG)

Coordenação de Logística e Infraestrutura

Carlos Humberto da Silva (UFMT), Stella Bijos Guimarães (SGB/DF), Valmir da Silva Souza (UnB/SBG), Vagney Aparecido Augusto (UnB/SBG)

Coordenação de Programação

Paulo César Corrêa da Costa (UFMT), Tiago Luis Reis Jalowitzki (UnB), Valmir da Silva Souza (UnB/SBG), Vagney Aparecido Augusto (UnB/SBG)

Coordenação de Extensão

Adriano Domingos dos Reis (UnB), Luiz Saturnino de Andrade (UnB), Vagney Aparecido Augusto (UnB/SBG)

Coordenação de Secretaria e Inclusão

Adriano Domingos dos Reis (UnB), Catia Lorrany Souza Sampaio (UnB)

Coordenação de Divulgação

Ingrid de Souza Hoyer (UNB/SBG), Palloma Azevedo de Amorim Rêgo (UnB), Silane Aparecida Ferreira da Silva Caminha (UFMT)

Coordenação Técnico-Científica

Elder Yokoyama (UnB), Tiago Luis Reis Jalowitzki (UnB), Vagney Aparecido Augusto (UnB/SBG)

Comitê Técnico-Científico

Adriana Chatack Carmelo (UnB), Alice César Fassoni de Andrade (UnB), Augusto Nobre (UnB), Caio Arthur Santos (UnB), Carlos Humberto da Silva (UFMT), Gabriel Araújo dos Santos (UnB), Gustavo Moreira Bianchi (UnB), Henrique Llacer Roig (UnB), Ítalo Lopes de Oliveira (UFU), Ivana Almeida de Figueiredo Jalowitzki (FT- UnB), José Elói Guimarães Campos (UnB), José Gabriel Cavalcanti Inácio (UnB), Julia Barbosa Curto Ma (UnB), Luis Gustavo Ferreira Viegas (UnB), Luiz Saturnino de Andrade (UnB), Martino Giorgioni (UnB), Matheus Denezine (UnB), Miguel Simão da Costa (UnB), Paola Ferreira Barbosa (UnB), Pedro Leonardo Nicolau do Carmo Rossi Vieira (UnB), Rodrigo Miloni Santucci (UnB), Silane Aparecida Ferreira da Silva Caminha (UFMT), Uidemar Morais Barral (UnB), Vagney Aparecido Augusto (UnB/SBG), Valmir da Silva Souza (UnB/SBG)

Coordenação Comissão Discente

Catia Lorrany Souza Sampaio (UnB)

Comissão Discente

Ana Lucia Vieira dos Santos (UnB), Arianne de Souza Barbosa (UnB), Brunna Stephany de Souza e Silva (UFG), Daienny Cristine Cabral Cruz (UFG), Diego Severino (UnB), Erick Figueiredo Soares Nogueira (UnB), Iron Maciel Ferreira (UFG), Felipe André Mayer Silva (UnB), Genesson Mendel (UnB), Geovanna Dantas (UnB), Giovana Soares Costa (UnB), Guilherme dos Santos Costa (UnB), Gustavo Moreira Bianchi (UnB), Jaelyson Nascimento dos Santos (UnB), Jaqueline Oliveira Inocêncio (UFMT), Lucas Pereira da Silva (UFG), Luiza dos Santos Ferreira (UnB), Nathalia Melo Oliveira (UFG), Michelly Antunes de Souza (UFG), Mykaelly Carolynne Santos de Souza (UFMT), Palloma Azevedo de Amorim Rêgo (UnB), Raymora Lopes Bispo (UFMT), Rebeca Tavares dos Santos (UnB), Tamilys Rocha Rodrigues (UFG), Yasmin dos Santos Pereira (UnB)

SOCIEDADE BRASILEIRA DE GEOLOGIA – SEDE

Diretora Presidente: Elisa Soares Rocha Barbosa (UFG)

Diretora Vice-Presidente: Nely Palermo (UERJ)

Diretor 1° Secretário: Murilo Brandão de Medeiros (EQUINOR)

Diretor 2° Secretário: César Lisboa Chaves (SGB)

Diretor Financeiro: Iata Anderson de Souza (UNESP)

Diretora de Comunicação e Publicações: Simone C. Pereira Cruz (UFBA)

Diretora de Programação Técnico-Científica: Sheila G. Teixeira (SGB)

Diretor Adjunto: Fábio Luis Neri Guimarães (BEMISA)

NÚCLEO BRASÍLIA

SOCIEDADE BRASILEIRA DE GEOLOGIA – NÚCLEO BRASÍLIA

Diretor Presidente: Vagney Aparecido Augusto (IG/UnB)

Diretor Vice-Presidente: Guilherme Ferreira da Silva (SGB/CPRM)

Diretor Secretário: Renato Borges Bernardes (IG/UnB)

Diretor Financeiro: Valmir da Silva Souza (IG/UnB)

Diretor de Programação Técnico-Científica: Lucas Santos Batista Teles (MF Geologia e Meio Ambiente)

Diretora de Comunicação e Publicações: Ingrid de Souza Hoyer (IG/UnB)

NÚCLEO
CENTRO-OESTE

SOCIEDADE BRASILEIRA DE GEOLOGIA – NÚCLEO CENTRO-OESTE

Diretora Presidente: Ana Claudia Dantas da Costa (UFMT)

Diretor Vice-Presidente: Pedro Maciel de Paula Garcia (UFMT)

Diretora Secretária: Ana Beatriz Torres e Souza (UFMT)

Diretor Financeiro: Francisco Egídio Cavalcante Pinho (UFMT)

Diretor de Programação Técnico-Científica: Amarildo Salina Ruiz (UFMT)

Diretor Adjunto (Goiás): Danilo Barbosa Vieira Fuentes (SGB/CPRM)

CARTA DE APRESENTAÇÃO

O XVIII Simpósio de Geologia do Centro-Oeste (XVIII SGCO), realizado em Brasília, consolidou-se como um marco histórico para a comunidade geocientífica brasileira. Além de celebrar os 60 anos do curso de Geologia da Universidade de Brasília (UnB), esta edição também comemorou os 50 anos do curso de Geologia da Universidade Federal de Mato Grosso (UFMT) e os 10 anos do curso de Geologia da Universidade Federal de Goiás (UFG) — três marcos que simbolizam a força, a continuidade e a relevância da formação geocientífica no Centro-Oeste. O retorno do simpósio à capital federal após uma década reforçou ainda mais o papel estratégico da região no avanço das Geociências e na liderança da transição energética nacional.
Reunindo quase 500 participantes de toda a região Centro-Oeste e Tocantins, além de convidados das regiões Sul, Sudeste e Norte, o evento promoveu uma integração singular entre estudantes, pesquisadores, profissionais da mineração, representantes governamentais, o Serviço Geológico do Brasil (SGB/CPRM), a Petrobras e instituições acadêmicas. Esse encontro só foi possível graças ao esforço coletivo de mais de 100 colaboradores, cujo comprometimento garantiu a excelência desta edição.

Sob o tema **“Desafios e Oportunidades para a Transição Energética”**, o simpósio apresentou mais de 30 palestras e mesas-redondas que evidenciaram o papel essencial das Geociências na construção de um futuro sustentável. Os debates abordaram desde as transformações da Indústria 4.0 até a exploração de minerais estratégicos — como Urânio, Lítio e Elementos Terras Raras — fundamentais para tecnologias limpas. Também ganharam destaque estudos inovadores sobre a captura de CO_2 atmosférico por rochas máficas da região, reforçando o potencial científico e tecnológico do Centro-Oeste.

Um diferencial notável desta edição foi a programação voltada à educação básica. Iniciativas como o GeoKids, o Geomamas e as visitas ao Museu de Geociências da UnB impactaram mais de 200 estudantes do ensino fundamental, proporcionando experiências práticas e lúdicas sobre o sistema Terra. Ao aproximar crianças e famílias do universo das Geociências, o simpósio ampliou seu alcance social e formativo.

Nada disso, porém, seria possível sem o apoio decisivo dos patrocinadores. Em um país onde investir em ciência ainda exige visão de futuro e coragem, cada instituição parceira demonstrou compromisso genuíno com o desenvolvimento tecnológico, a inovação e a formação de novas gerações de geocientistas. Seu apoio não apenas viabilizou o evento, mas fortaleceu toda a cadeia de conhecimento e produção mineral da região. É importante reconhecer que apoiar ciência é um ato de responsabilidade e ousadia — e os patrocinadores desta edição demonstraram ambas com grandeza.

O XVIII SGCO avançou o conhecimento técnico, abriu novas oportunidades para os setores envolvidos e reafirmou a importância estratégica do Centro-Oeste no cenário geocientífico e energético do Brasil. Seu legado permanecerá como referência para as próximas edições e para o futuro das Geociências no país.

Vagney Aparecido Augusto
Presidente da Sociedade Brasileira
de Geologia – Núcleo Brasília

PREFÁCIO

Em nome da Sociedade Brasileira de Geologia – Núcleo Brasília, a **Comissão Organizadora** agradece as importantes contribuições recebidas no **XVIII Simpósio de Geologia do Centro-Oeste (SGCO)**, realizado em Brasília (DF) de 21 a 24 de setembro de 2025.

Os **Anais do XVIII Simpósio de Geologia do Centro-Oeste (SGCO)** reúnem **67 resumos expandidos** que refletem a diversidade temática, metodológica e institucional da produção geocientífica desenvolvida no Centro-Oeste brasileiro e em regiões correlatas. Os trabalhos aqui compilados são resultado da contribuição conjunta de pesquisadores, profissionais do mercado, docentes, estudantes de graduação e pós-graduação, evidenciando o papel formador e integrador do simpósio no cenário científico nacional.

O volume contempla estudos que abrangem desde a evolução tectônica e crustal do Proterozoico, com investigações paleomagnéticas, geocronológicas e estruturais, até análises de processos neotectônicos, sedimentares e geomorfológicos associados a bacias cenozoicas e sistemas fluviais. Destacam-se ainda pesquisas voltadas à prospecção mineral, à caracterização de sequências máficas e ultramáficas, à análise de minerais estratégicos e à aplicação de métodos geofísicos e geoquímicos, temas diretamente relacionados aos desafios da transição energética.

Os trabalhos estão organizados em sessões temáticas que permitem uma leitura integrada e coerente, favorecendo o diálogo entre diferentes áreas das Geociências. Essa estrutura assegura que os resultados apresentados contribuam tanto para o avanço do conhecimento científico quanto para a formação acadêmica e o fortalecimento das bases técnicas necessárias ao desenvolvimento sustentável da região.

Ao disponibilizar estes Anais, o **XVIII SGCO** reafirma seu compromisso com a difusão do conhecimento, a valorização da pesquisa científica e a integração entre ensino, pesquisa e setor produtivo, consolidando-se como um espaço fundamental para a reflexão e o avanço das Geociências no Centro-Oeste brasileiro.

Comissão Organizadora

SUMÁRIO

SESSÃO TEMÁTICA 01 – GEOLOGIA REGIONAL

Caracterização petrográfica do Granito Urutau - Terreno Jauru - SW do Cráton Amazônico - MT.....02
Andrade, C.D.S., Lima, G.A., Ruiz, A.S., Duarte, G.H.S.

Cinemática dos granitos Serra do Tatu e Serra do Iran, Arco Magmático de Arenópolis: observações de campo, tramas magnéticas e análise microestrutural.....07
Barbosa, A.S., Viegas, L.G.F., Hauser, N., Raposo, M.I.B., Correia, H.A.P.

Lineament analysis at the Araguainha impact structure and environs: Remnant of a possible polygonal impact crater?.....12
Bernardes, R.B., Reimold, W.U., Curto Ma, J.B., Silva, A.B., Gibson, R.L., Hauser, N.

Kimberlitos off-craton: Química mineral da intrusão Santa-Fé 1, Rio Grande do Norte.....17
Bitencourt, H.A., Jalowitzki, T., Weska, R.W., Botelho, N.F., Dantas, E.L., Gervasoni, F., Silveira, F.V

Sete Lagoas Formation Carbonate Crisis and Oxidation Pulses in the Neoproterozoic São Francisco Basin.....22
Borges-Silva, M., Giorgioni, M., Bernardini, S., Bittencourt, L.F., Souza, F.G., Vieira, J.G.C., Marques, O.L., Della Ventura, G.

Contribuição à litoestratigrafia e geocronologia de rochas efusivas e piroclásticas paleoproterozoicas do Grupo Araí.....27
Brotherhood, L.A.1, Souza, V.S.1, Silva, C.C.

Correlação entre proveniência e morfologia de zircões magmáticos das bacias do Parnaíba e Amazonas.....32
de Brito, Y.L., Santos, R.V., Pacheco, W.L., Macini, L.H., Gonçalves, G.O., Ferreira, A.C.D., Lopes, H.A

Influências da fragmentação de Rodínia na formação da Província Tocantins.....37
Diener, F.S., Fuck, R.A., Rodrigues, J.B., Lacerda Filho, J.V., Pimentel, M.M.

Cicloestratigrafia e investigação paleoambiental das formações ferríferas neoproterozóicas do Distrito de Urucum (MS, Brasil).....42
Fazio, G., Yokoyama, E., Franco, D.R., Rocha, R.M., Santos, N.B., Candido, M., Leandro C.G., Walde, D.H.G.

Análise Estrutural e Estratigráfica da Sinforma La Cruz - Faixa Sunsás/Bolívia.....47
Horing, R., Ruiz, A.S., Duarte, G.H.S., Araújo, A.C.S., Teixeira, G.V.S., Legramanti, C.L., Uzquiano, E.G., Ramiro Matos., Rojas, A.I.

Caracterização Geológica Preliminar De Gabros Associados À Suíte Rio Do Sangue Na Região De Juína, Mato Grosso.....52
Inocencio, J.O., Ruiz, A.S., França, N.J., Horing-Junior, R., Souza, M.C.S.

Geology, petrology and geochronology of magmatic arc granites from Juruena Mineral Province: implications for the Amazonian Craton tectonic evolution.....57
Lopes, A.A.C., Moura, M.A., Testa, A.L.G.C., Barros, A.J.P.

Mapeamento detalhado e potencial aurífero no sudeste de Bom Jardim de Goiás (GO): evidências de reativação tectônica e granitogênese.....62
Martins, L.N.M., Franco, V.J.L., Nascimento, E.L.C., Arab, P.B., Silva, F.L., Euzebio, I.A.B.

Multiproxy analyses do Gnaisse Sanclerlândia, Segmento Anicuns-Itaberaí, Arco Magmático Goiás: Implicações petrogenéticas 67
Melo, M., Hauser, N., Chew, D., Dias, A., Trelles, G., Gonçalves, G.O., Reimold, W.U., Oliveira, C.G.

Evolução do magmatismo no embasamento dos Andes Centrais, entre ~550 a ~460 Ma: um estudo comparativo entre as regiões de Santa Rosa de Tastil, Serra de El Peñón, Complexo Diabillos e Complexo Metamórfico de Belén 72
Nascimento, F.R.S.K., Hauser, N., Melo, M.E.S.

Caracterização litogeoquímica de rochas vulcânicas do Complexo Montes Claros de Goiás (CMCG), Província Alcalina de Goiás 77
Oliveira, N.G.G., Barbosa, E.S.R., Gervasoni, F., Vieira, M.M., Brito, Y.L.

Análise microtectônica das zonas de cisalhamento relacionados ao Lineamento Transbrasiliano-Kandi, nas regiões de Bom Jardim – GO e Araguaiana - MT.....82
Silva, P.E.S., Souza, G.A., Ruiz, A.S.

Proveniência das sequências metassedimentares do Greenstone Belt Serra de Santa Rita e implicações tectônicas para o Maciço de Goiás 87
Soares, T.M., Toledo, C.L.B., Silva, A.M., Lana, C.C., Borges, C.C.A., Zacchi, E.N.P.

Petrografia do Charnokito-Mangerito São Roque - Suíte Rio do Sangue um Registro AMCG no SW do Cráton Amazônico 92
Souza, M.C.S., Ruiz, A.S., França, N.J., Horing, R.J., Inocencio, J.O.

SESSÃO TEMÁTICA 02 – RECURSOS MINERAIS E ENERGÉTICOS

Química mineral da ilmenita aplicada à fertilidade em Au e Cu em granitos oxidados e reduzidos do Centro-Oeste brasileiro.....98
Araujo, G.F.S. e Botelho, N.F.

Caracterização petrográfica das Mineralizações Polimetálicas (Pb-Zn-Ag-Au-Cu) do Alvo Guarantã Ridge, Província Aurífera de Alta Floresta (MT).....103
Arruda, V.G.M., Garcia, P.M.P., Rossetti, L.M.M.

Caracterização Estrutural do Depósito Aurífero Ajuricaba, Lineamento Praia Grande–Salinas, Faixa Paraguai, MT.....108
Barboza, E.S., Mota, W.P.S., Alencar, R.A.G., Silva, C.H.S., Geraldes M.C., Rosa, S.V.R., Lopes, K.A.

Avaliação preliminar do potencial de rochas máficas do Centro-Oeste para captura de CO2 atmosférico por Intemperismo Aprimorado.....113
Duarte, G.H.S., Pierosan, R., Sabino, N.G.S., Oliveira, B.R.

Sismologia Passiva Aplicada à exploração de Pegmatitos: Estudo de Caso com HVSR na Província Pegmatítica de Mata Azul.....118
Gomes-Silva, D.I., Ribeiro, C.V.A., Marotta, G.S., França, G.S.L, Dantas, E.L.

Investigação em subsuperfície de mineralização do tipo VMS através da sismologia passiva: o caso do corpo C1, Complexo Palmeirópolis.....123
Gomes-Silva, D.I., Ribeiro, C.V.A., Marotta, G.S., França, G.S.L., Dantas, Elton, L.

Química mineral de turmalina em albita granitos da Suíte Aurumina e suas rochas encaixantes, Monte Alegrae de Goiás (GO).....128
Laplagne, D.L.C. e Cuadros, F.A.J

The Paleoproterozoic Raimunda Deposit: Au (±Cu) porphyry-type Deposit, Juruena Mineral Province, south Amazonian Craton (Brazil).....133
Lopes, A.A.C. e Moura, M.A.

Depósito Pórfiro de Cobre e Ouro Sucupira - Distrito de Chapada, Arco Magmático Goiás - Estudo de uma mineralização Metamorfizada e Deformada do Pré-cambriano 138
Lourenço, A.R. e Oliveira, C.G.

Análise química de cassiterita em mineralizações do tipo greisen do Granito Serra Dourada.....143
Marques, O.L., Cuadros, F.A., Botelho, N.F.

Tipos de borda de grão observados durante processos de britagem 148
Pinto, C.B., Barbosa, P.F., Lagoeiro, L.E.

Urânio no Centro-oeste, ocorrências, depósitos e potencialidade.....153
Polo, H., Meloni, R., Silva, A.D.R., Mesquita, L.A.

Cartografia e controle estrutural da Província Pegmatítica de Mata Azul, Tocantins.....158
Ribeiro, C.V.A. e Gomes-Silva, D.I.

Geoquímica e especiação de ETR, tipo AAI, em perfil intempérico do granito da Suíte Ouro Fino, Costa Marques, Rondônia, Brasil.....162
Rocha, A.B., Luz, D.F.S., Garnier, J., Botelho, N.F., Santos, L.M.

Veios Associado a Zonas de Cisalhamento como Modelo de Mineralização Aurífera: Estudo de Caso do Projeto Tanque Belo, Região da Baixada Cuiabana - MT 167
Silva, C.H. e Costa, A.C.D.

Acumulação de ETR em perfis de intemperismo de rochas graníticas: Maciço Granítico Serra da Mesa- Brasil.....171
Zapata, A.M., Botelho, N.F., Cuadros, F.A., Garnier, J.

SESSÃO TEMÁTICA 03 – GEOFÍSICA E GEOTECNOLOGIAS

Análise de recuperação de parâmetros ambientais de uma área do Pantanal afetada por queimadas utilizando índices espectrais 177
Andrade. C.D.S, Souza, M.C.S., Faria. T.O.

Mapeamento das formas de vertentes na Bacia do Alto Rio São João, Paraná..... 182
Antonio, V.A.R. e Bortolini, W.

Assinatura Geofísica das Rochas Metamáficas e Metaultramáficas no Greenstone Belt de Pilar de Goiás: Integração de Dados Aeromagnéticos e Aerogamaespectrométricos 187
Berbert, J.N. e Lyra, T.P.

Uso de Modelo Digital de Afloramento como recurso para análise estrutural: estudo de caso no Grupo Cuiabá, Mato Grosso 192
Feitosa, C.E.I., Baldim, M.R., Rosetti, L.M.M.

Mapeamento da favorabilidade para a prospecção aurífera na Baixada Cuiabana: O uso de técnicas de Machine Learning..... 197
Genzini, G. e Fachin, S.Jr.S.

Modelagem 3D do Complexo Máfico-ultramáfico Americano do Brasil 202
Veloso, V.M., Vidotti, R.M., Schutesky, M.E.

SESSÃO TEMÁTICA 04 – GEOCIÊNCIAS, SOCIEDADE E MEIO AMBIENTE

Domo de Araguainha e a importância da preservação de geossítios para as graduações em Geologia no Brasil..... 208
Antunes-Souza, M., Canile, F.M., Correzola, G., Rodrigues, N.B., Castro, K.B.D., Sánchez, J.P., Silveira.S.P.J.

Construção de modelo conceitual do aquífero fraturado da APA Serra das Areias na Região Metropolitana de Goiânia, Goiás: análise estrutural 213
Botelho, A.C., Barros, B.S., Santos, T.C., Benevides, B.G., Tavares, T., Lopes, D.N.

Zoneamento Hidrogeológico da Região de Correntina, Estado da Bahia..... 218
Brito, V.P., Freitas, G.S.R.G., Almeida, S.S., Campos, J.E.G.

A pedra patrimônio cultural de Cuiabá e Chapada dos Guimarães-MT: pedra canga 223
Costa, A.C.D. e Silva, C.H

Avaliação multi-escala do mapeamento geológico no estado de Mato Grosso 227
Duarte, G.H.S., Bueno, D.N., Silva, W.G.D., Pena, J.S., Oliveira, B.R.

Estereoscopia: visualizando conceitos..... 231
Freitas, B.C.M. e Mescolotti, P.C.

A transição energética e o papel das Geociências: desafios frente às transformações da indústria 4.0 236
Godoi Filho, J.D.

Diagnóstico de áreas de risco geológico nos bairros Terceiro e Dom Aquino, Cuiabá/MT: gestão urbana e prevenção de desastres 241
Gonçalves, N.R.D., Costa, I.A.A., Oliveira, L.A.R., Oliveira, B.R.

Explorando a Geodiversidade e o Potencial Econômico do Centro-Oeste: O Acervo do Museu de Ciências da Terra (MCTer) como Chave para Compreensão e Divulgação 246
Nascimento, J.P., Souza, A.G., Gonçalves, L.M.C.L.

Cartografia de Risco Geológico dos Bairros Jardim Vitória, Silvanópolis, União e Florianópolis, Cuiabá-MT 250
Nazario, G.H.F., Oliveira, B.R., Nércia, L.V. da S., Migliorini, R.B.

Comparação do risco hidrológico usando produtos derivados de VANT e SRTMGL1 v003: estudo de caso na zona urbana de cidade de pequeno porte 254
Rodrigues, A.G.S., Gamarra, R.M., Guirra, A.P.M., Paranhos-Filho, A.C., Niewinski, S.N., Alencar, D.T., Marques, T.R., Santos, C.A.R.R., Silva, J.B., Silva, S.S., Costa, L.S.

SESSÃO TEMÁTICA 05 – INVESTIGAÇÕES BÁSICAS EM GEOCIÊNCIAS

O Rifte Araí no Supercontinente Columbia: Contribuições Paleomagnéticas 260
Aguiar, I.M., Yokoyama, E., Temporim, F.A., Souza, V.S., Rodriguez-Pinto, J.P., Correia, H.A.P., Carvalho, A.M.

Análise Geocronológica (LOE) de reativações tectônicas na Região de Barra do Garças (MT) 265
Almo, P.M, Curto Ma, J.B., Peixoto, E.I.N., Reis, A.D.

Interpretação paleoclimática da Formação Solimões na Bacia do Acre sob a perspectiva da petrologia sedimentar de paleossolos 270
Arêbalo, R.C.C. e Reis, A.D.

Fragmentos crustais hospedados pelo magmatismo alcalino cretáceo de Paraúna, Província Alcalina de Goiás 275
Bianchi, G.M., Jalowitzki, T., Botelho, N.F., Gervasoni, F., Cedeño, D.G., Fuck, R.A.

New Late Cretaceous microvertebrate remains from the Maastrichtian Marilia Formation, southwestern Goiás State, Brazil 280
Candeiro, C.R.A., Barros, P., de Paula, T.A., Araujo, A., Maciel, I., Peixoto, J., Benevides, B., Vieira, L.S., Queiroz, G.K., Canile, F.M., Tavares, T., Vidal, L., Pereira, P.V.L.G.C.

Perfil dos visitantes do Museu de Geociências da Universidade Federal de Goiás entre 2022 e 2025 284
Candeiro, C.R.A., Soares, E.B.R., Capistrano, G.O.W., Rocha, B.F.R., Souza-Antunes, M., Correzola, G., Dias, T.C., Cavalcanti, D.E., Silva, B.S.S., Xavier, P., Aguiar, E., Ferraz, R.

Análise estratigráfica e faciológica da Formação Serra de Santa Helena, Grupo Bambuí, Neoproterozoico, Minas Gerais.....289
Chamiço, J.V., Giorgioni, M., Borges-Silva, M., Denezine, M.

Investigando os mecanismos de deposição em formações ferríferas: uma abordagem reológica no Distrito de Urucum.....294
Fazio, G., Yokoyama, E., Barbosa, P.F., Silva, S.W., Souza, R.N., Silva, A.M.A., Corrales, F., Lagoeiro, L.E., Guimarães, E.M., Nedel, I.M.

Proposição de uma nova unidade aquífera no Estado de Mato Grosso do Sul: Aquífero São Gabriel do Oeste.....299
Lastoria, G., Gabas, S.G., Newman, O., Casadei, J.M.

Estudos geoquímicos e granulométricos de perfil intempérico da Suíte Intrusiva Ouro Fino, Costa Marques, Rondônia, Brasil.....304
Luz, D.F.S., Rocha, A.B., Garnier, J., Botelho, N. F., Santos, L.M.

Descrição de feições superficiais de diamantes para fins forenses.....309
Marques, I.M., Ronchi, F.C., Resende, L., Rumbelsperger, A.M.B.

Caracterização da morfologia de grãos de quartzo.....314
Melo, E.F. e Barbosa, P.F.

Proxies geoquímicos, isotópicos e magnéticos aplicados à investigação paleoambiental em formações ferríferas do Distrito de Urucum (MS, Brasil).....318
Nascimento, J.P., Fazio, G., Yokoyama, E., Franco, D.R.

Estudo de distribuição da mineralogia do remineralizador KMC por faixas granulométricas.....323
Rocha, L.O., Valentim, L.E.S., Soares, A.C.M.A., Nascimento, E.L.C., Barbosa, E.S.R.

Esmeralda Campos Verdes, Goiás: Contribuição A Petrografia, Química Mineral e Inclusões Fluidas.....328
Sampaio, C.L.S. e Souza, V.S

NÚCLEO
BRASÍLIA

XVIII SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE
DESAFIOS E OPORTUNIDADES PARA A TRANSIÇÃO ENERGÉTICA

SESSÃO TEMÁTICA 01

GEOLOGIA REGIONAL

Caracterização petrográfica do Granito Urutau - Terreno Jauru - SW do Cráton Amazônico - MT

Andrade, C.D.S.[1], Lima, G.A.[2], Ruiz, A.S.[2], Duarte, G.H.S.[1]

[1]Curso de graduação em Geologia-FAGEO/UFMT, Cuiabá-MT, Brasil, celene.andrade@sou.ufmt.br, guilherme.mk3@hotmail.com; [2] Faculdade de Geociências-FAGEO/UFMT, Cuiabá-MT, Brasil, gabrielle.lima@ufmt.br, amarildo.ruiz@ufmt.br

Resumo: O Granito Urutau aflora no sudoeste do estado de Mato Grosso, nas imediações da fazenda homônima, município de Mirassol d'Oeste. Esta unidade está geologicamente inserida nos domínios da Província Rondoniana-San Ignácio, Terreno Jauru, porção SW do Cráton Amazônico. Estas rochas afloram como blocos, matacões e lajedos, intrusivos nos gnaisses do Complexo Alto Guaporé e nas rochas metavulcanossedimentares do Grupo Alto Jauru, apresentam nítida foliação marcada pela orientação mineral e, comumente, são observados veios aplíticos e pegmatíticos de mesma composição da rocha hospedeira. A descrição petrográfica permitiu caracterizá-las como leucocráticas, de granulação média a grossa, texturas fanerítica, inequigranular e porfirítica, compostas por quartzo, feldspato alcalino e plagioclásio como minerais essenciais e, biotita, hornblenda, titanita, apatita e opacos como minerais acessórios. A partir da contagem modal foi possível classificá-las como monzogranitos. Dados de campo, estruturais e petrográficos sugerem que as rochas do Granito Urutau façam parte da Suíte Intrusiva Pindaituba.

Palavras-chave: Petrografia, Granito Urutau, SW do Cráton Amazônico.

1. INTRODUÇÃO

O Cráton Amazônico exposto no sudoeste de Mato Grosso é constituído por um conjunto de segmentos crustais paleo-mesoproterozoicos, parcialmente reativados durante a Orogenia Sunsás, no Neoproterozoico.

O Granito Urutau, descrito pela primeira vez neste trabalho, é composto por rochas graníticas possivelmente associadas à Suíte Intrusiva Pindaituba. Esta suíte foi descrita inicialmente por Ruiz (2005) para designar um conjunto de intrusões graníticas hospedadas no Grupo Alto Jauru e Complexo Metamórfico Alto Guaporé, inseridas no Terreno Jauru, Província Rondoniana-San Ignácio (Ruiz, 2009).

O presente trabalho tem como objetivo apresentar a caracterização petrográfica do Granito Urutau, aflorante nas imediações da fazenda homônima, próximo à Rodovia MT-248 no município de Mirassol d'Oeste (MT), com intuito de contribuir para a evolução do conhecimento geológico dessa porção do Cráton Amazônico.

2. CONTEXTO GEOLÓGICO

Segundo Cordani (2017), o Cráton Amazônico cobre uma área de cerca de quatro milhões de quilômetros quadrados, a maior parte no Brasil. Ele se compõe do Escudo das Guianas, ao norte e do Escudo do Guaporé (ou do Brasil Central), ao sul, separados pelas grandes bacias sedimentares

do Solimões e do Amazonas. Trata-se de uma das menos conhecidas e estudadas áreas de terreno do Pré-Cambriano do mundo, pelas dificuldades do acesso e da cobertura de floresta tropical densa.

A evolução proterozoica do Cráton Amazônico, segundo Tassinari e Macambira (1999, 2004), é caracterizada por sucessivas acresções de crostas juvenis em cinturões móveis proterozoicos (províncias Maroni-Itacaiúnas, 2,2 a 1,9 Ga.; Ventuari-Tapajós, 1,9 a 1,8 Ga.; Rio Negro-Juruena, 1,8 a 1,55 Ga.; Rondoniana-San Ignácio, 1,55 a 1,3 Ga. e Sunsás, 1,25 a 1,0 Ga.), situados ao redor de um núcleo proto-cratônico arqueano (Província Amazônia Central, > 2,5 Ga.).

No estado de Mato Grosso, nos domínios da Província Rondoniana-San Ignácio, levando em conta a história geológica que antecede a Orogenia Sunsás (1.0 a 0.85 Ga), o Cráton Amazônico foi dividido em três principais blocos crustais, denominados: Terreno Paraguá, Terreno Rio Alegre e Terreno Jauru (Ruiz, 2009).

O Terreno Jauru, onde se insere a área de estudo, é composto por rochas do embasamento paleoproterozoico (Grupo Alto Jauru, Suíte Intrusiva Figueira Branca, Complexo Metamórfico Alto Guaporé e Tonalito Cabaçal) e orogêneses mesoproterozoicas Cachoeirinha e Santa Helena. Este Terreno é limitado a oeste e norte pela bacia dos Parecis, a sul pela bacia do Pantanal e a leste por zona de cisalhamento normal com Terreno Rio Alegre, guarda registros geológicos do Estateriano ao Toniano que refletem pelo menos três orogenias proterozoicas (Santa Fé, Cachoeirinha e Santa Helena; Bettencourt, Teixeira & Ruiz, 2020).

A Orogenia Santa Helena (1.48 - 1.42 Ga.) retrata a implantação de um arco magmático continental (Arco Magmático Santa Helena; Geraldes, 2000) caracterizado pela formação de intrusões sin-cinemáticas das Suítes Intrusivas Santa Helena e Água Clara (1.48 a 1.42 Ga.) e Suíte Intrusiva Pindaituba (1.46 a 1.42 Ga.) e pelo magmatismo *rapakivi*, pós-cinemático ou anorogênico da Suíte Rio Branco (1.42 Ga.).

A Suíte Intrusiva Pindaituba (Ruiz, 2005) é constituída por granitóides foliados, às vezes miloníticos, raramente isotrópicos, que exibem composição muito variada, de tonalitos a sienogranitos, e que ocorrem sob a forma de batólitos, *plutons* e *stocks*, sempre orientados e controlados pelas estruturas regionais de direção N30°-50°W.

3. MATERIAIS E MÉTODOS

Para realização deste trabalho foram coletadas amostras em campo e posteriormente selecionadas para estudo petrográfico, considerando os aspectos texturais, estruturais e composicionais. A partir daí, foram confeccionadas lâminas delgadas no Laboratório de Laminação da UFMT. A descrição das lâminas foi feita em microscópio óptico binocular, no Laboratório de Microscopia da UFMT, tendo como objetivo a caracterização petrográfica (composição mineralógica e feições texturais) das rochas do Granito Urutau. As fotomicrografias das seções delgadas foram obtidas com polarizadores paralelos e cruzados, usando uma câmera modelo *Infinity Capture* acoplada ao microscópio.

4. RESULTADOS E DISCUSSÕES

As rochas do Granito Urutau afloram sob a forma de blocos, matacões e lajedos, nas proximidades da fazenda homônima. Apresenta contato intrusivo com as rochas gnáissicas do Complexo Alto Guaporé e tectônico, por falha, com o Grupo Alto Jauru, ambos representando o embasamento da região. Encontra-se recoberto por sedimentos da Formação Araras e Coberturas Detrito-Lateríticas Ferruginosas e intrudido por rochas graníticas isotrópicas a levemente foliadas da Suíte Intrusiva Alvorada.

Apresenta nítida foliação, marcada pela orientação dos cristais de biotita e fenocristais de feldspatos e, comumente, observa-se a presença de veios aplíticos e pegmatíticos de mesma composição da rocha hospedeira.

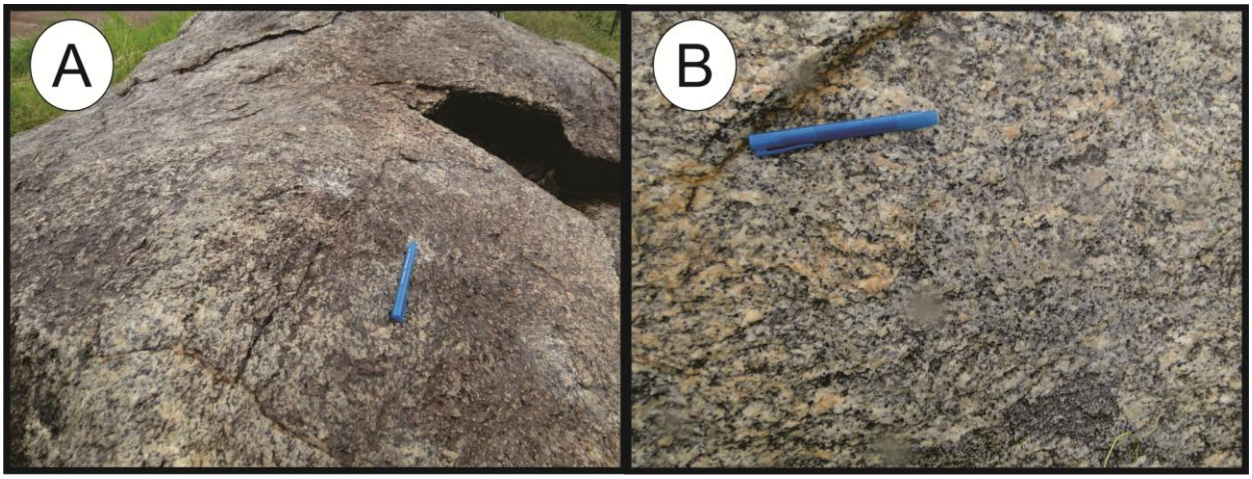


Figura 1. Aspectos de campo do Granito Urutau.

Petrograficamente, as rochas do Granito Urutau são classificadas como leucocráticas, possuem granulação média a grossa, texturas fanerítica, inequigranular e porfirítica, são compostas por quartzo, feldspato alcalino e plagioclásio como minerais essenciais e, biotita, hornblenda, titanita, apatita e opacos como minerais acessórios.

Os fenocristais estão representados por cristais de feldspato alcalino, plagioclásio e quartzo. O quartzo ocorre em cristais anédricos, comumente com extinção ondulante. Mais raramente ocorre sob a forma de ampolas/gotículas ou vermicular, intercrescido com o feldspato alcalino e com o plagioclásio formando texturas gráfica e mirmequítica, respectivamente.

Os feldspatos alcalinos apresentam-se em cristais anédricos, pouco alterados, comumente pertíticos, identificados como microclínio e ortoclásio. O microclínio possui macla em grade, enquanto no ortoclásio é comum a macla Carlsbad.

O plagioclásio exibe-se em cristais tabulares, classificado como oligoclásio pelo método Michel-Levy, com macla polissintética do tipo albita, por vezes intensamente saussuritizado, principalmente no núcleo.

A biotita é o mineral máfico dominante, ocorre com hábito lamelar, associada ao agregado máfico, com dimensões variadas, exibindo pleocroísmo castanho-claro à castanho-escuro. Ocorre também proveniente do processo de desopacitização.

O anfibólio, identificado como hornblenda, é reconhecido em alguns cristais prismáticos, associado às lamelas de biotita e pode ser distinguido pelo pleocroísmo verde-claro à verde-escuro, exibe exsolução de opacos e altera para biotita.

Minerais opacos, apatita e titanita também representam a mineralogia acessória nessas rochas. Os minerais opacos ocorrem em intercrescimento simplectíticos ou incluso nos máficos e, mais raramente, dispersos. A apatita é um acessório comum ocorrendo inclusa nos máficos e félsicos, em seção basal e longitudinal. A titanita é pouco comum e apresenta-se associada aos máficos.

A partir da contagem modal, utilizando o Diagrama QAPF (Streckeisen, 1967), foi possível classificar as rochas do Granito Urutau como Monzogranitos.

As características petrográficas, além da sua relação de campo e orientação da foliação, sugerem que as rochas do Granito Urutau façam parte da Suíte Intrusiva Pindaituba. Para tal comprovação sugerimos um mapeamento geológico de maior detalhe e a datação geocronológica pelo método U-Pb dessa unidade.

O ambiente geodinâmico sugerido para as rochas da Suíte Intrusiva Pindaituba (Orogenia Santa Helena) é do tipo arco magmático continental, implantado sobre crosta formada durante as orogenias Santa Fé e Cachoeirinha.

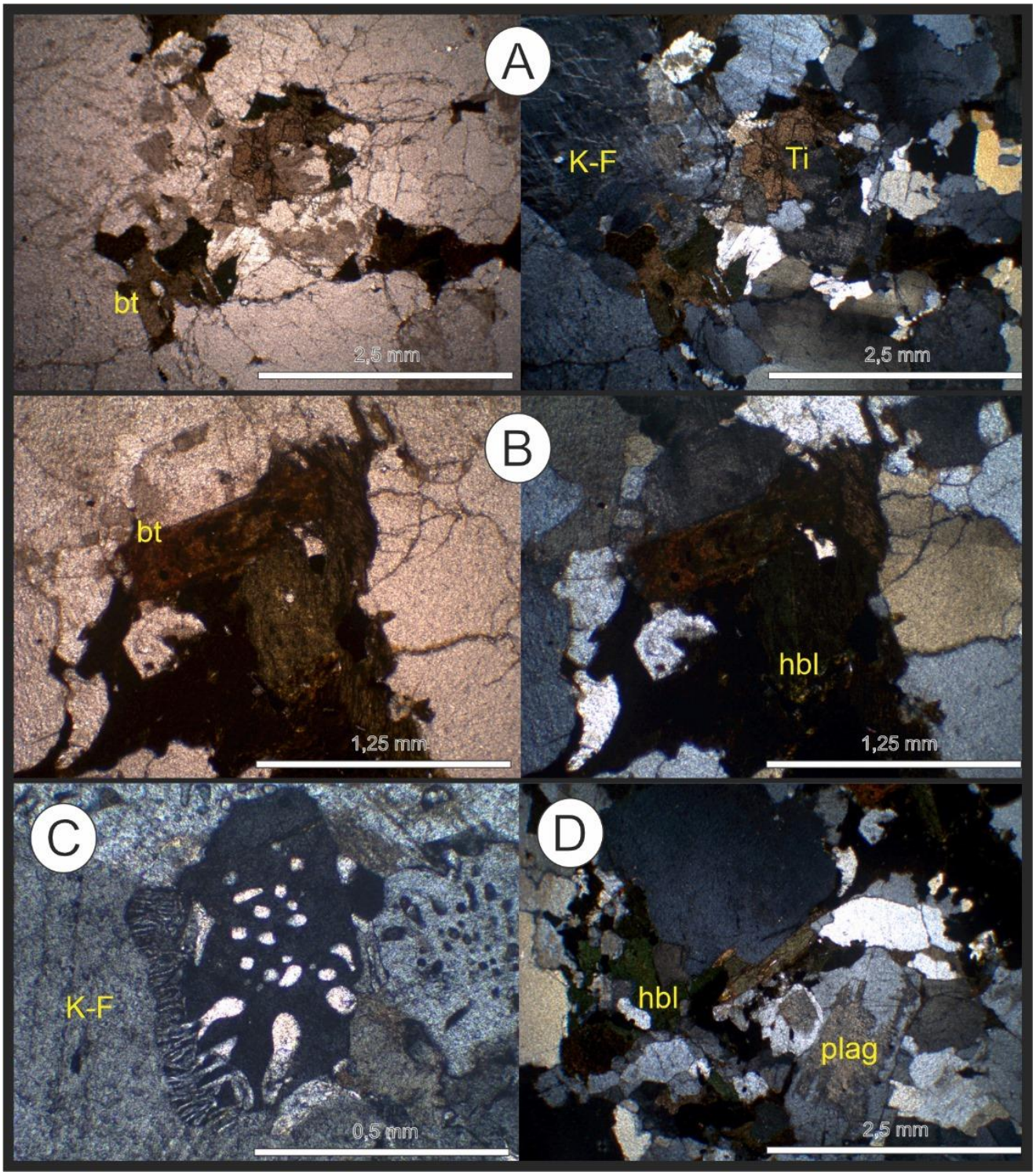


Figura 2. Fotomicrografias em luz transmitida ilustrando: A) associação entre biotita, hornblenda, titanita e opacos, cristais de quartzo com extinção ondulante e feldspato alcalino pertítico. B) detalhe para cristais de biotita e hornblenda. C) intercrescimento gráfico e mirmequítico. D) detalhe para cristal de plagioclásio intensamente saussuritizado no núcleo. Em A e B polarizadores paralelos à esquerda e cruzados à direita. Em C e D polarizadores cruzados.

Agradecimentos

Os autores agradecem ao Grupo de Pesquisa em Evolução Crustal e Tectônica (Guaporé/UFMT) e à Universidade Federal do Mato Grosso (UFMT) pelo apoio prestado.

REFERÊNCIAS

Bettencourt, J. S. E Teixeira, W. E Ruiz, A. S. 2020. O caráter crustal policíclico do sudoeste do Cráton Amazônico. Geocronologia e evolução tectônica do Continente Sul-Americano: a contribuição de Umberto Giuseppe Cordani. Tradução. São Paulo: Solaris Edições Culturais, p. 122-135.

Cordani, U. G. 2017. História Geológica do Cráton Amazônico. In: Anais do 15º Simpósio de Geologia da Amazônia, Pará, Belém, Brasil, p.11-16.

Geraldes M.C. 2000. Geocronologia e geoquímica do plutonismo mesoproterozoico do SW do Estado de Mato Grosso (SW do Cráton Amazônico). Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo, São Paulo, 193 p.

Ruiz A.S. 2005. Evolução Geológica do Sudoeste do Cráton Amazônico Região Limítrofe Brasil-Bolívia – Mato Grosso. Tese de Doutorado, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 250 p.

Ruiz, A. S. 2009. Compartimentação Tectônica (Pré-Sunsás) do Sudoeste do Cráton Amazônico: ênfase em Mato Grosso - Brasil. In: XVIII Congreso Geológico Boliviano, Potosi. Comision Cientifica Nacional - Ing. Daniel Howard, v. único, p. 159-163.

Streckeisen, A. 1976. To each plutonic rocks its proper name. Earth Science Review. 12, 1-33. (são do contexto geologico)

Tassinari C.C.G. & Macambira M.J.B. 1999. Geochronological Provinces of the Amazonian Craton. Episodes, 38:174-182.

Tassinari C.G.C. & Macambira, M.J.B. 2004. A Evolução Tectônica do Cráton Amazônico. In: Neto-Mantesso V., Bartorelli A, Carneiro C.D.R., Brito-Neves B.B. (eds). Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida, São Paulo, p. 471-486.

Cinemática dos granitos Serra do Tatu e Serra do Iran, Arco Magmático de Arenópolis: observações de campo, tramas magnéticas e análise microestrutural

Barbosa, A.S.[1], Viegas, L.G.F.[2], Hauser, N.[2], Raposo, M.I.B.[4], Correia, H.A.P.[5]

[1]Instituto de Geociências, Brasília-DF, Brasil,barbosaarianne@gmail.com; [2]Instituto de Geociências,Brasília-DF, Brasil, igviegas@unb.br; [3]Instituto de Geociências, Brasília-DF, Brasil, nataliahauser77@gmail.com; [4]Instituto de Geociências, São Paulo, Brasil, irene@usp.br; [5]Instituto de Geociências, Brasília-DF, Brasil, humberto.alexandrecorreia@gmail.com

Resumo: A análise da trama em granitos do Arco Arenópolis e a relação temporal entre a deformação e a geologia regional não haviam sido investigadas ainda. Este trabalho tem como objetivo integrar os dados de campo, microestruturais e anisotropia de suscetibilidade magnética para compreender a relação temporal entre o desenvolvimento da trama e a tectônica regional, assim como a cinemática do alojamento dos granitos Serra do Tatu e Serra do Iran. As tramas deformacionais encontradas no granito Serra do Tatu são caracterizadas pelo estiramento de cristais de quartzo com a diminuição de sua granulação, predominando a recristalização por rotação de subgrãos, que ocorreram em estado sólido. O granito Serra do Iran apresenta uma trama magmática, com pouca ou nenhuma deformação no estado sólido, suas características microestruturais sugerem que os plútons Serra do Tatu e Serra do Iran foram alojados em fases distintas durante a orogênese brasiliana, enquanto a anisotropia de suscetibilidade magnética do granito Serra do Iran aponta um alojamento sin-cinemático.

Palavras-chave: microestrutural, granito, alojamento, geologia estrutural, anisotropia de suscetibilidade magnética.

1. INTRODUÇÃO

As tramas magmáticas de um plúton são fundamentais para reconstruir momentos e processos orogênicos que ocorreram entre magmatismo e a deformação crustal. No entanto, foliações e lineações em granitos nem sempre são preservadas em escala mesoscópica. As microestruturas preservadas em um granito podem auxiliar na distinção entre uma fase primária e outra secundária, tardia ou pós-magmática (Archanjo et al., 2021; Bella Nké et al., 2018). A área de estudo está situada no Arco de Arenópolis, centro-oeste do Brasil, é marcada pela presença de granitoides com características sin- e pós-tectônicas. A relação entre alojamento granítico e a tectônica regional a partir de dados estruturais e microestruturais permaneceu inexplorada até agora.

O Arco de Arenópolis resulta de acresção crustal neoproterozoica desenvolvida durante a convergência e colisão dos paleocontinentes Amazônico e São Francisco-Congo. Esta colisão gerou o supercontinente Gondwana Ocidental (Pimentel, 2016; Pimentel et al., 1999; Pimentel e Fuck, 1994). As unidades plutônicas do Arco de Arenópolis são caracterizadas como cálcio-alcalinas, variando composicionalmente de gabros a granitos. Tratam-se de intrusões tardi- a pós-tectônicos, alojadas nos estágios finais do ciclo brasiliano (Pimentel e Fuck, 1994). Nestas unidades ocorrem desde corpos graníticos deformados, e outros corpos com pouco ou nenhum registro deformacional (Pimentel, 2016).

O Granito Serra do Tatu é composto por unidades leucocráticas, acinzentadas, milonitizadas

à cataclasadas, ocasionalmente com bandamento gnáissico e de textura porfiroblástica a granoblástica (Lacerda et al., 2021). Pimentel et al. (1985) dataram esses granitos pelo método Rb-Sr, obtiveram isócronas com idade de 692±110 Ma, e razão inicial 87 Sr/ 86 Sr de 0,7062. O Granito Serra do Iran foi inicialmente descrito por Pena e Figueiredo (1972) e Pena et al. (1975) como granito leucocrático, rosado, isotrópico, de granulação média a grossa, com fenocristais de microclínio róseo com até 3 cm de comprimento. Pimentel (1985) datou o granito Serra do Iran pelo método da isócrona de Rb-Sr e obteve uma idade de 564±5 Ma. Pimentel et al. (1996) encontraram uma idade de 588±19 Ma.

Estudos de campo, microestruturais juntamente com dados de anisotropia de suscetibilidade magnética foram aplicadas para entender os mecanismos de ascensão e alojamento dos granitos Serra Tatu e Serra do Iran. Nesse trabalho, busca-se a caracterização microestrutural, por descrição de lâminas delgadas dos granitos Serra do Iran e Serra do Tatu e análise estrutural a partir de dados preliminares de Anisotropia de Suscetibilidade Magnética (ASM) do granito Serra do Iran.

2. MATERIAIS E MÉTODOS

Nos laboratórios do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília foram confeccionadas seções delgadas do granito Serra do Iran e Serra do Tatu, descritas em microscópio Zeiss modelo Axioscope 2. A ASM foi aplicada para caracterizar a trama magnética do granito Serra do Iran. Foram amostrados 12 sítios ao todo, em cada local, foram coletadas de 3 a 4 amostras com uma furadeira portátil, cuidadosamente orientadas com bússola magnética. Cada amostra foi cortada em pelo menos dois espécimes com diâmetro de 2,5 cm e altura de 2,2 cm. Como resultado, a ASM foi medida para um total de 103 espécimes de todos os 12 locais amostrados usando um instrumento Kappabridge (KLY-3S, Agico, República Tcheca) no Laboratório de Anisotropias Magnéticas e Magnetismo de Rocha do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo e computada usando o software Anisoft 6.

3. RESULTADOS

O Granito Serra do Tatu se apresenta como um corpo alongado de direção NNW-SSE, a trama magmática é caracterizada pela foliação e lineação de cristais de feldspato alcalino que se encontram estirados e rotacionados. As rochas dessa unidade são leucocráticas, milonitizadas e cataclasadas, e por vezes com bandamento gnáissico, composta por feldspato, plagioclásio, quartzo, biotita, titanita, clorita, apatita e fases opacas. A foliação milonítica N257/89W, N270/78W, N270/78W, N274/76W, de modo geral é subvertical, enquanto os porfiroclastos se dispõem estirados de maneira sub-horizontal e de direção NNW-SSE, com cinemática sinistral.

Foram descritas as fácies Biotita Granito Milonítico e a Biotita Sienogranito do granito Serra do Tatu, a fácies Biotita Granito milonítico foi coletada na porção central da intrusão. A rocha se caracterizada por uma foliação definida pelo alongamento e orientação preferencial de agregados de quartzo, plagioclásio e K-feldspato e orientação preferencial das micas. A fácies Biotita Sienogranito foi coletada na borda sudoeste do corpo granítico e apresenta porfiroclastos de K-feldspato imersos em uma matriz fina de subgrãos de quartzo e plagioclásio, grãos de quartzo anédricos e mirmequita. Tanto os cristais de plagioclásio e K-feldspato assim como o quartzo apresentam contatos lobados. O granito Serra do Iran se apresenta como uma intrusão com forma geométrica sigmoidal de direção NW-SE, composta por fácies tonalíticas e graníticas, rochas isotrópicas com estrutura maciça. As bordas do corpo exibem leve deformação com minerais de quartzo recristalizado, enquanto a parte central é isotrópica. Foram descritas amostras das fácies Hornblenda-biotita Sienogranito, Tonalito, Diorito e Sienogranito fino. As tramas microestruturais do plúton Serra do Iran são caracterizadas pela sua foliação magmática com cristais de plagioclásio e piroxênio não deformados internamente e apresentam bordas euédricas, circundados por cristais de quartzo anédricos, que ocorre na fácies Diorítica.

Os dados de ASM são apresentados na tabela 1. A suscetibilidade magnética média é expressa por K_m= (K_1, K_2, K_3) /3 em unidades Si, variando de 1.509 a 66.52 SI (10^{-3} unidade SI),

sugerindo caráter ferromagnético. Nestes granitos, fases opacas como magnetita controlam a trama magnética. O parâmetro de forma T varia de -0.047 a 0.491. A intensidade da anisotropia, ou grau de anisotropia, expressa por $P=K_1/K_3$, varia de 1.02 e 1.261. valores de P <1,2 implicam que a trama magnética é uma trama de fluxo magmático (sin-magmático), enquanto valores de P>1,2 resultam de uma trama magnética posterior a deformação (pós-magmática) (Henry, 1988). O K_1 (lineação magnética) é orientado NW-SE com uma ligeira variação para NE-SW. Os mergulhos variam de baixos à altos (Tabela 1).

Tabela 1. Dados de Anisotropia de Suscetibilidade Magnética de 12 sítios do granito Serra do Iran. Km, suscetibilidade magnética média (unidades de SI); P, grau de anisotropia ($K_{máx.}$/ K_{min}); T, parâmetros de Jelinek (ln F- ln L) / (ln F+ ln L).

Pontos	*Km E^{-3} SI*	*P*	*T*	*K1 (D/I)*	*K3 (D/I)*
SI-01	5.069	1.105	0.293	13/62	220/24
SI-02	8.267	1.057	0.207	106/21	350/47
SI-03	12.63	1.071	0.386	115/13	221/48
SI-04	66.52	1.152	0.385	45/32	238/59
SI-05	3.353	1.020	0.491	214/42	63/43
SI-06	62.56	1.261	0.356	94/8	349/59
SI-07	3.705	1.039	-0.056	3/26	268/9
SI-08	1.509	1.028	-0.047	348/7	81/25
SI-09	50.63	1.103	-0.110	170/11	268/36
SI-10	4.195	1.053	-0.172	328/25	197/54
SI-11	5.709	1.023	-0.053	320/27	225/10
SI-12	4.018	1.073	-0.070	102/55	239/27

4. DISCUSSÕES

O granito Serra do Tatu não apresenta deformação no estado magmático. As microestruturas do estado submagmático são mirmequitas nas bordas dos cristais de K-feldspato, deformação interna nos grãos de plagioclásio e K-feldspato. A deformação de estado sólido é caracterizada pela extinção ondulante, pertita e lentes de quartzo em torno de porfiroclastos de K-feldspato e plagioclásio, e deformação intracristalina com cristais de plagioclásio dobrados (Lyra et al., 2021). A presença de mirmequita e maclas deformadas nos feldspatos sugerem uma deformação em estado sólido de temperatura moderada a alta (400-500°C) (Mondal, 2018; Mamtani et al., 2013).

Os grãos de biotita apresentam uma orientação preferencial juntamente com os minerais de quartzo, com bordas irregulares que indicam um deslizamento ao longo da clivagem, a qual evidencia que a clivagem foi responsável pela acomodação da deformação (Njiekak et al., 2008). Na fácies Biotita Granito Milonítico as lentes de quartzo evidenciam a recristalização dinâmica do quartzo por rotação de subgrãos e *bulging* presentes. Este mecanismo ocorre em uma faixa de temperatura de 400-500°C e 280-400°C, respectivamente (Hirth & Tullis, 1992, Tullis et al., 2002; Mamtani et al., 2013).

Foram descritas quatro fácies no granito Serra do Iran, Hornblenda-biotita Sienogranito, Tonalito, Diorito e Sienogranito Fino. Não foi observada uma orientação preferencial em nenhuma das fácies descritas no granito Serra do Iran. Em geral, os cristais apresentam pouca ou nenhuma deformação intracristalina. Observam-se leves marcas de deformação em estado sólido presente nas fácies Sienogranito fino, Tonalito e Hornblenda-biotita Sienogranito caracterizando um início de deformação plástica no quartzo, com limites de grãos lobados a serrilhados, extinção ondulante, com evidente diminuição de sua granulação. Tais características constatam a plasticidade cristalina na qual ocorreu recristalização por migração de borda de grão. Hornblenda alterando para biotita e biotita fraturada constata um estado sólido de baixa temperatura. As kink bands formadas em feldspatos retratam uma deformação intracristalina no estado sólido de baixa temperatura, mas não atingiram temperatura o suficiente para recristalização desses grãos (Fazio et al., 2020; Paterson et al., 1998). Apesar dos fenocristais de K-feldspato e plagioclásio terem fraturas e estarem

preenchidas por quartzo, não é um indicativo de migração de fusão durante a deformação porque essas fraturas estão presentes por toda a lâmina, atingindo mais de um mineral, por vezes a lâmina toda, e apresenta preenchimento com micas o que caracteriza que essas fraturas foram geradas após a cristalização do magma. Estes minerais apresentam extinção ondulante, subgrãos, contatos lobados a suturados.

A suscetibilidade magnética do granito Serra do Iran é controlada por grãos de magnetita. Na maioria dos sítios, as lineações magnéticas têm orientação NW-SE e mergulhos horizontais a sub-horizontais. As foliações magnéticas têm predominantemente orientação NE-SW, com variações para NW-SE, os mergulhos vão desde subverticais a sub-horizontais (Tabela 1). A forma dos elipsoides de ASM variam entre oblato e prolato. O grau de anisotropia do plúton Serra do Iran apresenta predominantemente valores P<1,2. O parâmetro de forma do elipsóide de Jelinek (1981), é usado para caracterizar a simetria do elipsoide ASM, quando -1<T<0 o elipsoide é prolato (linear), quando 0<T<1 o elipsoide é oblato (planar), no granito Serra do Iran predomina elipsoide oblatos. Os parametros Km, grau de anisotropia e forma do elisoide não mostram uma correlação com as fácies graníticas.

5. CONCLUSÃO

Os estudos microestruturais identificaram padrões de deformação distinguindo os estágios magmáticos, submagmáticos e de estado sólido e a influência da tectônica regional em suas formações. A integração dos dados microestruturais, observações em escala de afloramento dos granitos estudados retrata a trama microestrutural do Serra do Tatu corresponde a uma combinação de tramas magmáticas e tectônicas obtidos durante a ascensão e alojamento sob um cenário tectônico ativo. Os dados obtidos para os estudos de ASM permitiram reconhecer as trajetórias das foliações magnéticas e lineações magnéticas do granito Serra do Iran que mesoscopicamente se apresenta isotrópico. Os dados de ASM do granito Serra do Iran revelaram uma trama magnética sin-magmática, apesar de não ter evidências em escala mesoscópica, o alojamento desse granito teve a influência da tectônica regional ativa no momento do seu alojamento.

REFERÊNCIAS

Archanjo, C.J., Salazar, C.A., Caltabellota, F.P. & Rodrigues, S.W.O. (2021). The onset of the right-lateral strike-slip setting recorded in magnetic fabrics of A-type granite plutons of the Ribeira belt (SE Brazil). *Precambrian Research*, 366, 106417. https://doi.org/10.1016/j.precamres.2021.106417

Bella Nké, B. E., Njanko, T., Mamtani, M. A., Njonfang, E. & Rochette, P. (2018). Kinematic Evolution of the Mbakop Pan-African granitoids (western Cameroon domain): Na integrated AMS and EBSD approach. *Journal of Structural Geology*, 111, 42-63. https://doi.org/10.1016/j.jsg.2018.03.006

Bouchez, J.L. (1997). Granite is never isotropi: Na introduction to AMS studies of granitic rocks. *Granite: from segregation of melt to emplacement fabrics*, 95-112. https://doi.org/10.1007/978-94-017-1717-5_6

Fazio, E., Fiannacca, P., Russo, D. & Cirrincione, R. (2020). Submagmatic to solid-state deformation microstructures recorded in cooling granitoids during exhumation of late-variscan crust in North-Eastern Sicily. *Geoscience*, 10 (8), 311. https://doi.org/10.3390/geosciences10080311

Henry, B. (1988). The magnetic fabrics of the Egletons granite (France): separation and structural implications. Physics of the Earth and Planetary Interiors, 51, 253-263. https://doi.org/10.1016/0031-9201(88)90067-2
Jelinek, V. (1981). Characterization of the magnetic fabric of rocks. *Tectonophysics,* 79, T63-T67. https://doi.org/10.1016/0040-1951(81)90110-4

Lacerda, J.V.F., Gollmann, K., Santos, D.R.V., Martins, F.R., Souza, J.O., Carneiro, J.S.M., Meneghini, P.F.V.B., Hattinghi, K., Silva, E.R. & Eberhardt, D.B. (2021*). Projeto geologia e metalogenia da porção oeste de Goiás-Goiânia: CPRM*, 242.

Lyra, D.S., Savian, J.F., Bitencourt, M.F., Trindade, R.I.F. & Tomé, C.R. (2018). AMS fabrics and emplacement model of Butiá Granite, an Ediacaran syntectonic peraluminous granite from southernmost Brazil. Journal of South American Eart Sciences, 87, 25-41.

Mamtani, M.A., Piazolo, S., Greiling, R. O., Kontny, A. & Hrouda, F. (2011). Process of magnetite fabric development during granite deformation. *Earth and Planetary Science Letters*, 308, 77-89. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2011.05.033

Mondal, T.K. (2018). Evolution of fabric in Chitradurga granite (South India) - A study based on microstructure, anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) and vorticity analysis. *Tectonophysics*, 723, 149-161. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2017.12.013

Njiekak, G., Dorr,W., Tchouankoué, J.P. & Zulauf, G. (2008). U-Pb zircon and microfabric data of (meta) granitoids of western Cameroon: Constraints on the timing of plúton emplacement and deformation in the Pan-African belt of central Africa. *Lithos*, 102, 460-477. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2007.07.020

Paterson, S.R., Vernon, R.H. & Tobish, O.T. (1989). A review of criteria for the identification of magmatic and tectonic foliations in granitoides. *Journal of Structural Geology,* 11 (3), 349-363. https://doi.org/10.1016/0191-8141(89)90074-6

Paterson, S.R., Fowler Jr., T.K., Schmidt, K.L., Yoshinobu, A.S., Yuan, E.S. & Miller, R.B. (1998). Interpreting magmatic fabric patterns in plutons. *Lithos*, 44, 53-82. https://doi.org/10.1016/S0024-4937(98)00022-X

Pena, G.S. & Figueiredo, A.J. A. (1972). *Projeto Alcalinas- Relatório Final*. Goiânia: DNPM/CPRM, 143 (Conv. DNPM/CPRM).

Pena, G.S., Pereira, A.D.C., Takahashi, A.T., Oguino, K., Ferreira Neto, M.H. & Araújo, V.A. (1975) *Projeto Goiânia II: Relatório Final*. Goiânia: DNPM/CPRMA, 5, 236.

Pimentel, M.M. (1985). A Sequência Vulcano-Sedimentar de Arenópolis-GO: petrologia ígnea e metamórfica, contexto geotectônico e considerações metalogenéticas preliminares. *Dissertação de Mestrado*. Universidade de Brasília.

Pimentel, M. M. & Fuck, R. A. (1994). Geocronologia de Rb-Sr da porção sudoeste do Maciço de Goiás. *Revista Brasileira de Geociências*, 24 (2), 104-111.

Pimentel, M.M., Fuck, R.A. & Botelho, N.F. (1999). Granites and the geodynamic history of the neoproterozoic Brasília belt, Central Brazil: a review. *Lithos*, 46, 463-483. https://doi.org/10.1016/S0024-4937(98)00078-4
Pimentel, M. M. (2016). The tectonic Evolution of the Neoproterozoic Brasília Belt, central Brazil: a geochronological and isotopic approach. *Brazilian Journal of Geology*, 46. https://doi.org/10.1590/2317-4889201620150004

XVIII SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE
DESAFIOS E OPORTUNIDADES PARA A TRANSIÇÃO ENERGÉTICA
21 a 24 de setembro de 2025 | Brasília-DF

Lineament analysis at the Araguainha impact structure and environs: Remnant of a possible polygonal impact crater?

Bernardes, R.B.[1], Reimold, W.U.[1], Curto Ma, J.B.[1], Silva, A.B.[1,2], Gibson, R.L.[3], Hauser, N.[1]

[1]Institute of Geosciences, Postgraduate Program in Geology, University of Brasilia, Brasilia-DF, Brazil, renato.bernardes@unb.br; [2]Geological Survey of Brazil, Goiânia-GO, Brazil; [3]School of Geosciences, University of the Witwatersrand, PO WITS, Johannesburg 2050, RSA

Abstract: We investigate the Araguainha impact structure (AIS) in Central-West Brazil against the hypothesis that it could be the remnant of a polygonal impact crater shaped by preexisting subsurface structures. We have used geophysical, remote sensing, and structural field data to extract and analyze lineaments and the apparent rim trace shape of the AIS in plan view. Our results reveal that, at the scale of our analysis, the AIS rim trace is best modeled as an irregular enneagon (a nine-sided polygon). The association of the orientation of several rim segments with the trends of regional tectonic features related to the Paraguay Belt and the Transbrasiliano Lineament supports the idea that pre-impact structural features influenced crater geometry.

Keywords: Impact cratering, Araguainha, Paraná Basin, Paraguay Belt, Transbrasiliano Lineament.

1. INTRODUCTION

The Araguainha impact structure (AIS) is a ~40-km-diameter, somewhat eroded complex impact structure in Central-West Brazil, centered at 52.99151°W, 16.81544°S. The structure was formed ca. 252–259 Ma ago (Tohver *et al*., 2012; Erickson *et al*., 2017; Hauser *et al*., 2019) in the NNW Paraná Basin, relatively close to the Neoproterozoic Paraguay Belt (PyB) that outcrops several hundred kilometers to the north, but seemingly extends beneath a significant part of the basin (Curto *et al*., 2014), and the late Neoproterozoic–early Cambrian, Transbrasiliano Lineament (TBL) megashear zone, whose main faults occur ~60 km to the SE of the impact structure (Fig. 1).

Polygonal impact craters (PICs) are those whose outer rim trace in plan view shows multiple straight sides, thus deviating from a standard circular shape. PICs are thought to have formed due to impact on targets with preexisting inhomogeneities such as fractures, faults, and joints (Öhman *et al*., 2010). Broad estimates suggest that PICs could represent ~10–20% of the current planetary impact crater inventory (*ibid*; Robbins & Riggs, 2023). Their identification and study may provide significant information about the structural subsurface framework of a given target and, overall, new insights into the general cratering process.

Here, after investigation of remote sensing data, geological maps, and field observations, we hypothesize that the AIS could represent the remnant of a PIC.

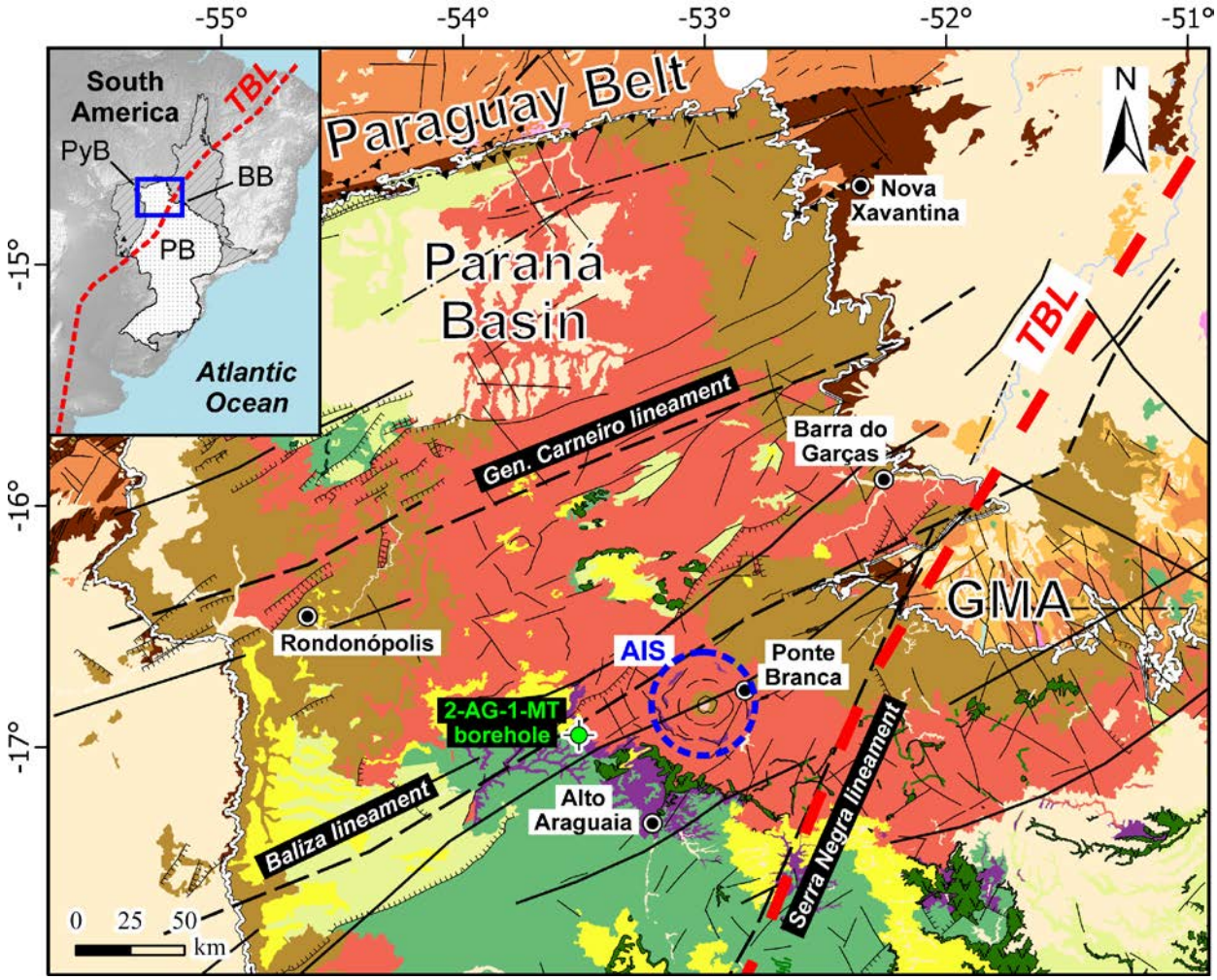


Figure 1. The NNW Paraná Basin (blue outline in the inset map) in the wider tectonic context of the South American platform. PB – Paraná Basin (Phanerozoic); Neoproterozoic belts that are part of the Tocantins Province: PyB – Paraguay Belt, BB – Brasilia Belt; TBL – Transbrasiliano Lineament (see inset map). The main map displays the regional geology of the NNW Paraná Basin and its surroundings. Note the location of the Araguainha impact structure (AIS – blue dashed circle), the 2-AG-1-MT borehole (green circle), the Transbrasiliano Lineament main trend (TBL – red dashed line), the Paraguay Belt, the Goiás Magmatic Arc (GMA; part of the Brasilia Belt), the main magnetic-derived lineaments (Serra Negra, Baliza, and General Carneiro – thick, dashed black lines – Curto *et al.*, 2014), and other general structural features (e.g., fractures, normal faults, directional faults, thrust faults – diverse black lines/symbols) (after Curto *et al.*, 2014, and references therein).

2. MATERIALS AND METHODS

To test the PIC hypothesis, we first processed and analyzed airborne geophysical data (magnetic and gamma-ray spectrometry) and remote sensing data (high-spatial-resolution mosaic layer + a multidirectional, hill-shaded TanDEM-X digital elevation model) to extract magnetic, radiometric, and structural (remote-sensing-derived) lineaments for the area inside and outside the AIS. Magnetic and radiometric lineaments were extracted at the 1:250,000 scale. Structural lineaments were extracted at the 1:50,000 scale. We collected structural data on-site in the AIS and environs and reprocessed magnetic lineaments and structural data (Curto *et al.*, 2014) from the wider NNW Paraná Basin domain.

Despite heterogeneous erosion in the AIS region, some rather continuous segments of the outer crater rim are seemingly still preserved. Thus, we extracted the apparent rim trace geometry (141 nodes) of the AIS from remote sensing data at the 1:50,000 scale. We then utilized Robbins &

Riggs' (2023) code for shape-fitting analysis of the extracted rim trace, employing a Monte Carlo approach. We modeled shapes with N = 4–9, with 0–[(N ÷ 2)] arcs (where N is the number of sides of the shape) and an additional 10-sided polygon. This resulted in the testing of a total of 25 different models. The model that yielded the least area difference between fit and rim trace, and without an overparameterization (following the Occam's Razor principle), was selected as the 'best' representative model for the AIS.

Lineament data were then compared against regional geological and geophysical knowledge, field observations, and the results of the AIS shape analysis.

3. RESULTS

3.1 Lineament and field data analysis

Our results indicate that lineaments in the AIS region trend in two main directions: NE-SW and NW-SE, both outside and inside the AIS. Lineaments trending about W-E are subordinate. Overall, NE-SW lineaments are the most common, with different maxima depending on the lineament type and location in relation to the AIS. Structural field data of fracture and fault orientations within the wider NNW Paraná Basin reveal the existence of four prominent families of these structures (Table 1). More details will be presented at the conference.

TABLE 1. PREDOMINANT DIRECTIONAL TRENDS

Dataset type	n	Outside the AIS	Inside the AIS	Wider NNW Paraná Basin*
Magnetic lineament	250	N50–60°E	N50–60°E	N40–70°E (max. at N60–70°E)
Radiometric lineament	227	N40–70°E (max. at N50–60°E) N40–60°W (max. at N50–60°W)	N40–60°E (max. at N40–50°E) N40–60°W (max. at N50–60°W)	n/a†
Structural lineament (remote-sensing-derived)	3487	N20–80°E (max. at N50–60°E)	N20–80°E (max. at N60–70°E) N00–50°W (max. at N20–30°W)	n/a
Structural field data (fractures and faults)	186	N60–80°E N10–50°W	Highly variable: Concentric, tangential, radial, and oblique.§ But NE-SW trends predominate.	N20–30°E N50–80°E N00–20°W N50–70°W

*Reprocessed data of Curto *et al.* (2014).
†n/a = not applicable.
§Regarding the AIS apparent center (Bernardes, 2025).

3.2 Apparent rim trace shape analysis

At the scale of our analysis (1:50,000), the AIS apparent rim trace is best fit by an irregular enneagon (a nine-sided polygon) model (Fig. 2). Notably, models with arc segments along the rim trace did not yield good results.

4. DISCUSSION

Lineament data from different sources generally agree fairly well with field data concerning the predominant structural trends (Table 1). Thus, this recurring structural framework is present at several depths throughout, at least, the upper crust (including the Paraná Basin) (Curto *et al.*, 2014; Pinto & Vidotti, 2019).

Erosion does not cause polygonality; counterintuitively, erosion tends to soften a polygonal crater rim outline rather than emphasize it (Öhman *et al.*, 2010, and refs. therein). Thus, the objective fact that a polygon – a closed 2-D figure composed only of straight-line segments – adequately represents the apparent rim trace shape of the AIS in plan view – suggests, per se, that a significant preexisting structural framework in the target rocks exerted influence on the formation of the Araguainha impact structure. In contrast, homogenous targets should favor the formation of circular impact structures.

Most (seven out of nine) of the enneagon rim trace segments are within (or very close to) the orientation range of at least one of the prominent trends established by the analyzed lineament and

field data (Fig. 2 and Table 1). We note that some of these rim trace orientations are similar to the main structural trends of the Paraguay Belt (mainly ~N60–70°E) and the Transbrasiliano Lineament (~N30°E) in the NNW Paraná Basin, as discussed by Curto *et al*. (2014). We suggest that some of the prominent lineament trends may also result from the structural interaction between the trends of these two regional tectonic features. These major tectonic features represent the last (i.e., late Neoproterozoic–Cambrian) tectonic events in the wider study region, with these structures seemingly reactivated throughout the Phanerozoic (*ibid*).

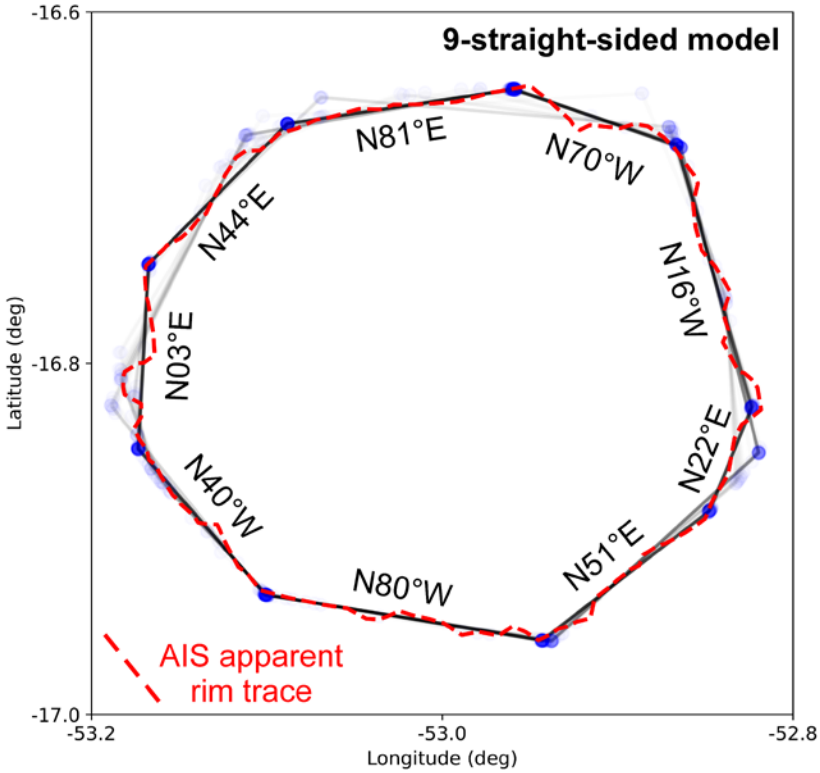


Figure 2. The irregular nine-sided polygon (enneagon) model that represents the 'best-fit' solution, i.e., the one that yielded the least residual area without overparameterization (more prominent straight black lines) to describe the apparent rim trace shape (red dashed line) of the Araguainha impact structure at the regional scale (1:50,000) of our analysis. The model was obtained by a Monte Carlo approach using the code of Robbins & Riggs (2023). Here, 100 code solutions (black lines) are plotted with some transparency. The more common solutions overlap with each other, increasing the visual intensity of the preferred shape. Blue dots represent the minimized locations of the vertex points of the nine-sided polygon. The trend of each straight side is shown within the polygon.

5. CONCLUSIONS

Our observations support the idea that lineaments in the AIS region primarily represent structures related to the structural trends of the Paraguay Belt and the Transbrasiliano Lineament, as well as their reactivation within the area of the NNW Paraná Basin throughout the Phanerozoic. These lineaments may have exerted some structural control on the orientation of certain outer rim segments of the Araguainha impact structure, supporting the formation of a polygonal final crater shape achieved during the modification stage of cratering. In plan view, and at the scale of our analysis (1:50,000), this apparent rim trace polygonal shape of the AIS is better represented by an irregular enneagon (a nine-sided polygon).

Our polygonality hypothesis for the AIS can be further evaluated using additional field data (e.g., directions of fractures, faults, joints) within the structure and beyond, as well as tested through 3-D numerical modeling of a pre-structured target volume.

Acknowledgements

This work is part of RBB's Ph.D. project in the Postgraduate Program in Geology at the Institute of Geosciences, University of Brasilia. The authors thank the University of Brasilia and the Institute of Geosciences for providing part of the infrastructure and conditions required to conduct and complete this research, including an Esri ArcGIS Pro academic user license and a sabbatical research leave for RBB. We thank the 'Comissão Nacional de Energia Nuclear' (CNEN, Brazil) for permitting us to use the airborne geophysical data applied here for academic purposes. We also thank the German Aerospace Center (DLR) for providing access to the TanDEM-X digital elevation model of the Araguainha impact structure, through Dr. Manfred Gottwald. RBB thanks Professor Marco Ianniruberto, IG–UnB, for his support during part of the lineament analysis.

Financial Support: This study was financed in part by the Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior – Brasil (CAPES) – Finance Code 001. RBB acknowledges financial support from a research grant from the Barringer Family Fund for Meteorite Impact Research. WUR and NH have been supported by the Brazilian National Council for Scientific and Technological Development (CNPq) through fellowship grants (Nos. 305761/2019-6 and 309878/2019-5, and 307109/2023-2, respectively). RG acknowledges a National Research Foundation of South Africa Grant (No. SRUG200503519568).

REFERENCES

Bernardes, R. B. (2025). Ph.D. Thesis (in final preparation). Institute of Geosciences, University of Brasilia, Brasilia, Brazil

Curto, J. B., Vidotti, R. M., Fuck, R. A., Blakely, R. J., Alvarenga, C. J. S., & Dantas, E. L. (2014). The tectonic evolution of the Transbrasiliano Lineament in northern Paraná Basin, Brazil, as inferred from aeromagnetic data. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 119(3), 1544–1562. https://doi.org/10.1002/2013JB010593

Erickson, T. M., Timms, N. E., Kirkland, C. L., Tohver, E., Cavosie, A. J., Pearce, M. A., & Reddy, S. M. (2017). Shocked monazite chronometry: Integrating microstructural and in situ isotopic age data for determining precise impact ages. Contributions to Mineralogy and Petrology, 172(2–3), 11. https://doi.org/10.1007/s00410-017-1328-2

Hauser, N., Reimold, W. U., Cavosie, A. J., Crósta, A. P., Schwarz, W. H., Trieloff, M., Souza, C. S. M., Pereira, L. A., Rodrigues, E. N., & Brown, M. (2019). Linking shock textures revealed by BSE, CL, and EBSD with U-Pb data (LA-ICP-MS and SIMS) from zircon from the Araguainha impact structure, Brazil. Meteoritics & Planetary Science, 54(10), 2286–2311. https://doi.org/10.1111/maps.13371

Öhman, T., Aittola, M., Korteniemi, J., Kostama, V.-P., & Raitala, J. (2010). Polygonal impact craters in the solar system: Observations and implications. *In*: R. L. Gibson & W. U. Reimold (Eds.), Large Meteorite Impacts and Planetary Evolution IV (pp. 51–65). Geological Society of America, Special Paper 465. https://doi.org/10.1130/2010.2465(04)

Pinto, M. L., & Vidotti, R. M. (2019). Tectonic framework of the Paraná basin unveiled from gravity and magnetic data. Journal of South American Earth Sciences, 90, 216–232. https://doi.org/10.1016/j.jsames.2018.12.006

Robbins, S. J., & Riggs, J. D. (2023). What Is a Polygonal Impact Crater? A Proposed Framework Toward Quantifying Crater Shapes. Earth and Space Science, 10(7), e2023EA002863. https://doi.org/10.1029/2023EA002863

Tohver, E., Lana, C., Cawood, P. A., Fletcher, I. R., Jourdan, F., Sherlock, S., Rasmussen, B., Trindade, R. I. F., Yokoyama, E., Souza Filho, C. R., & Marangoni, Y. (2012). Geochronological constraints on the age of a Permo–Triassic impact event: U–Pb and 40Ar/39Ar results for the 40km Araguainha structure of central Brazil. Geochimica et Cosmochimica Acta, 86, 214–227. https://doi.org/10.1016/j.gca.2012.03.005

Kimberlitos *off-craton*: Química mineral da intrusão Santa-Fé 1, Rio Grande do Norte

Bitencourt, H.A.[1], Jalowitzki, T.[1], Weska, R.W.[2], Botelho, N.F.[1], Dantas, E.L.[1], Gervasoni, F.[3], Silveira, F.V.[4]

[1]Programa de Pós-graduação em Geologia, Universidade de Brasília, Brasília-DF, Brasil, heitor.a.bitencourt@gmail.com, jalowitzki@unb.br, nilsonfb@unb.br, elton@unb.br; [2]Faculdade de Geociências, Universidade Federal do Mato Grosso, Cuiabá-MT, Brasil, weska@terra.com.br; [3]Laboratório Nacional de Luz Síncrotron, Campinas-SP, Brasil, gervasoni.fe@gmail.com; [4]Serviço Geológico do Brasil, Brasília-DF, Brasil, francisco.silveira@sgb.gov.br.

Resumo: No Brasil, kimberlitos ocorrem comumente em províncias kimberlíticas em regiões pericratônicas, sendo raras as ocorrências dessas intrusões em contextos *off-craton*, como a Província Borborema. Esse estudo é baseado em análises em minerais indicadores encontrados no corpo kimberlítico Santa-Fé 1 (SF1), localizado na região norte do Rio Grande do Norte. Essa intrusão é descrita como uma brecha kimberlítica vulcanoclástica (fácies cratera), e apresenta diversos minerais indicadores preservados, como granada, clinopiroxênio, ortopiroxênio, ilmenita, ti-magnetita, espinélio e anfibólio. Os resultados preliminares de química mineral revelam evidências de que esse kimberlito é do tipo I devido à ausência de flogopita. Os xenocristais de granada são classificados como almandina e piropo. Granadas com elevado Mg# (>0,88) são lherzolíticas (G9) e tipicamente mantélicas. As metassomatizadas têm Mg# entre 0,75 e 0,85, sendo lherzolíticas (G9), piroxeníticas (G4) e eclogíticas (G3). Já aquelas com Mg# entre 0,60 e 0,75 são interpretadas como cumulatos piroxeníticos e eclogitos. Por fim, granadas com Mg# inferior a 0,60 são almandinas de origem essencialmente polimítica (G0). Os piroxênios são diopsídio e enstatita e as ilmenitas possuem fase de baixo magnésio. Estas características mineralógicas permitem uma nova perspectiva a respeito dos processos envolvidos na formação do manto litosférico da Província Borborema.

Palavras-chave: Província Borborema, kimberlito, Santa-Fé 1, química mineral.

1. INTRODUÇÃO

No Brasil, a maioria das províncias kimberlíticas e dos complexos alcalino-carbonatíticos estão associadas as bordas de terrenos cratônicos, sendo que essas regiões coincidem com as bordas das bacias do Paraná, Paraíba e Amazonas (Almeida, 1986; Biondi, 2003). No Brasil, kimberlitos ocorrem ao longo da Província Ígnea do Alto Paranaíba (APIP) e da Província Alcalina de Goiás (PAGO), bem como relacionados a grandes lineamentos estruturais, à saber: Transbrasiliano, Blumenau e Azimute 125. Este último possui quantidade relevante de intrusões kimberlíticas, carbonatitos e rochas alcalinas associadas (Almeida, 1983; Gonzaga & Tompkins, 1991; Gibson *et al.,* 1995; Araújo, 2001; Pereira e Fuck, 2005; Felgate, 2014; Cabral *et al.*, 2017; Moraes Rocha *et al.*, 2019).

A intrusão kimberlítica investigada nesse trabalho, Santa-Fé 1 (SF1) (Fig. 1), está relacionada a um contexto atípico *off-craton* estando situada na região norte do Rio Grande do Note, próxima ao município de Pedro Avelino. Ela está hospedada em ortognaisses e migmatitos granodioríticos a tonalíticos do Complexo Arábia, e associada a olivina basaltos da Formação Macau (Silveira, 2006).

A química de minerais indicadores é amplamente utilizada no estudo de intrusões kimberlíticas. Os minerais recuperados na intrusão kimberlítica SF1 são de granada, clinopiroxênio, ortopiroxênio, ilmenita, ti-magnetita, espinélio e anfibólio. Este estudo tem como objetivo determinar

a química mineral dos feno e xenocristais de SF1. A partir desses resultados, eventos de depleção e metassomatismo serão discutidos de acordo com a evolução tectônica da Província Borborema.

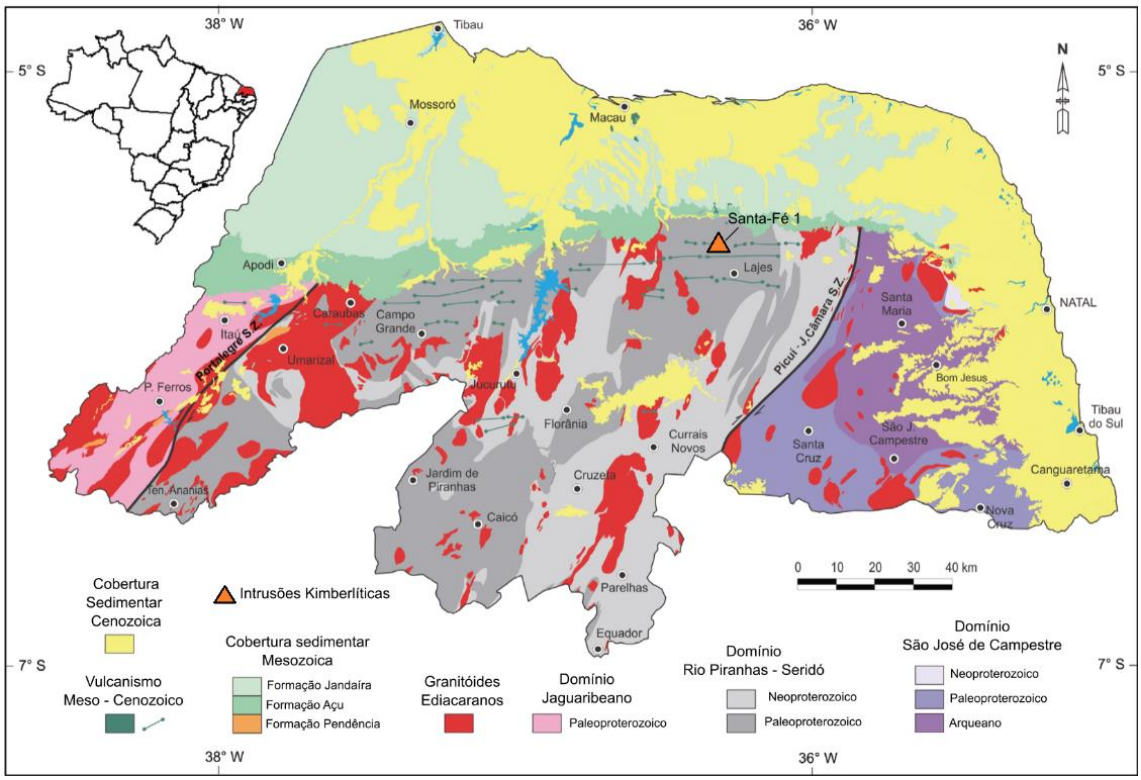


Figura 1. Mapa geológico simplificado do Rio Grande do Norte (modificado de Medeiros *et al.,* 2010).

2. MATERIAIS E MÉTODOS

Os concentrados de minerais indicadores foram diferenciados por intermédio de um microscópio estereoscópico modelo Leica EZ4 e foram dispostos em seções polidas (*mounts*). Esta etapa foi realizada no Laboratório de Geocronologia e Geoquímica Isotópica do instituto de Geociências (IG), Universidade de Brasília (UnB). Posteriormente, os elementos maiores, bem como as médias composicionais da granada, clinopiroxênio, ortopiroxênio, ilmenita, ti-magnetita, espinélio e anfibólio foram determinados no Laboratório de Microssonda Eletrônica do IG-UnB com o uso de um espectrômetro de dispersão de energia (WDS) utilizando um microanalisador de sonda eletrônica modelo JEOL JXA-8230.

As análises foram realizadas utilizando tensão de 15 kV, corrente de feixe de 10nÅ, e diâmetro de feixe de 1 µm no modo *spot*. O tempo de contagem foi de 10s por pico analisado e de 5s para *background*. Todos os resultados foram corrigidos por um programa de correção ZAF e as medições foram calibradas com padrões minerais, à saber: andradita (CaO e FeO), albita (Na_2O), forsterita (MgO), microclínio (K_2O, Al_2O_3 e SiO_2), pirofanita (TiO_2 e MnO), óxido de crômio (Cr_2O_3), óxido de níquel (NiO), topázio (F) e vanadinita (Cl). Por fim, os resultados foram tratados, levando em consideração o limite de detecção do equipamento, à saber, em porcentagem em peso (wt. %): SiO_2 (0,02), TiO_2 (0,09), Al_2O_3 (0,01), Cr_2O_3 (0,06), MgO (0,02), CaO (0,05) MnO (0,05), FeO (0,02), NiO (0,05), Na_2O (0,02) e K_2O (0,03).

3. RESULTADOS

As fases minerais mais abundantes coletadas no corpo kimberlítico SF1 foram granada, piroxênio e ilmenita. Outras fases minerais, como espinélio e anfibólio também foram identificadas. Não foram identificadas variações composicionais, de elementos maiores, entre o centro e as bordas dos grãos analisados. Portanto, as médias composicionais foram empregadas nos diagramas de elementos maiores.

Os xenocristais de granada (n=139) são de piropo (n=127; $Py_{52.64-75.28}$ $Al_{10.84-31.27}$ $Gr_{11.51-22.41}$ $Sp_{0.35-1.21}$) e almandina (n=12; $Al_{47.00-78.26}$ $Py_{10.65-39.36}$ $Gr_{2.49-9.69}$ $Sp_{0.98-17.47}$), com o piropo possuindo um componente mais acentuado de grossulária. De maneira geral, o piropo apresenta elevado Mg# [0,63-0,87, onde Mg# = Mg/(Mg + Fe)] enquanto as almandinas apresentam valores mais baixos de Mg# (0,14-0,46). De acordo com a classificação de Grütter (2004), que relaciona CaO *versus* Cr_2O_3, os piropos são piroxeníticos (G4; n=87), eclogíticos (G3, n=9), lherzolíticos (G9, n=23; uma vez que possuem Mg# = (MgO/40.3)/[(MgO/40,3) + (FeO_t/71,85)] >0,70, com óxidos em wt.%) e piroxeníticos mais ricos em Fe (G5, n=11), sendo apenas 3 grãos com sufixo "D" (Na_2O >0,07 wt.%), que indica potencial para diamante. As almandinas, por sua vez, são piroxeníticas ou eclogíticas, com baixo CaO (G4 e G3, respectivamente, n=3), e polimíticas (G0, n=9). O componente enriquecido em grossulária é observado nas granadas eclogíticas.

O clinopiroxênio (n=251) e ortopiroxênio (n=30) também xenocristais em kimberlitos. O clinopiroxênio foi classificado como diopsídio (n=121; Mg# = 0,62-0,93; $Wo_{45.03-53.51}$ $En_{32.77-50.52}$ $Fs_{3.95-20.51}$) e augita (n=130; Mg# = 0,66-0,92; $Wo_{2.64-45.03}$ $En_{36.25-88.48}$ $Fs_{4.22-18.98}$). O ortopiroxênio foi classificado como enstatita ($En_{84.22-90.60}$ $Wo_{0.65-3.58}$ $Fs_{8.28-11.95}$), com Mg# entre 0,88 e 0,92. As ilmenitas (n=74) tem forte variação composicional, demonstrada pelo MgO (8,43-0,07 wt. %), FeO_t (69,10-36,76 wt. %), TiO_2 (23,30-54,28) e Cr_2O_3 (0,00-0,28 wt.%). Elas podem ser classificadas como "puras" (n=19) e ricas em MgO (n=55; picroilmenita com MgO >4 wt.%). As ti-magnetitas (n=21) possuem elevados valores de FeO_t (76,90-82,27 wt.%) e TiO_2 (9,96-12,71 wt.%), com valores mais baixos de MgO (1,29-2,50 wt.%) e Al_2O_3 (2,65-5,73 wt%). Os espinélios (n=10) contêm valores variados de MgO (18.32-21.81 wt. %), Al_2O_3 (38.24-64.64 wt. %) e Cr_2O_3 (2.37-29.34 wt. %), podendo ser classificados como picotita (n=1) e cromita (n=9; Cr_2O_3 >5 wt.%). Por fim, os anfibólios (n=6), seguindo a classificação de Hawthorne (2012), são cálcicos e foram classificados como pargasita.

4. DISCUSSÕES

Mitchel (1995), separa os kimberlitos em dois grupos distintos: Grupo I (ou kimberlitos *sensu* lato - basálticos) e Grupo II (ou orangeítos, micáceos). Essa classificação leva em consideração as diferenças mineralógicas e geoquímicas distintas entre eles. Os kimberlitos do Grupo I são tipicamente ricos em CO_2 e pobres em H_2O, também sendo marcados pela presença de olivina, piroxênios magnesianos e granadas de alto Mg#. Dito isso, a presença predominante de piropo com alto Mg# (>0,85) e de piroxênios (clino e orto) tipicamente mantélicos (Mg# >0,90) corrobora a hipótese de que o corpo SF1 pode ser classificado como um kimberlito do Grupo I.

Os teores de TiO_2 das ilmenitas, variando entre 23,30 e 54,28 wt.%, e os teores de MgO entre 0,07 e 8,43 wt.%, são compatíveis com o padrão geoquímico desses minerais em kimberlitos do Grupo I, reforçando a hipótese. Uma vez que a flogopita é rara nesse grupo, a ausência desse mineral no corpo estudado corrobora essa interpretação.

A composição mineralógica do kimberlito SF1 evidencia que o manto litosférico é heterogêneo devido a um evento metassomático. Os elevados valores tipicamente mantélicos de Mg# (>0,90), observados nos xenocristais de enstatita e nos clinopiroxênios, principalmente no diopsídio, somados aos valores encontrados nos piropos (até 0,87), indicam manto empobrecido, típicos de eventos de fusão parcial. Porém, a disparidade entre esses valores sugere zonas distintas de equilíbrio. A predominância de granadas piroxeníticas (G4 e G5), em relação as granadas lherzolíticas (G9), bem como a presença de granadas eclogíticas (G3), sugere a subducção de crosta oceânica (eclogito) e a geração de cumulatos (piroxenitos). Os baixos valores de Mg# (entre 0,60 e 0,75) observados corroboram essa interpretação.

A ocorrência de ti-magnetitas (TiO_2 = 9,96-12,71 wt.%) com valores baixos e variados de MgO (1,29-2,50 wt.%) pode ser interpretada como resultado de um metassomatismo silicático proto-kimberlítico. A ausência de granadas harzburgíticas associada à limitada ocorrência de eclogíticas (G3), assim como a rara ocorrência de granadas com sufixo "D", sugere condições desfavoráveis a formação e preservação e diamantes nesse corpo. Os valores moderados a baixos de MgO nas ilmenitas indica condições de oxidação desfavoráveis à estabilidade do diamante.

5. CONCLUSÕES

O kimberlito SF1 é do Grupo I e está localizado em um contexto *off-craton*, atípico para essas rochas. Dessa forma, o estudo desse corpo é importante para o entendimento do manto litosférico abaixo da Província Borborema.

A assinatura geoquímica e mineralógica do kimberlito SF1 sugere que esse manto foi afetado por um evento de subducção pretérita, responsável pela formação de eclogitos. Além disso, os baixos valores de Mg# das granadas e piroxênios sugere a geração de cumulatos. Esta interpretação é consistente com os modelos tectônicos que propõem acreção crustal durante o Proterozoico.

A intrusão SF1, quando comparada a outros kimberlitos brasileiros, apresenta particularidades composicionais importantes, como a predominância de granadas piroxeníticas (G4 e G5) e eclogíticas (G3) em relação às granadas lherzolíticas (G9). Esta diferença reflete contrastes fundamentais na evolução do manto sob regiões cratônicas e sob regiões atípicas, como a Província Borborema.

Agradecimentos

Financiador(es): O presente trabalho foi realizado com apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior – Brasil (CAPES) – Código de Financiamento 001. CAPES também apoia esse trabalho com uma bolsa de estudos para H.A.Bitencourt (processo 88887.107226/2025-00).

REFERÊNCIAS

Almeida, F.F.M.1983. Relações tectônicas das rochas alcalinas mesozóicas da região meridional da Plataforma Sul-Americana. Revista Brasileira de Geociências 13, 139-158.

Almeida, F.F.M. 1986. Distribuição regional e relações tectônicas do magmatismo pós-paleozóico no Brasil. Revista Brasileira de Geociências 16, 325-349.

Araujo, A., Carlson, R. W., Gaspar, J. C., & Bizzi, L. A. 2001. Petrology of kamafugites and kimberlites from the Alto Paranaiba alkaline province, Minas Gerais, Brazil. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, *142*(2), 163-177.

Biondi, J.C. 2003. Processo metalogenéticos e os depósitos minerais brasileiros. Oficina de textos, 552p.

Cabral Neto, I., Nannini, F., Silveira, F. V., & Cunha, I. M. (2017). Áreas kimberlíticas e diamantíferas do estado de Minas Gerais e regiões adjacentes.

Felgate, M. R. 2014. *The Petrogenesis of Brazilian Kimberlites and Kamfugites Intruded Along the 125° Lineament: Improved Geochemical and Geochronological Constraints on Magmatism in Rondonia and the Alto Paranaaiba Igneous Province* (Doctoral dissertation, University of Melbourne, School of Earth Sciences).

Gibson, S. A., Thompson, R. N., Leonardos, O. H., Dickin, A. P., Mitchell, J. G. 1995. The Late Cretaceous impact of the Trindade mantle plume: evidence from large-volume, mafic, potassic magmatism in SE Brazil. Journal of Petrology 36, 189-229.

Gonzaga, G.M. & Tompkins, L.A. 1991. Geologia do diamante. Principais depósitos minerais do Brasil, DNPM/CPM 4, 53-116.

Grütter, John J Herman S. Gurney, Andrew H. Menzies, Ferdi Winter, 2004. An updated classification scheme for mantle-derived garnet, for use by diamond explorers. Lithos 77, 841-857.

Hawthorne, F. C., Oberti, R., Harlow, G. E., Maresch, W. V., Martin, R. F., Schumacher, J. C., & Welch, M. D. 2012. Nomenclature of the amphibole supergroup. *American Mineralogist*, *97*(11-12), 2031-2048.

Medeiros, V.C., Nascimento, M.A.L. & Souza, D.C. 2010. Geologia. In: Geodiversidade do Estado do Rio Grande do Norte. Programa Geologia do Brasil: Levantamento da Geodiversidade. Pfaltzgraff, P.A.S. & Torres, F.S.M. (Org.). CPRM Rio de Janeiro, 15-38.

Mitchell, R. H. 1995. Kimberlites and orangeites. In Kimberlites, orangeites, and related rocks (pp. 1-90). Boston, MA: Springer US.

Moraes Rocha, L. G. D., Correa, R. T., Silva, A. B. D., & Matos, D. R. (2019). Geophysical reassessment of the Azimuth 125° Lineament: emplacement model and propagation of its dikes.

Pereira, R. S., & Fuck, R. A. 2005. Archean nucleii and the distribution of kimberlite and related rocks in the São Francisco craton, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, *35*(3), 297-310.

Silveira, F.V. 2006. Magmatismo cenozóico da porção central do Rio Grande do Norte, NE do Brasil. Programa de Pós-graduação em Geodinâmica e Geofísica, Universidade Federal do Rio Grande do Norte. Tese de Doutorado nº 15, 223p.

Sete Lagoas Formation Carbonate Crisis and Oxidation Pulses in the Neoproterozoic São Francisco Basin

Borges-Silva, M.[1], Giorgioni, M.[2], Bernardini, S.[3], Bittencourt, L.F.[4], Souza, F.G.[5], Vieira, J.G.C.[6], Marques, O.L.[7], Della Ventura, G.[8]

[1]Universidade de Brasília, Instituto de Geociências, Programa de Pós-graduação em Geologia, Brasília-DF, Brazil, marisborges.17@gmail.com; [2]Universidade de Brasília, Instituto de Geociências, Programa de Pós-graduação em Geologia, Brasília-DF, Brazil, gmartino@unb.br; [3]Department of Science, University of Roma Tre, Italy, simone.bernardini@uniroma3.it, [4]Universidade de Brasília, Instituto de Geociências, Programa de Pós-graduação em Geologia, Brasília-DF, Brazil, lucas1llfb@gmail.com; [5]Universidade de Brasília, Instituto de Geociências, Programa de Pós-graduação em Geologia, Brasília-DF, Brazil, flaviasouzaxrd@gmail.com; [6]Universidade de Brasília, Instituto de Geociências, Programa de Pós-graduação em Geologia, Brasília-DF, Brazil, joaogabrielcvieira@gmail.com; [7]Universidade de Brasília, Instituto de Geociências, Programa de Pós-graduação em Geologia, Brasília-DF, Brazil, odaralu08@gmail.com; [8]Department of Science, University of Roma Tre, Italy, giancarlo.dellaventura@uniroma3.it

Abstract: In this study we investigate the transition between the Neoproterozoic Sete Lagoas (SLF) and Serra de Santa Helena (SSHF) formations in the PSB-14 section of the São Francisco Basin, in central Brazil. The succession encompasses a 210 m thick stratigraphic interval, displaying a transition between carbonate rich facies of the SLF to siliciclastic mudstones and siltstones with grey-green to reddish color of the SSHF. A multi-analytical approach, combining X-ray diffraction (XRD), X-ray fluorescence (XRF), and Raman spectroscopy, was used to examine changes in the paleoenvironmental conditions through this interval. The presence and distribution of redox-sensitive minerals, such as iron sulfides (pyrite and marcasite) and iron oxides (hematite and magnetite), served as Eh and pH proxies. The results show significant variations in redox potential (Eh) and pH conditions, coincident with a marked decline in carbonate production at the top of the SLF. Integration of mineralogical and geochemical data show a direct correlation between the Eh-pH shifts and the carbonate crisis. Increasing terrigenous influx and changes in the chemical composition suggest a dynamic basin characterized by fluctuating oxygenation and acidity levels. The occurrence of marcasite rims on pyrite nuclei suggests episodic shifts towards more acidic or oxidizing conditions during the SLF. In contrast, the presence of hematite and magnetite in the red siltstones of the SSHF indicates a transition to more oxic and higher pH environments. These findings offer new perspectives on the factors regulating carbonate production and the paleoenvironmental evolution of the Bambuí Group during the Neoproterozoic.

Key-words: são francisco basin, bambuí group, carbonate crisis, redox conditions.

1. INTRODUCTION

The Bambuí Group, outcropping in the east-central Brazil, contains one of the most well-preserved and extensively studied records of Neoproterozoic era in South America. Previous studies have documented significant redox fluctuations in its lower units, ranging from suboxic-anoxic to anoxic-euxinic conditions (Guacaneme *et al.* 2020; Paula-Santos *et al*. 2018). The occurrence of redox-sensitive minerals and Fe mineral proxies further suggests frequent shifts in environmental conditions (Canfield *et al*., 2007; Guacaname *et al*., 2023).

The lithostratigraphic boundary between the SLF and SSHF is marked by an abrupt stop of carbonate deposition in the SLF, as described by Vieira *et al*. (2007). In this work we investigate the

transition between the SLF and the SSHF, and show that important paleoenvironmental changes occurred in the Bambuí Group during the deposition of this interval, including pulses of low pH and high oxygen conditions at the seafloor. Our results allow for revising the paleoenvironmental interpretation of the Bambuí Group and indicate oxic bottom conditions were more common in the paleoenvironments of the late Neoproterozoic than previously thought.

2. MATERIAL AND METHODS

In this study we address the transition between the SLF and the SSHF via analysis of a 210-meter-thick interval (from 430 m to 220 m) from the drill core 1-PSB-14-MG. This core was recovered as part of the Bambuí Drilling Project, of the Geological Survey of Brazil (SGB) (Brandalise *et al.,* 1980). It was drilled in the central São Francisco Basin, in the state of Minas Gerais, south of the city of Januária and to the east of the São Francisco River.

A multi-methodological approach was used to investigate this mixed carbonate-siliciclastic succession. X-ray Diffraction (XRD) was used for quantitative mineralogical analysis and identification of terrigenous minerals. X-ray Fluorescence (XRF) provided the major oxide geochemical composition. Raman Spectroscopy was applied to differentiate iron-bearing minerals such as pyrite, marcasite, hematite, and magnetite. Additionally, Scanning Electron Microscopy coupled with Energy Dispersive Spectroscopy (SEM-EDS) was used to examine mineral textures and determine elemental composition, allowing for the identification of accessory phases such as apatite and chalcopyrite.

3. RESULTS

The lower 165 meters of the studied interval (430–265 m) correspond to the middle to upper SLF, representing a transition from carbonate-dominated to a marly-siliciclastic sedimentary environment. XRD analysis revealed that quartz, calcite, and dolomite are present in all samples. Based primarily on variations in the siliciclastic mineral assemblages, four distinct lithologic intervals were identified within this unit: (i) limestones with marly and muddy levels at the base; (ii) pure limestones; (iii) dolostones; and (iv) marls towards the top (Figure 1). These carbonate facies frequently exhibit dolomitization and partial recrystallization, well as compaction features such as stylolites and seams filled with carbonaceous material, dark micrite, and occasional intraclastic breccias. Dissolution structures, often filled with silica and exhibiting dolomitization, are also observed throughout the SLF.

The uppermost 45 meters of the studied interval comprise the SSHF, which begins with dark gray to black calcareous shales and grades upward into dark green and red mudstones (Figure 1). These mudstones consist of siltstones with varying clay content and display gently undulating, sometimes discontinuous to chaotic lamination.

Raman spectroscopy identified various TiO_2 polymorphs, such as rutile, anatase, and brookite, throughout the entire stratigraphic interval. Iron sulfide minerals [$Fe^{2+}S_2$] have been identified in the SLF between 421.6 to 303 m. Pyrite occurs throughout this interval, whereases marcasite was only identified in the samples at 309 and 311.6 m. In contrast, iron oxide phases were detected in the SSHF: hematite [$Fe_3{}^{+2}O_3$] and magnetite [$Fe^{2+}Fe^{3+}{}_2O_4$] have been identified in the sample at 221 m.

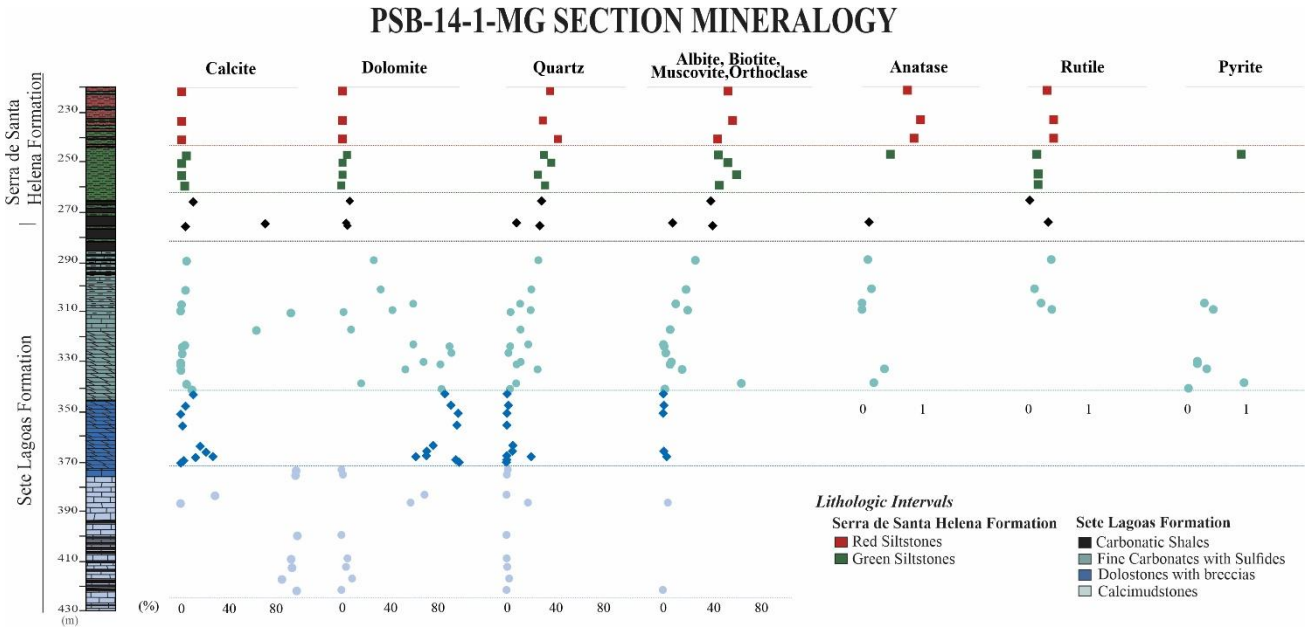


Figure 1. Quantitative mineral phase composition across the examined section.

4. DISCUSSION

The facies transition between the SLF and the SSHF indicates a drop in carbonate productivity, which induced a retrogradation of the carbonate platform and a deepening of the depositional environment. The observed paleoenvironmental shifts across the PSB-14-MG section can be attributed to variations in redox potential (Eh) and/or pH levels. Pyrite is the dominant iron sulfide mineral identified between 421.6 and 303 m, indicating prevailing reducing conditions during the deposition of the SLF (Tribovillard *et al.,* 2006; Canfield *et al*., 2007). Pyrite formation typically occurs during early diagenesis near the sediment-water interface and is influenced by organic matter oxidation and the reduction of ferric iron and sulfate (Taylor and Macquaker, 2000).

The integration between redox and other paleoenvironmental proxies allows for identifying a sequence of major paleoenvironmental shifts at the transition between the SLF and the SSHF (Fig. 2).

The increasing terrigenous influx, alongside observed geochemical changes, suggests a dynamic basin with alternating levels of oxygenation and acidity. The presence and distribution of redox-sensitive minerals, specifically iron sulfides (pyrite and marcasite) and iron oxides (hematite and magnetite), were crucial indicators of Eh and pH. The unique occurrence of marcasite as rims on pyrite nuclei suggests episodic shifts towards more acidic or oxidizing conditions, while hematite and magnetite in the red siltstones of the SSHF indicate a transition to more oxic and higher pH environments. These findings challenge previous interpretations of the Bambuí Group as being entirely isolated, suggesting more frequent oxygenation events in Ediacaran marine settings than previously acknowledged. This research provides new insights into the factors controlling carbonate production and the paleoenvironmental evolution of the São Francisco Basin during the Neoproterozoic era.

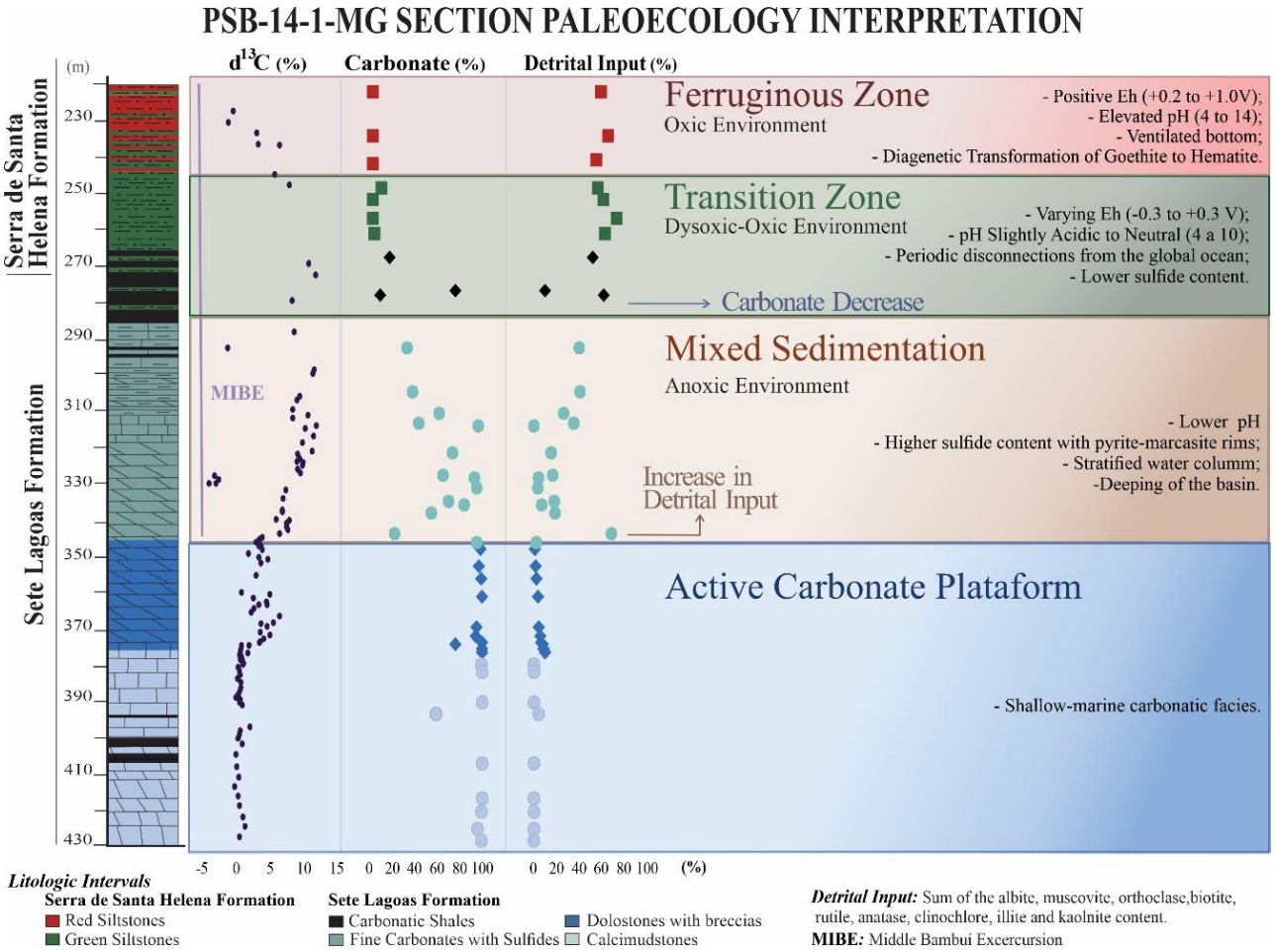


Figure 2. Paleoenvironmental and geochemical Interpretation of the PSB-14-1-MG Section. Four distinct paleoenvironmental zones are identified—the Active Carbonate Platform, Mixed Sedimentation, Transition, and Ferruginous Zones—along with their corresponding lithological intervals.

5. CONCLUSION

Although tectonic processes broadly influenced the basin evolution, the gradual changes in the mineralogical assemblages observed through the section suggest that paleoenvironmental factors dominated over abrupt tectonic events, which would typically introduce a greater diversity of detrital components. Variations in Eh and pH, inferred from the mineralogical assemblages, coincide with a pronounced decline in carbonate production in the upper part of the SLF. These redox variations can be related to changes in the oceanographic conditions of the Bambuí Group, which oscillated between episodes of high and low oxygenation and acidity. Acidic and low-oxygen conditions likely persisted from the top of the SLF to the end of the deposition of the green siltstones of the SSHF In contrast, the overlaying red siltstones of the SSHF are associated with elevated pH and Eh conditions, as evidenced by the presence of hematite and magnetite. This mineralogical transition suggests a shift towards more oxic conditions, marking a significant change in the paleoenvironmental dynamics during the later stages of the SSHF deposition.

REFERÊNCIAS

Brandalise L.A., Pimentel G.B., Steiner H.P., Soares J, Mendes J.R.,Queiroz N.F., Lima O.M., Pádua W. De. 1980. Projeto Sondagens Bambuí Em Minas Gerais: Relatório Final. Belo Horizonte, Dnpm/Cprm, V.5.

Butler, I. B., & Rickard, D. (2000). Framboidal pyrite formation via the oxidation of iron (II) monosulfide by hydrogen sulphide. Geochimica et Cosmochimica Acta, 64(15), 2665-2672.

Canfield, D. E., Poulton, S. W., & Narbonne, G. M. (2007). Late-Neoproterozoic deep-ocean oxygenation and the rise of animal life. Science, 315(5808), 92-95.

Guacaneme, C., Fraga-Ferreira, P. L., Ader, M., Caetano-Filho, S., Sansjofre, P., Paula-Santos, G. M., Babinski, M., ... & Trindade, R. I. (2020). The Nitrogen Cycle in an epeiric sea in the core of Gondwana Supercontinent: a study on the Ediacaran-Cambrian Bambuí Group, east-central Brazil. Frontiers in Earth Science, 9, 692895.

Guacaneme, C., Caetano-Filho, S., Paula-Santos, G. M., Babinski, M., Fraga-Ferreira, P. L., Bedoya-Rueda, C., & Trindade, R. I. (2023). Paleoenvironmental redox evolution of Ediacaran-Cambrian restricted seas in the core of West Gondwana: Insights from trace-metal geochemistry and stratigraphy of the Bambuí Group, east Brazil. Journal of South American Earth Sciences, 119, 103998Joseph et al. (2010);

Kitchaev & Ceder (2016);

Liu, Z. R. R., Zhou, M. F., Williams-Jones, A. E., Wang, W., & Gao, J. F. (2019). Diagenetic mobilization of Ti and formation of brookite/anatase in early Cambrian black shales, South China. Chemical Geology, 506, 79-96.

Vieira, L. C., Almeida, R. P. D., Trindade, R. I. F. D., Nogueira, A. C. R., & Janikian, L. (2007). A Formação Sete Lagoas em sua área-tipo: fácies, estratigrafia e sistemas deposicionais. Revista Brasileira de Geociências, 37(4 supl), 168-181.

Taylor, K.G., Macquaker, J.H.S. (2000). Early diagenetic pyrite morphology in a mudstone-dominated succession: the Lower Jurassic Cleveland Ironstone Formation, eastern England. Sedimentary Geology, 131, 77–86.

Tribovillard, N., Algeo, T. J., Lyons, T., & Riboulleau, A. (2006). Trace metals as paleoredox and paleoproductivity proxies: an update. Chemical geology, 232(1-2), 12-32.

Zhang, H., & Banfield, J. F. (2014). Structural characteristics and mechanical and thermodynamic properties of nanocrystalline TiO2. *Chemical reviews*, *114*(19), 9613-9644.

Contribuição à litoestratigrafia e geocronologia de rochas efusivas e piroclásticas paleoproterozoicas do Grupo Araí

Brotherhood, L.A.[1], Souza, V.S.[1], Silva, C.C.[2]

[1]Instituto de Geociências/Universidade de Brasília, Brasília-DF, lealbernaz2807@gmail.com
[2]Secretaria de Agricultira, Pecuária, Produção Sustentável e Irrigação (SEAPI)/RS

Resumo: O Grupo Araí, consiste em uma sequência de rochas metassedimentares e metavulcânicas com baixo grau metamórfico e diferentes estágios de deformação, as quais estão reunidas na Formação Arraias. Essas rochas estão associadas à abertura inicial do rifte do Araí, com exposições observadas do nordeste de Goiás ao sul do Tocantins. O estudo busca caracterizar essas rochas por meio de levantamento de campo e análises petrográficas, geoquímicas e geocronológicas. O conjunto de rochas metavulcânicas agrupam vulcanismo efusivo bimodal que ocorre sob a forma de derrames e *sills* que exibem vesículas e disjunções, enquanto que os depósitos piroclásticos de queda e de fluxo gravitacional exibem acamamento estratificado contendo bombas, pipes brechados, aglomerados e vesículas. Essas rochas exibem assinatura geoquímica isotópica de ambiente intraplaca e indica fontes crustais e mantélicas contaminadas. A datação U-Pb em zircão aponta cristalização no período Statheriano (entre 1780 e 1770 Ma), com heranças do período Rhyaciano (± 2220 Ma). A tectônica colisional do Neoproterozoico, relacionada à Orogenia Brasiliana, modificou a estrutura do rifte Araí, dificultando correlações litoestratigráficas. No entanto, as evidências de campo e petrográficas sugerem uma intercalação de vulcanismo fissural e explosivo, associada a um sistema fluvial entrelaçado em clima semiárido durante a construção inicial do rifte.

Palavras-chave: Grupo Araí; Geoquímica; Petrografia; Geocronologia, Vulcanismo.

INTRODUÇÃO

O Grupo Araí representa um rift intracontinental do Paleoprotyerozóico caracterizado em sua base por rochas metassedimentares intercaladas por metavulcânicas em fácies anquimetamorficas a xisto-verde baixo (Dardenne et al. 1999), que aflora nas regiões do nordeste do Estado Goiás a Sul do Estado de Tocantins. Assim, em sua formação basal, o Grupo Araí compreende a Formação Arraias, composta por rochas vulcânicas efusivas bimodal (basalto a riolito) e rochas piroclásticas de fluxo e queda, além de fluxo gravitacional, que demarcam a fase inicial de abertura do rifte (1.78-1.77 Ga). Dessa forma, o presente trabalho busca contribuir com a caracterização da seção-tipo com ênfase nas rochas vulcânicas e piroclásticas da Formação Arraias em Teresina de Goiás e Auruminas - GO numa escala de 1:50.000, por meio de descrições de campo (levantamento de perfil e análise macroscópica), análise de lâminas delgadas das rochas, dados geoquímicos e geocronológicos.

Os pontos coletados deste estudo estão espalhados pelos municípios de Teresina de Goiás e Nova Roma, ambos pertencentes ao estado de Goiás. O município de Teresina de Goiás pertence ao Parque Nacional da Chapada dos Veadeiros enquanto que Nova Roma faz a ligação com o Parque Terra Ronca. A 288 km de Brasília, a principal rodovia de acesso a cidade de Teresina de Goiás se dá pela GO-118 enquanto que para acessar a região de Auruminas deve-se ir pela GO-241, conhecida na região como Estrada do Tapa Olho, acesso sem pavimentação que liga as cidades de Teresina de Goiás, a vila de Auruminas e a cidade de Nova Roma.

1. MATERIAIS E MÉTODOS

A pesquisa inclui três etapas principais. Na etapa Pré-Campo, foi realizada uma revisão bibliográfica sobre descrições litoestratigráficas e dados petrográficos, geoquímicos e estruturais da área de estudo. A etapa de Campo, focou na descrição *in situ* dos afloramentos e na análise das estruturas vulcânicas, enfatizando correlações de deposição. Na etapa Pós-Campo, ocorreu a preparação e catalogação de amostras para análises laboratoriais. A descrição petrográfica foi realizada no Laboratório de Microscopia do IG-UNB, para identificação mineral e caracterização de texturas e estruturas. As análises geoquímicas foram feitas no AcmeLab (Canadá) com ICP-OES para elementos maiores e ICP-MS para traços e terras raras. A análise geocronológica U-Pb em zircões foi conduzida no Laboratório de Geologia Isotópica do IG-UnB com LAM-ICP-MS Neptune® e Nd-YAG Laser, seguindo os métodos de Bühn et al. (2009).

2. RESULTADOS

Sequencias de basaltos, riodacitos, e ignimbritos associados a rochas metassedimentares, tais como quartzitos, metaconglomerados e metarenitos finos, formam as associações basais da Formação Arrais (Fig. 1). Em geral, dispostas na base das escarpas de serras de até 500 metros de altitude, formando lajedos e blocos, cortados por falhas normais e inversas e com mergulhos na ordem de 45º (Fig. 1).

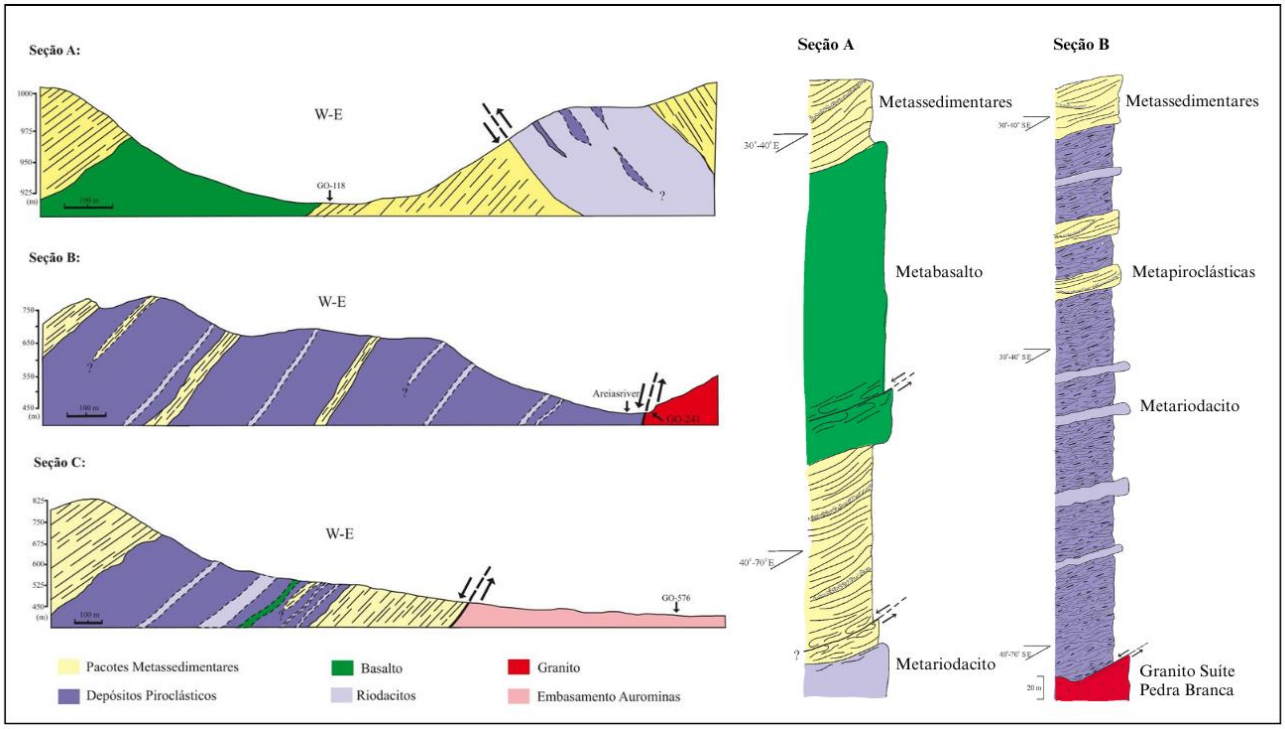


Figura 1. Seções geológicas esquemáticas mostrando as relações de contato dos depósitos piroclásticos e derrames ácidos e básicos da Formação Arraias com as rochas do embasamento Suíte Auruminas e com granitos da Suíte Intrusiva Pedra Branca. Ao lado, empilhamento litoestratigráfico ressaltando rochas metassedimentares (amarelo e laranja) e rochas metapiroclásticas de fluxo (verde), além de derrames efusivos riodacíticos (marrom). Na base, biotita álcali-feldspato granito Pedra Branca.

As rochas efusivas ácidas (riolitos a dacitos) exibem arranjo textural porfirítico fino a médio formado por fenocristais de quartzo, K-feldspato e plagioclásio (An_{25-35}), imersos em matriz micro a criptocristalina de composição quartzo-feldspática, tendo biotita, apatita, titanita, zircão e opacos como acessórios. As rochas efusivas básicas a intermediárias (basalto a andesito-basalto) apresentam arranjo textural porfirítico fino a afanítico formado por fenocristais de plagioclásio, clinopiroxênio e olivina em arranjo sub-ofítico a glomeroporfirítico, imersos em matriz criptocristalina composta por cristais tabulares de plagioclásio (An_{60-70}), anfibólio, biotita, apatita, epidoto, quartzo,

carbonato e opacos, além de vesículas preenchidas por zeólitas, carbonato, epidoto, clorita e quartzo. O conjunto de rochas piroclásticas exibem textura eutaxítica com fiammes, pumices e esferulitos, além de cristaloclástos (quartzo, K-feldspato, plagioclásio, biotita, opacos) com feições de corrosão e litoclástos soldados em matriz criptocristalina quartzo-feldspática recristalizada.

A natureza bimodal das rochas efusivas são há tempos conhecidas. Análises químicas mostram essas associação (Fig. 2). Rochas básicas têm composição basáltica a basáltica-andesina e álcali-basaltos, subalcalina a levemente alcalina, metaluminosas e toleiítica a calci-alcalina, enquanto que as rochas ácidas a intermediárias têm composição dacitica a riolítica, subalcalina, toleiítica a calci-alcalina, meta- a peraluminosas.

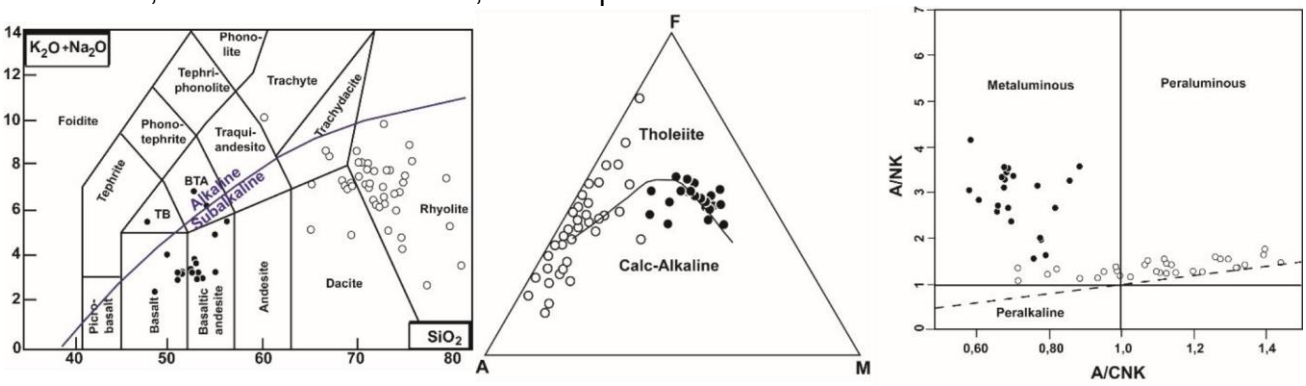


Figura 2. Caracterização geoquímica de rochas efusivas vulcânicas da Formação Arrais, com base nos elementos maiores e menores.

As rochas ácidas, mais fracionadas e evoluídas, mostram um enriquecimento natural em elementos terras raras (ETRs), separados por destacada anomalia negativa em Eu, quando comparado com as rochas básicas, as quais são relativamente empobrecidas em ETRs (Fig. 3). Ambos os pulsos magmáticos (ácidos e básicos) têm assinatura geoquímica intra-placa, ressaltando a sua natureza continental (Fig. 3).

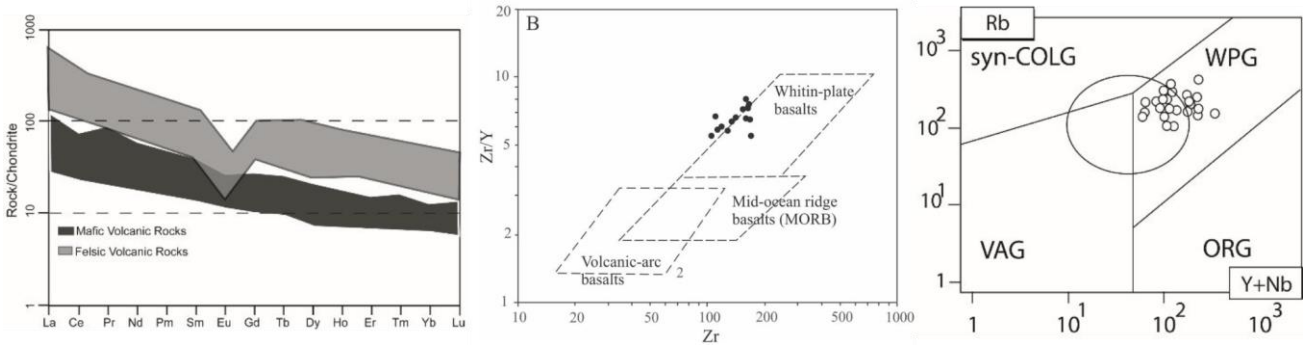


Figura 3. Padrão de distribuição do ETRs e diagramas de ambientes tectônicos aplicados as rochas efusivas ácidas e básicas da Formação Arraias.

As idades das rochas efusivas da Formação Arraias são do Statheriano (1780 e 1770 Ma), com heranças do período Rhyaciano (aproximadamente 2220 Ma). Os zircões de basalto cristalizados em 1783 ± 17 Ma refletem o momento de cristalização do magma associado ao rifteamento, enquanto os cristais datados em 2221 ± 14 Ma indicam a presença de contaminação crustal. (Silva, 2020; Silva et al, 2021). A datação dos basaltos está temporalmente correlacionada com a cristalização dos riolitos (1771 ± 2 Ma) e granitos do Tipo-A da Suíte Pedra Branca na região (1767 ± 10 Ma and 1769 ± 2 Ma). (Silva et al., 2021; Pimentel et al., 1991; Pimentel e Botelho, 2001).

3. DISCUSSÕES

O rifte Paleoproterozoico Araí está relacionado à fragmentação do supercontinente Columbia, causada pela ascensão de plumas mantélicas (Pirajno e Santosh, 2015). Nesse contexto, as rochas basálticas da Formação Arraias ocorrem intercaladas com rochas ácidas e piroclásticas ao longo de toda a extensão do rifte, em associação com rochas metassedimentares de origem fluvial e eólica (Dardenne et al., 1999; Tanizaki et al., 2015).

A intercalação desses diferentes tipos litológicos é característica de ambientes de rifteamento, onde o afinamento crustal induzido pela deformação extensiva causa a ascensão astenosférica e resulta na intrusão de magmas basálticos nas rochas encaixantes. (White e Mckenzie, 1989). A ascensão astenosférica provoca um aumento na temperatura das rochas da crosta, o que leva à fusão parcial dessas rochas, favorecendo a geração de magmas ácidos, predominantemente riolíticos e dacíticos. Esses magmas estão frequentemente associados ao vulcanismo explosivo típico de ambientes extensivos. Assim, o magmatismo bimodal, caracterizado pela presença de rochas máficas e félsicas, é uma marca distintiva desses sistemas de rifte, onde os episódios vulcânicos são intercalados com a deposição de sedimentos clásticos. (White e Mckenzie, 1989)

Adicionalmente, os magmas basálticos gerados nesses ambientes estão sujeitos à assimilação ou contaminação de material crustal. Esse processo pode aumentar o teor de sílica e elementos incompatíveis nos magmas, modificando sua composição original e, em alguns casos, gerando uma maior diversidade composicional no magmatismo associado ao rifte. Essa interação entre processos magmáticos e sedimentares contribui para a complexidade litológica observada em sistemas de rifteamento, como o do Grupo Araí. (Silva et al., 2021)

Desse modo, os zircões de basalto cristalizados em 1783 ± 17 Ma refletem o momento de cristalização do magma associado ao rifteamento, enquanto os cristais datados em 2221 ± 14 Ma indicam a presença de contaminação crustal, evidenciando a assimilação de material mais antigo da crosta durante a ascensão do magma (Silva, 2020; Silva et al, 2021).

4. CONCLUSÕES

Em síntese, a Formação Arraias, posicionada na base do Grupo Araí, registra a fase inicial de um rifte intracontinental, caracterizado pela interação entre processos sedimentares e magmáticos vulcânicos e plutônicos em um ambiente predominantemente árido a semiárido. A distensão litosférica provocada pela atuação de plumas mantélicas favoreceu a geração e ascensão de magmas basálticos parcialmente contaminados por material crustal, além de magmas ácidos em diferentes estágios evolutivos. Essa atividade magmática se manifestou tanto de forma fissural quanto explosiva, resultando na formação de fluxos de lava, intrusões subvulcânicas e depósitos piroclásticos, compondo um registro expressivo da dinâmica rifteana. Os dados geocronológicos U-Pb em zircões, com idades de 1783 Ma e 2221 Ma, reforçam a presença de heranças crustais antigas, evidenciando a complexidade da interação entre o manto, a crosta e os processos tectono-sedimentares durante a instalação deste rifte paleoproterozoico.

Agradecimentos

Gostaria de agradecer ao meu orientador, Valmir da Silva Souza, por todo apoio e por sempre estar disponível para me orientar ao longo deste trabalho. Agradeço também ao Cleverton Correia Silva por gentilmente disponibilizar os dados provenientes de sua área de pesquisa no doutorado, os quais foram essenciais para a realização deste estudo. Também sou muito grata ao Instituto de Geociências da Universidade de Brasília e ao Laboratório de Geologia Isotópica do IG-UnB, onde tive a oportunidade de realizar as análises e contar com todo o suporte necessário. Essa pesquisa teve o apoio financeiro da CAPES, através de bolsas, CNPq (Processo nº. 443603/2014-6) e IG-UnB.

REFERÊNCIAS

BÜHN, B. et al. High spatial resolution analysis of Pb and U isotopes for geochronology by laser ablation multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-MC-ICP-MS). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 81, p. 99–114, 2009.

DARDENNE, M. A. et al. A sequência sedimentar do Grupo Araí na região da Chapada dos Veadeiros, Goiás. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE; SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 1999, Brasília. *Anais...* Brasília: SBG, 1999. p. 100.

PIMENTEL, M. M.; BOTELHO, N. F. Sr and Nd isotopic characteristics of 1.77–1.58 Ga rift related granites and volcanics of the Goiás province, Central Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 73, p. 263–276, 2001.

PIMENTEL, M. M. et al. U-Pb zircon geochronology of Precambrian tin-bearing continental-type acid magmatism in central Brazil. *Precambrian Research*, v. 52, p. 321–335, 1991. Disponível em: https://doi.org/10.1016/0301-9268(91)90086-P. Acesso em: 5 jul. 2025.

PIRAJNO, F.; SANTOSH, M. Mantle plumes, supercontinents, intracontinental rifting and mineral systems. *Precambrian Research*, v. 259, p. 243–261, 2015. Disponível em: https://doi.org/10.1016/j.precamres.2014.12.016. Acesso em: 5 jul. 2025.

SILVA, Cleverton Correia. *Petrografia, geoquímica e geocronologia das rochas vulcânicas efusivas e piroclásticas da Formação Arraias, Grupo Araí, nordeste de Goiás*. 2020. 119 f. Tese (Doutorado em Geologia) – Universidade de Brasília, Brasília, 2020.

SILVA, C. C. et al. Contribution to petrogenesis of the Paleoproterozoic Basaltic Magmatism from the Araí continental rift, central Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 110, p. 103345, 2021. Disponível em: https://doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103345. Acesso em: 5 jul. 2025.

TANIZAKI, M. L. N.; CAMPOS, J. E. G.; DARDENNE, M. A. Estratigrafia do Grupo Araí: registro de rifteamento paleoproterozoico no Brasil Central. *Brazilian Journal of Geology*, v. 45, p. 95–108, 2015. Disponível em: https://doi.org/10.1590/23174889201500010007. Acesso em: 5 jul. 2025.

WHITE, R.; MCKENZIE, D. Magmatism at rift zones: The generation of volcanic continental margins and flood basalts. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 94, n. B6, p. 7685–7729, 1989. Disponível em: https://doi.org/10.1029/JB094iB06p07685. Acesso em: 5 jul. 2025.

Correlação entre proveniência e morfologia de zircões magmáticos das bacias do Parnaíba e Amazonas

de Brito, Y.L.[1], Santos, R.V.[2], Pacheco, W.L.[3], Macini, L.H.[3], Gonçalves, G.O.[2], Ferreira, A.C.D.[2], Lopes, H.A.[4]

[1]Programa de Pós Graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília/Prosa, Brasília-DF, Brasil, yurilopes.brito@gmail.com; [2]Laboratório de Estudos Geodinâmicos, Geocronológicos e Ambientais (LEGGA), Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília-DF, Brasil, robertoventurasantos@gmail.com, guilherme.goncalves@unb.br, ferreira.acd@gmail.com; [3]Geoquímico/Prosa, Brasília-DF, Brasil, wesley@prosa.eco.br, lmancini@prosa.eco.br; [5]Laboratório de Estudos Geodinâmicos, Geocronológicos e Ambinetais (LEGGA), Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília-DF, Brasil, [4]ENEVA S/A, Rio de Janeiro-RJ, Brasil, henrique.lopes@eneva.com.br

Resumo: Geocronologia U-Pb é amplamente utilizada nas geociências, onde o zircão é o principal mineral utilizado para tais estudos. A cristalização de cristais de zircão em rochas intermediárias - félsicas é razoavelmente comum em contraste com as ocorrências de zircão em rochas máficas-ultramáficas, que geram raras cristalizações e altos índices de xenocristais. As bacias do Parnaíba e Amazonas, foco deste estudo, possuem magmatismos básicos de idade Mesozoica. O magmatismo na Bacia do Parnaíba é representado pela Formação Mosquito e Formação Sardinha de idade Jurássica e Cretácea (205 ± 5 Ma e 132 ± 5 Ma) respectivamente. A Bacia do Amazonas é marcada por um episódio bem definido de idade Jurássica (205 ± 5 Ma), correspondendo ao "Diabásio Penatecaua", datações indicam a presença de um segundo evento magmático na Bacia, sendo de idade Cretácea (100 ± 10 Ma). Este trabalho apresenta uma nova metodologia para caracterização e distinção de populações de zircão por meio da morfologia, analisando aspectos superficiais, de arredondamento, fraturamento e tamanho.

Palavras-chave: Zircão, Magmatismo, Parnaíba, Amazonas, Morfologia.

1. INTRODUÇÃO

O sistema de decaimento urânio-chumbo (U-Pb) é amplamente conhecido e aplicado ao redor do mundo com o enfoque na geocronologia, sendo majoritariamente analisado por meio de minerais acessório como o zircão ($ZrSiO_4$), principalmente devido à alta capacidade de incorporar U ao invés de Pb em sua estrutura cristalina (Schaltegger et al., 2015).

Em várias situações, os cristais de zircão em rochas máficas são derivados das rochas encaixantes, não fornecendo assim informações sobre a idade da cristalização do magma máfico (Oliveira et al., 2022), resultando com que dados de datação por meio do sistema U/Pb em zircões, correspondentes a idade de cristalização, sejam escassos, e que a seleção de zircões para tal análise, tenha a interferência de xenocristais absorvidos ao magma, possibilitando a presença de zircões que não estão atrelados ao período de cristalização no *mount*.

Por meio de adaptações a metodologia de classificação morfológica em zircões, descrita no trabalho "*Morphology of zircon crystal grains in sediments – characteristics, classifications, definitions*" de Gärtner *et al*, (2013), que leva em consideração aspectos como: arredondamento, textura superficial e fraturamento, fora realizado o estudo e classificação dos zircões primários dos

eventos magmáticos de ambas as bacias, com o objetivo de determinar padrões morfológicos entre os zircões destes eventos e suas distinções, promovendo a separação entre zircões magmáticos e herdados da encaixante.

Como estudo de caso para a metodologia proposta, serão utilizadas amostras de rochas máficas da bacia do Parnaíba e da bacia do Amazonas, que tiveram eventos magmáticos distintos de caráter toleítico, ambos de idade Mesozoica (Vaz *et al*., 2007; Cunha *et al*., 2007). Na Bacia do Parnaíba as Formações Sardinha e Mosquito, estão correlacionadas com os grandes eventos magmáticos do Paraná-Etendeka e da Província Magmática do Atlântico Central (PMAC) respectivamente (Vaz *et al*., 2007). Na Bacia do Amazonas o evento magmático contido na bibliografia data de 205 ± 5 Ma, correspondendo ao Diabásio Penatecaua, inerente ao evento magmático da PMAC (Cunha *et al*., 2007), entretanto, análises de U/Pb em zircão de nossas amostras evidenciam a presença de um segundo episódio magmático de idade Cretácea (100 ± 10 Ma).

2. MATERIAIS E MÉTODOS

Tendo em vista a escassez de cristais de zircão em rochas máficas subvulcânicas, é aplicado para melhor concentração de zircões a metodologia de Oliveira *et al., 2022*, onde posterior a dissolução química da rocha, o resultado final equivale ao concentrado de cristais de zircão, que por sua vez foram totalmente (sem seleção) inseridos em *mount*, e em seguida datados por meio de LA-ICP-MS no Laboratório de Geocronologia da UnB. O diagrama de classificação morfológica é descrito no trabalho de Gärtner *et al*., 2013, e trata de aspectos morfológicos em zircões, onde devido à complexidade dos eventos magmáticos, fora adicionado mais um critério a classificação, o tamanho dos cristais (Figura 1).

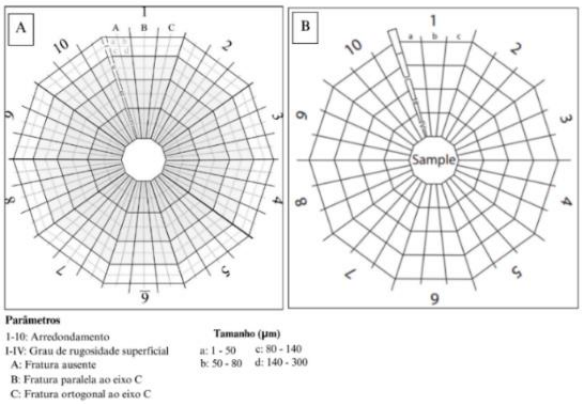


Figura 1. A) Diagrama adaptado e seus parâmetros de classificação; B) Diagrama original de Gärtner *et al.,2013*.

Para visualização dos *Mounts*, foi utilizado um microscópio *Olympus BX53*, pertencente ao Laboratório de Geocronologia da UnB (LEGGA), todas as imagens foram realizadas sob aumento de 10x e luz transmitida.

Após a obtenção das imagens e classificação, as classificações quanto a morfologia dos zircões, foram realizados no diagrama por meio do software Qgis, tendo em vista que, apesar dos dados não serem georreferenciados, são espacializados, possibilitando a utilização do software citado. Foram atribuídos aos zircões plotados no diagrama, as idades U-Pb mensuradas no

LEGGA, realizando-se o processo de interpolação *Inverse Distance Weighted* (IDW) para estes dados morfológicos, sendo atribuído como peso os dados de datação, onde idades mais jovens representam pesos maiores.

3. RESULTADOS

Foram analisadas as morfologias de 303 zircões e suas respectivas idades U/Pb, correspondendo tanto a cristais de idades Mesozoicas e Paleozoicas. Destes dados em zircão, 82 correspondem a Bacia do Amazonas e 221 a Bacia do Parnaíba. Será distinguido para cada Bacia a classificação morfológica dos cristais de zircão de idades Jurássicas e Cretáceas.

3.1 – Caracterização Morfológica Bacia do Amazonas

Dos 82 dados morfológicos em zircão (Figura 2), 30 plotam entre arredondamentos de um-quatro e 52 dados plotam entre cinco-dez. Ao total, 16 zircões possuem idades Mesozoicas, dentre estes, 12 (75%) plotam entre arredondamentos de um-quatro, e 4 (25%) entre cinco e dez. Zircões Jurássicos correspondem a 4 *plots*, variando de 100-120 µm, 2 (50%) destes zircões plotam entre um e quatro e 2 (50%) entre cinco-dez, a classificação textural majoritária é de grau IV (forte) e não apresenta fraturamento. Zircões Cretáceos correspondem a 12 amostras, onde 10 (83%) plotam entre um-quatro variando entre 140-210 µm e 2 (17%) entre cinco-dez, variando entre 50-225 µm onde é demonstrado flutuabilidade quanto aos demais critérios de classificação.

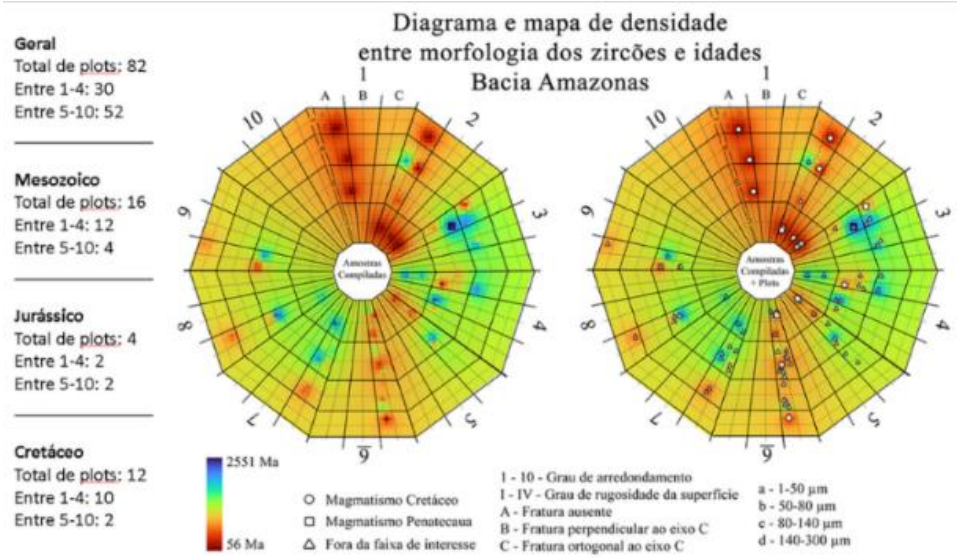


Figura 2. Diagrama entre mapa de densidade das datações x morfologia geral dos zircões da Bacia do Amazonas.

3.2 – Caracterização Morfológica Bacia do Parnaíba

Dos 221 dados morfológicos em zircão (Figura 3), 94 plotam entre arredondamentos de um-quatro e 127 zircões plotam entre cinco-dez. Ao total, 82 zircões possuem idades Mesozoicas, dentre estes, 59 plotam entre arredondamentos de um-quatro, e 23 entre cinco-dez. Zircões Jurássicos correspondem a 52 plots, 48 (92%) destes zircões plotam entre um-quatro, variando de 50-310 µm, e 4 (8%) entre cinco-dez, variando de 100-230 µm, a classificação textural majoritária é de grau III (média) e não apresenta fraturamento. Zircões Cretáceos correspondem a 30 amostras, onde 11 (36%) plotam entre um-quatro, variando de 60-170 µm e 19 (64%) entre cinco-

dez, variando de 60-200 µm, todas estas amostras demonstraram alto índice de rugosidade IV, e fraturamento ausente.

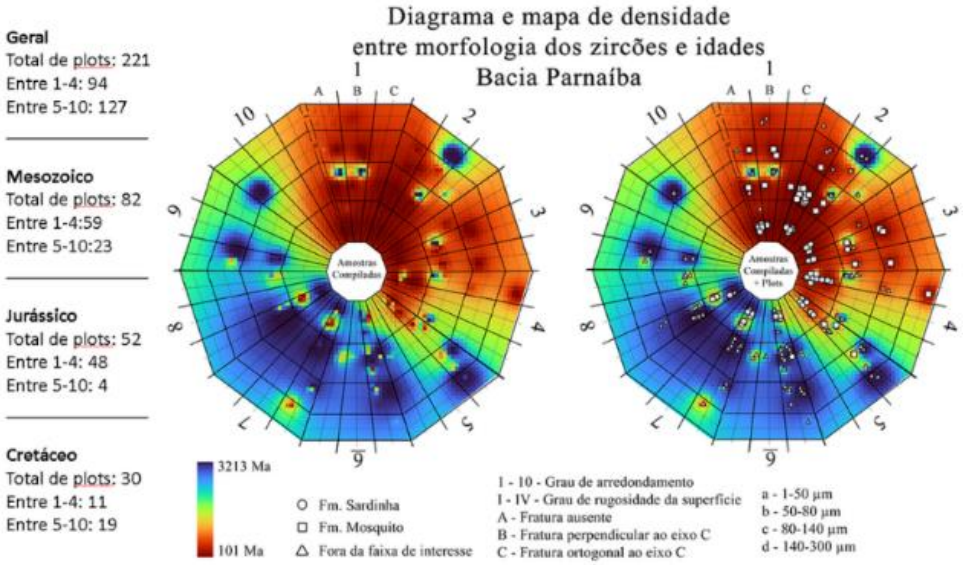


Figura 3. Diagrama entre mapa de densidade das datações x morfologia geral dos zircões da Bacia do Parnaíba.

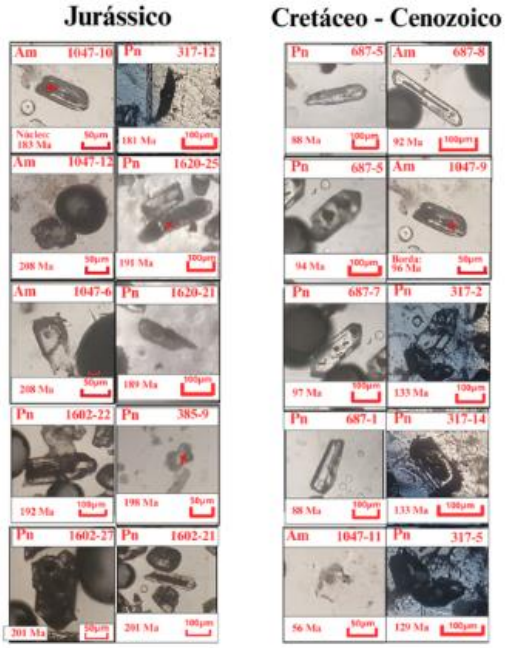
4. DISCUSSÕES

Padrões morfológicos foram observados para ambas as bacias, onde por meio da aplicação do método de classificação, é possível distinguirmos diferentes populações de zircão, possibilitando maior confiabilidade no processo de seleção de zircões para análises, onde tal metodologia pode ser aplicada para outras bacias, possibilitando a distinção entre populações de zircão.

Com base nos dados morfológicos, o padrão de arredondamento dos cristais primários de zircão entre um-quatro é inerente a ambas as bacias, para os demais critérios classificatórios, não é observado padrões gerais, mas sim para cada *mount* analisado. É sugerido que os cristais de zircão herdam características morfológicas com base na composição química do magma e aspectos físicos relacionados a inserção do magma na rocha encaixante.

Ao analisarmos as características dos cristais de zircão da Formação Sardinha, é constatado alta flutuabilidade quanto a morfologia destes cristais, variando seu arredondamento entre um-oito, sob aspecto superficial rugoso (grau IV), porém, entre as bacias analisadas, os cristais de idade Cretácea e Cenozoica demonstram majoritariamente, terminações bipiramidais bem desenvolvidas (figura 5).

A figura 5 demonstra por meio de probabilidades a classificação morfológica para cada bacia e período datado. A figura 5A mensura a probabilidade de um zircão, da idade mencionada na figura, ser plotado entre o arredondamento de um-quatro. A figura 5B mensura a interferência de xenocristais de zircão, portanto, mensura qual a probabilidade de um dado aleatório entre um-quatro ser da idade mencionada na figura.



A) Probabilidade de plotagem do ponto entre 1 e 4

Bacia do Amazonas		Bacia do Parnaíba	
Mesozoico		Mesozoico	
75%		72%	
Cretáceo	Jurássico	Cretáceo	Jurássico
83%	50%	36%	92%

B) Probabilidade de idade na escolha de um ponto aleatório entre 1 e 4

Bacia do Amazonas		Bacia do Parnaíba	
Mesozoico		Mesozoico	
40%		64%	
Cretáceo	Jurássico	Cretáceo	Jurássico
27%	10%	26%	61%

Figura 5. Diagrama entre mapa de densidade das datações x morfologia geral dos zircões herdados.

5. CONCLUSÕES

A aplicação da metodologia adaptada de classificação de Gärtner *et al*., 2013, vinculada a interpolação IDW, possibilitou o vínculo entre características morfológicas e zircões de idade Mesozoica para ambas as bacias, onde é possível concluirmos que majoritariamente cristais com níveis menores de arredondamento (1 até 4) possuem maiores chances de serem de origem primária, representando a idade de cristalização da rocha em questão.

Ao que tange as diferenças entre os zircões das Formações Mosquito e Sardinha, na Bacia do Parnaíba, é possível concluir com o atual banco de dados, que os zircões da Fm. Mosquito são mais homogêneos quanto arredondamento, onde 92% das classificações desta formação, estão enquadrados nos arredondamentos de 1 e 4. Os zircões da Fm. Sardinha não possuem arredondamento preferencial, estando igualmente distribuídos nos níveis de arredondamento do 2 ao 8, e apresentando alta rugosidade superficial (parâmetro IV no diagrama).

As características morfológicas dos zircões da Bacia do Amazonas, demonstram que os cristais de idade Cretácea são homogêneos quanto ao grau de arredondamento, onde 83% dos dados se enquadram na classificação de 1 a 4, já para os dados do Jurássico, tais analises não são possíveis devido a pouca quantidade de zircões de tal período.

Agradecimentos: UnB, LEGGA, PROSA, UFG. Financiador(es)/*Financial Support:* Prosa, ENEVA SA.

REFERÊNCIAS

CUNHA, Paulo Roberto da Cruz; GONÇALVES DE MELO, J. H.; DA SILVA, Osvaldo Braga. Bacia do Amazonas. Boletim de Geociências da PETROBRAS, v. 15, n. 2, p. 227-251, 2007.

GÄRTNER, Andreas et al. Morphology of zircon crystal grains in sediments–characteristics, classifications, definitions Morphologie von Zirkonen in Sedimenten–Merkmale, Klassifikationen, Definitionen. Journal of Central European Geology, v. 59, p. 65-73, 2013.

OLIVEIRA, Alisson Lopes et al. A bulk annealing and dissolution-based zircon concentration method for mafic rocks. Chemical Geology, v. 597, p. 120817, 2022.

SCHALTEGGER, U.; SCHMITT, A. K.; HORSTWOOD, M. S. A. U–Th–Pb zircon geochronology by ID-TIMS, SIMS, and laser ablation ICP-MS: Recipes, interpretations, and opportunities. Chemical Geology, v. 402, p. 89-110, 2015.

VAZ, Pekim Tenório et al. Bacia do parnaíba. Boletim de Geociências da PETROBRAS, v. 15, n. 2, p. 253-263, 2007.

Influências da fragmentação de Rodínia na formação da Província Tocantins

Diener, F.S.[1], Fuck, R.A.[2], Rodrigues, J.B.[3], Lacerda Filho, J.V.[4], Pimentel, M.M.[5]

[1]Departamento de Geologia e Recursos Minerais, Serviço Geológico do Brasil (SGB/CPRM), Goiânia-GO, Brasil, fernando.diener@sgb.gov.br; [2]Instittuto de Geociências, Universidade de Brasília (UnB), Brasília, Brasil, reinhardt@unb.gov.br; [3]Divisão de Geodinâmica, Serviço Geológico do Brasil (SGB/CPRM), Brasília-DF, Brasil, joseneusa.rodrigues@sgb.gov.br; [4]Departamento de Geologia e Recursos Minerais, Serviço Geológico do Brasil (SGB/CPRM), Goiânia-GO, Brasil, joffre.lacerda@sgb.gov.br; [5]Em memória

Resumo: A Província Tocantins é o resultado da colisão entre os crátons Amazônico e do São Fracisco durante o amálgama de Gondwana Oeste no final do Neoproterozoico. A integração de extenso acervo de dados geológicos indica que a história evolutiva da província apresenta estreita relação com os eventos de fragmentação do supercontinente Rodínia. A história evolutiva da Província Tocantins se inicia com o desenvolvimento de arco de ilhas intraoceânico, por volta de 900 Ma que pode ser correlacionada às diversas orogenias tonianas que provocaram o isolamento do manto e são precursoras da fragmentação de Rodínia. Durante esse período, também ocorre processo de fragmentação das bordas dos Cráton do São Francisco/Congo e Amazonia/West África que apresentam magmatismo do tipo basalto de ilha Oceânica - OIB e também são temporalmente correlacionáveis a fragmentação de Rodínia. Os eventos acrescionais da Província Tocantins apresentam significativa presença de rochas adakíticas, metamorfismo de alto grau, expressivo magmatismo máfico com rochas acamadadas que sugerem ambiente com elevados gradientes termais que podem estar relacionadas ao calor proveniente da fragmentação de Rodínia.

Palavras-chave: Província Tocantins, Gondwana Oeste, Rodínia.

1. INTRODUÇÃO

A história evolutiva da Terra é marcada por recorrentes ciclos de dispersão e colagem de grandes massas continentais. No Neoproterozoico são reconhecidos três grandes eventos geotectônicos globais: 1) amálgama do supercontinente Rodínia por volta de 900 Ma; 2) fragmentação desse supercontinente provavelmente induzida por plumas mantélicas e; 3) o amálgama do supercontinente Gondwana, no final do Neoproterozoico e início do Cambriano (Li et al., 2008).

Na porção central do Brasil está localizada a Província Tocantins, que apresenta rochas juvenis neoproterozoicas do Arco Magmático de Goiás (Pimentel e Fuck, 1992). A evolução desse arco é associada aos vários eventos convergentes que levaram à colisão entre os crátons Amazônico e São Francisco no amálgama de Gondwana Oeste.

Apesar dos modelos geotectônicos para a Província Tocantins indicarem principalmente eventos convergentes, há fortes indícios de que processos relacionados à fragmentação de Rodínia atuaram de forma significativa na evolução da província. Entre eles destacam-se a constante presença de rochas que se desenvolvem em condição de elevados gradientes termais como metamorfismo de Ultra-alta temperatura e magmatismo máfico acamadado, ocorre também episódios de magmatismo OIB associados a eventos de rifteamento. Deste modo, o presente

trabalho trás a contextualização do extenso acervo de dados geológicos da Província Tocantins aos eventos de fragmentação de Rodínia e formação do Gondwana Oeste.

2. MATERIAIS E MÉTODOS

Para a realização do trabalho foi selecionado acervo de dados geológicos da Província Tocantins que incluem artigos científicos, livros, notas explicativas, mapas geológicos, resultados de levantamentos aerogeofísicos, levantamentos de refração sísmica entre outros (Referências em Diener 2023). Os dados da província foram confrontados aos dados referentes a fragmentação do supercontinente Rodínia e demais eventos geotectônicos do Neoproterozoico.

3. RESULTADOS

A integração dos dados geológicos mostram fortes indícios entre o evento de formação da Província Tocantins com os eventos globais do Neoproterozoico. Com intuito de visualizar esta correlação entre os eventos, foi confeccionado quadro comparativo, onde são espacializados os principais eventos formadores da Província Tocantins, os eventos de plumas mantélicas relacionadas a quebra de Rodínia e são indicadas as rochas relacionadas a ambientes com elevados gradientes termais que estão presentes na Província Tocantins (Figs. 1 e 2).

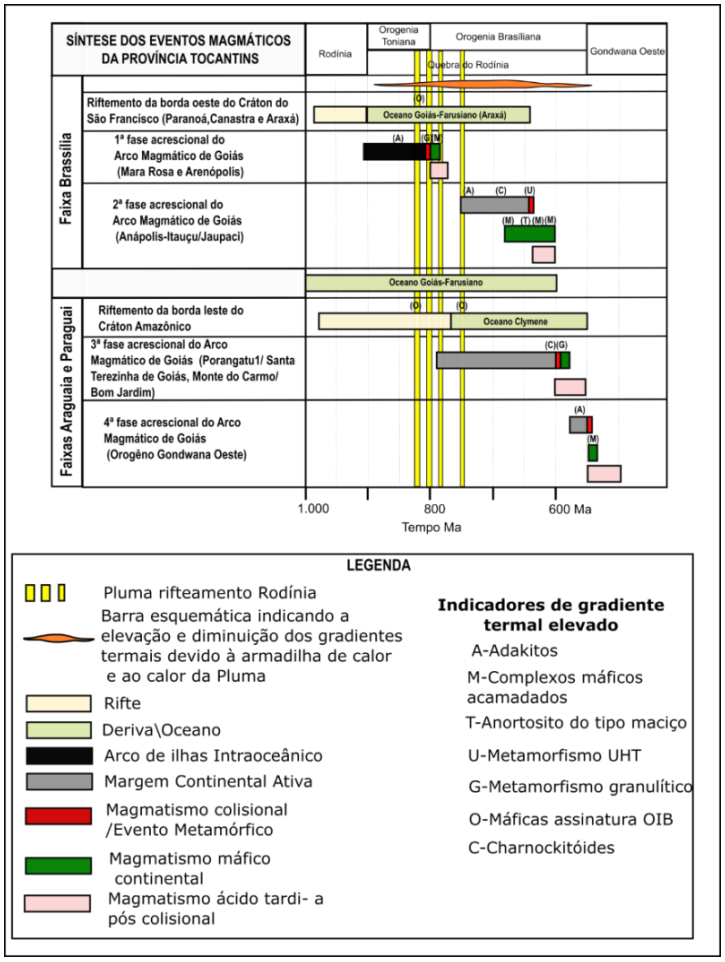


Figura 1. Síntese dos eventos magmáticos da Província Tocantins com destaque para rochas desenvolvidas em condições de altas temperatura e sua relação temporal com os eventos globais neoproterozoicos (Referências em Diener 2023).

4. DISCUSSÕES

A história evolutiva da Província Tocantins se inicia com o desenvolvimento de arco de ilhas intraoceânico, entre 900 e 800 Ma e marca a primeira frente de expansão do Arco Magmático de Goiás (Pimentel 2016). As reconstruções paleogeográficas e geológicas indicam que o arco de ilhas registrado na evolução da Província Tocantins fazia parte de extenso cinturão que se desenvolveu ao longo do Oceano Goiás-Farusiano e margeava o Cráton do São Francisco/Congo, o Sahara Metacraton e o Arabian Nubian Shield (Cordani et al., 2013) (Fig. 2A,B,C). Esse extenso cinturão margeava o supercontinente Rodínia e pode ser correlacionado a outras orogenias tonianas que provocaram o isolamento do manto, antecedendo a fragmentação de Rodínia, como sugerido por Li et al. (2008) e Cawood et al. (2016) (Fig. 2A). Na província Tocantins este arco de ilhas é caracterizado pela presença constante de adakítos e é marcada na sua fase final pela intrusão dos três grandes complexos máficos-ultramáficos acamadados de Niquelândia, Barro Alto e Cana Brava (~800 Ma) (Fig. 1). A presença destas rochas indicam ambiente com elevado gradiente termal, que podem ter como origem o calor proveniente da primeira pluma de fragmentação de Rodínia (Fig.1).

Ainda no Toniano, é evidenciado fortes indícios de rifteamento generalizado nas bordas do Cráton do São Francisco/Congo (Ex: Alkimin e Martins-Neto 2012) (Fig. 2A,B). Na área da Província Tocantins, essa ruptura crustal foi responsável pela abertura da bacia em que se depositaram parte das rochas sedimentares da Faixa Brasília (Ex.: grupos Paranoá, Canastra, Vazante, Araxá, Carrancas) apresenta magmatismo do tipo Basalto de Ilha Oceânica - OIB (Piauilino et al., 2021) e deu origem à Microplaca Maciço de Goiás. Este processo de decratonização também é temporalmente correlato aos processos iniciais de ruptura do Rodínia de Li et al. (2008) (Fig. 1).

Entre aproximadamente 900 e 750 Ma também ocorre o processo de rifteamento da borda do Cráton Amazônico/West África (Ex.: Silva et al., 2022) (Fig. 2A,B). Este processo de ruptura deu origem ao oceano Clymene e bacia onde se depositaram os sedimentos que deram origem as faixas Araguaia e Paraguai (Alvarenga et al., 2000). Este processo de ruptura também pode ser associado ao processo de fragmentação Rodínia. Entre os principais argumentos para essa correlação, estão as idades das rochas envolvidas na fragmentação; o formato em junção tríplice da fragmentação que remete à presença de *hot spot*; presença de magmatismo bimodal e máfico continental com assinatura OIB (Silva et al.,2022) e de LIPS; e evidências de rochas relacionadas à glaciação Sturtiana durante o processo de rifteamento (Referências em Diener 2023) (Fig.1).

As margens continental ativas que se desenvolveram durante a Orogênia Brasiliana entre 750 e 540 Ma também apresentam grande volume de rochas que se desenvolvem em ambiente com gradientes termais elevados que podem estar relacionados ao calor proveniente da quebra de Rodínia (Fig. 1 e 2C,D,E). Neste sentido, destaca-se a constante presença de adakitos, charnockitóides e vários episódios de magmatismo máfico, onde estão inclusos vários complexos acamadados e um anortosito do tipo maciço. Além disso, ocorre metamorfismo de ultra alta temperatura no Complexo Anápolis-Itauçu e em fácies granulito no Complexo Porangatu (Referências em Diener 2023) (Fig. 1).

5. CONCLUSÕES

A forma como foram organizados os dados sobre a Província Tocantins indica história evolutiva complexa, marcada por quatro eventos acrescionais do Arco Magmático de Goiás e dois eventos de rifteamento correlatos a fragmentação de Rodínia (Figura 1 e 2). De forma geral, os eventos apresentam tendência convergente que resultou em amálgama dos crátons do São Francisco, Amazônico e outros blocos crustais menores durante a formação de Gondwana Oeste.

Característica marcante na evolução da Província Tocantins é a constante presença de rochas que necessitam de elevados gradientes termais para sua formação. A manutenção de ambiente favorável para a geração dessas rochas requer fontes de calor contínuas e mecanismos eficientes de retenção do calor na litosfera. A constatação é válida principalmente para explicar a lenta cristalização de volumoso magmatismo máfico, que da origem a diversos complexos máfico-ultramáficos acamadados e anortosito do tipo maciço na província.

Além desses mecanismos de retenção de calor, são necessárias expressivas fontes de calor para manter o ambiente aquecido. A presença de magmatismo máfico OIB na evolução da

Província Tocantins pode indicar que a pluma de fragmentação de Rodínia pode ter sido importante fonte de calor para o sistema.

Os dados compilados no trabalho mostram que os processos envolvidos na fragmentação de Rodínia determinaram vários conjuntos litológicos e processos geotectônicos na evolução da Província Tocantins. Deste modo, é sugerido que o processo de fragmentação de Rodínia e o amálgama de Gondwana Oeste foram eventos complementares que tiveram grande influência na formação da Província Tocantins.

Do ponto de vista global, observa-se que os efeitos da fragmentação de Rodínia foram mais amplos e abrangentes, afetando também a periferia desse supercontinente.

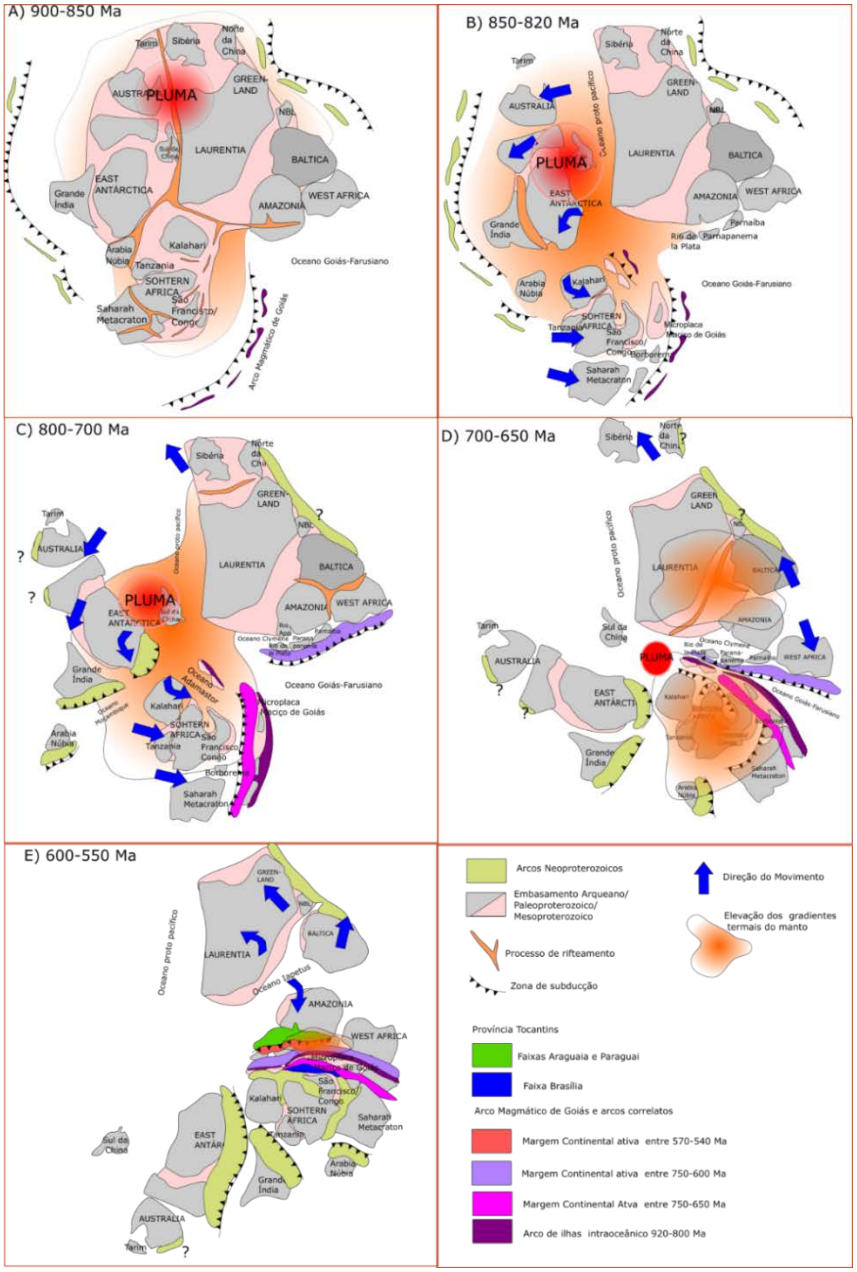


Figura 2. Modelo esquemático mostrando a evolução de Rodínia para Gondwana com enfoque na Província Tocantins (Adaptado de Li et al., 2008 e Johanson, 2014). A) Configuração aproximada do supercontinente Rodínia entre aproximadamente 900-850 Ma e orogenias tonianas que provocaram o isolamento e aquecimento do manto. B) Início da fragmentação de Rodínia e tendência de rotação dos fragmentos cratônicos no sentido anti-horário. Destaque para o rifteamento da borda do Cráton Amazônico e do Cráton do São Francisco, gerando vários blocos e microplacas. C) Continuidade dos movimentos divergentes de fragmentação de Rodínia, continuidade da elevação dos gradientes termais e início de diversos orógenos acrescionários criogenianos. D) Destaque para o segundo evento acrescionário do Arco Magmático de Goiás e início dos processos de separação de Laurentia e Cráton Amazônico. E) Fechamento do Oceano Clymene induzido pela separação de Laurentia, estágios finais de elevação dos gradientes termais e de amálgama de Gondwana.

Agradecimentos

Os autores agradecem ao Serviço Geológico do Brasil, à Universidade de Brasília e à Universidade Federal de Goiás pelo apoio ao trabalho de campo e de laboratório. O INCT Estudos Tecnológicos (CNPq, CAPES, FAPDF) agradece pelo apoio financeiro. A FSD agradece ao CTC-SGB pelo apoio administrativo, ao meu orientador de doutorado RAF. RAF agradece ao CNPq pela bolsa de pesquisa.

REFERÊNCIAS

Alvarenga, C.J.S., Moura, C.A.V., Gorayeb, P.S.S., Abreu, F.A.M., 2000. Paraguay and Araguaia belts. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. (Eds.), *Tectonic Evolution of South America*, 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, 183–193.

Alkmim, F.F., Martins-Neto, M.A., 2012. Proterozoic first-order sedimentary sequences of the São Francisco craton, eastern Brazil. *Marine and Petroleum Geology*, 33, 127-139.

Cordani, U. G., Pimentel, M. M., Araújo, C. E. G. de, Fuck, R. A., 2013. The significance of the Transbrasiliano-Kandi tectonic corridor for the amalgamation of West Gondwana. *Brazilian Journal of Geology*, São Paulo, 43(3): 583-597. DOI: 10.5327/Z2317-48892013000300012.

Cawood, P.A., Strachan, R.A., Pisarevsky, S.A., Gladkochub, D.P., Murphy, J.B., 2016. Linking collisional and accretionary orogens during Rodinia assembly and breakup: Implications for models of supercontinent cycles. *Earth and Planetary Science Letters,* 449, 118–126.

Diener, F.S. 2023. *Geologia da Suíte Gabro-Anortosítica Córrego das Campinas e de rochas metamórficas da porção sul da Faixa Araguaia: relações com o Arco Magmático de Goiás e implicações na evolução geodinâmica da Província Tocantins*. Universidade de Brasília, Instituto de Geociências, Tese de Doutorado, nº 200, 164p.

Li, Z.X., Bogdanova, S.V., Collins, A.S., Davidson, A., Waelea, B. De, Ernst, R.E., Fitzsimons, I.C.W., Fuck, R.A., Gladkochub, D.P., Jacobs, J., Karlstrom, K.E., Lul, S., Natapov, L.M., Pease, V., Pisarevsky, S.A., Thrane, K., Vernikovsky, V., 2008. Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: a synthesis. *Precambrian Research*, 160, 179–210.

Johansson, Å., 2014. From Rodinia to Gondwana with the 'SAMBA' model—A distant view from Baltica towards Amazonia and beyond. *Precambrian Research*, 244, 226–235.

Piauilino, P.F., Hauser, N., Dantas, E.L., 2021. From passive margin to continental collision: Geochemical and isotopic constraints for E-MORB and OIB-like magmatism during the Neoproterozoic evolution of the southeast Brasília Belt. *Precambrian Research*, 359,105345.

Pimentel, M.M., 2016. The tectonic evolution of the Neoproterozoic Brasília Belt, central Brazil: a geochronological and isotopic approach. *Brazilian Journal of Geology*, 46 (Suppl 1): 67-82.

Pimentel, M.M., Fuck, R.A.,1992. Neoproterozoic crustal accretion in Central Brazil. *Geology*, 20, 375-379.

Silva, M. F.da, Dantas, E.L., Matteini, M., Trindade, R.I.F., 2022. Late Tonian explosive volcanism and hyaloclastites in northern Paraguay Belt, Central Brazil: A record of Rodinia break-up in western Gondwana. *Precambrian Research*, 382, 106862.

Cicloestratigrafia e investigação paleoambiental das formações ferríferas neoproterozóicas do Distrito de Urucum (MS, Brasil)

Fazio, G.[1]*, Yokoyama, E.[2], Franco, D.R.[1], Rocha, R.M.[1], Santos, N.B.[1], Candido, M.[1], Leandro C.G.[3], Walde, D.H.G.[2]

[1]Coordenação de Geofísica, Observatório Nacional, Rio de Janeiro-RJ, Brasil, faziogabriella@gmail.com, drfranco@on.br, raysamagalhaes@gmail.com, nataliabraun@on.br; marianecandido@on.br; [2]Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília-DF, Brasil, eyokoyama@unb.br, walde.detlef@gmail.com; [3]Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre-RS, Brasil, carolina.leandro@ufrgs.br

Resumo: As formações ferríferas neoproterozóicas do Distrito de Urucum representam registros importantes da evolução paleoambiental da Terra durante o Criogeniano. Considerando isso, este estudo realizou uma análise cicloestratigráfica de alta resolução à dados de suscetibilidade magnética da Formação Banda Alta, complementada por investigações geoquímicas e litológicas. O objetivo foi identificar variações quasi-periódicas ao longo da estratigrafia para avaliar o controle orbital no processo deposicional, estimar taxas de sedimentação e investigar condições paleoambientais. Os resultados revelam padrões oscilatórios compatíveis com ciclos de Milankovitch, especialmente a excentricidade longa, registrada por um sinal estável (~252,8 cm). A taxa de sedimentação estimada (~0,7 cm/ka) indica um intervalo deposicional de ~2,4 milhões de anos. A correspondência entre os máximos do filtro de excentricidade curta, picos geoquímicos de fósforo e de elementos terrígenos, e ocorrência de níveis granulares reforça a interpretação de um controle orbital na deposição dessas rochas. Tais padrões sugerem intensificação sazonal associada a variações de excentricidade, com implicações para o aumento do aporte terrígeno e de bioprodutividade. Esses resultados apontam para um possível controle monçônico na sedimentação, semelhante ao proposto para formações ferríferas paleoproterozóicas.

Palavras-chave: formações ferríferas, Neoproterozóico, cicloestratigrafia, Milankovitch, Precambriano.

1. INTRODUÇÃO

As formações ferríferas (FFs) do Neoproterozóico representam os últimos registros dessas rochas no tempo geológico e trazem informações relevantes sobre a evolução climática da Terra. Sua deposição é associada à oxidação de oceanos ricos em ferro durante o evento de oxidação neoproterozóico, porém há grandes incertezas quanto aos mecanismos de deposição, especialmente devido à ausência de análogos modernos (Konhauser *et al*., 2017).

Recentemente, análises cicloestratigráficas vêm sendo aplicadas para investigações paleoambientais e paleoclimáticas, ao permitir a identificação de possíveis forçantes orbitais na deposição. A partir dessas, obtêm-se resultados valiosos tais como estimativas de taxas de sedimentação e ancoragem cronoestratigráfica (Hinnov, 2018). No entanto, estudos com essa abordagem ainda são escassos para unidades neoproterozóicas e, ainda mais, para FFs.

Neste trabalho, recentemente publicado (Fazio *et al*., 2025), análises cicloestratigráficas foram realizadas em dados de suscetibilidade magnética de alta resolução da Formação Banda Alta (Distrito de Urucum, MS, Brasil; Walde & Hagemann, 2007). O estudo visa a investigação de variações rítmicas integradas à série de dados para fins de estimar taxas de sedimentação e de discutir implicações paleoambientais.

2. MATERIAIS E MÉTODOS

O estudo foi realizado no testemunho de sondagem DD-32-36, com 320 m de profundidade, disponibilizado pela VETRIA Mineração e previamente analisado por Angerer *et al*. (2016, 2021). Foi selecionado o intervalo entre 202,8 m e 220,0 m, correspondente à porção inferior da fácies carbonática da Formação Banda Alta, por apresentar exposição contínua de FFs e estar abaixo da zona alterada por processos supergênicos, garantindo melhores condições analíticas.

Foram aplicadas duas técnicas de aquisição *in situ*: suscetibilidade magnética (SM) e fluorescência de raios X (FRX). A SM foi medida a cada 3 cm com o equipamento portátil MPP-EM2S+ (GDD Instrumentation). Esse parâmetro foi adotado como proxy principal para análise cicloestratigráfica, dada sua sensibilidade a variações de ferro e ampla aplicação em registros sedimentares, incluindo FFs (e.g., Mitchell *et al*., 2021). As análises geoquímicas por FRX portátil (X Olympus DELTA) foram realizadas a cada 6 cm, com média de cinco leituras por ponto, e foram utilizadas para complementar a interpretação paleoambiental do intervalo analisado.

Os dados de SM foram tratados no software Acycle (Li *et al*., 2019), com transformação em log, interpolação linear e remoção de tendência. A análise espectral foi realizada pelo método multitaper (MTM), com modelo de ruído vermelho de primeira ordem e testes de significância estatística. Aplicou-se também a Análise Harmônica Evolutiva (EHA) para investigar a persistência de frequências espectrais e variações na taxa de sedimentação (SAR) ao longo da seção. Para identificar assinaturas orbitais, utilizamos filtros passa-faixa para os ciclos de excentricidade de ~405 e ~100 ka. As periodicidades de precessão e obliquidade foram avaliadas com base em estimativas para o período Criogeniano (~670 Ma).

A estimativa da SAR e a solução orbital foram testadas com o método TimeOpt (e eTimeOpt; Meyers, 2015), que otimiza a correspondência entre os dados e modelos orbitais, e com os testes COCO/eCOCO (Li *et al*., 2018), com 5000 simulações de Monte Carlo.

3. RESULTADOS

3.1 Dados de SM e FRX

O intervalo analisado (202,8 - 220,0 m) é composto por uma FF dolomítica com sílica e hematita, exibindo alternância de camadas hematíticas e carbonato-silicosas, com textura predominantemente nodular e, localmente, bandas paralelas bem definidas. Níveis de FF granular (GIF) foram identificados em seis posições, com espessura inferior a 50 cm, exceto por um intervalo mais espesso (~1 m entre 204 - 205 m). Esses são reconhecidos por conter grãos de morfologia arredondada e estarem associados a ambientes de maior energia, como zonas mais rasas.

Os valores de SM variam entre 0,17 e 1,83 10^{-3} SI ao longo da estratigrafia, apresentando oscilações regulares a cada 2 - 3 m, sugerindo controle cíclico potencial. Já os perfis geoquímicos de Fe, P e elementos terrígenos (Al+Ti+K+Zr) revelam as seguintes variações: Fe varia de 2,2% a 76,7%, refletindo a alternância entre bandas ferruginosas e carbonáticas; fósforo atinge até 1,8%; e os elementos terrígenos chegam a 10,6%. Esses últimos mostram picos marcantes entre 204 - 208 m, indicando enriquecimentos pontuais.

3.2 Análise Cicloestratigráfica

A análise espectral realizada nos dados de SM, após pré-processamento, revelou picos significativos tanto em baixas quanto em altas frequências, com destaque para um sinal estável de baixa frequência (~252,8 cm), acima do nível de confiança de 99% (Figura 1A). Esse pico, bem definido nas análises MTM e EHA, foi interpretado como equivalente à excentricidade longa de 405 mil anos, com base na correspondência entre as razões espectrais observadas e as previsões de periodicidades orbitais para o período Criogeniano.

Assumindo essa periodicidade (E ~ 252,8 cm), a banda de excentricidade curta (~100 ka) corresponde a comprimentos de onda entre 38 e 106 cm, conforme observado na análise MTM, com pico em 94.5 e 54.4 cm e nos filtros passa-faixa aplicados aos dados (Figura 1B). Com isso, estimamos uma taxa média de sedimentação de ~0,7 cm/ka, o que implica uma duração total de ~2,4 milhões de anos para o intervalo estudado. Os testes estatísticos para estimativa de taxas de sedimentação (TimeOpt e COCO) confirmaram a taxa de ~0,7 cm/ka como estatisticamente robusta.

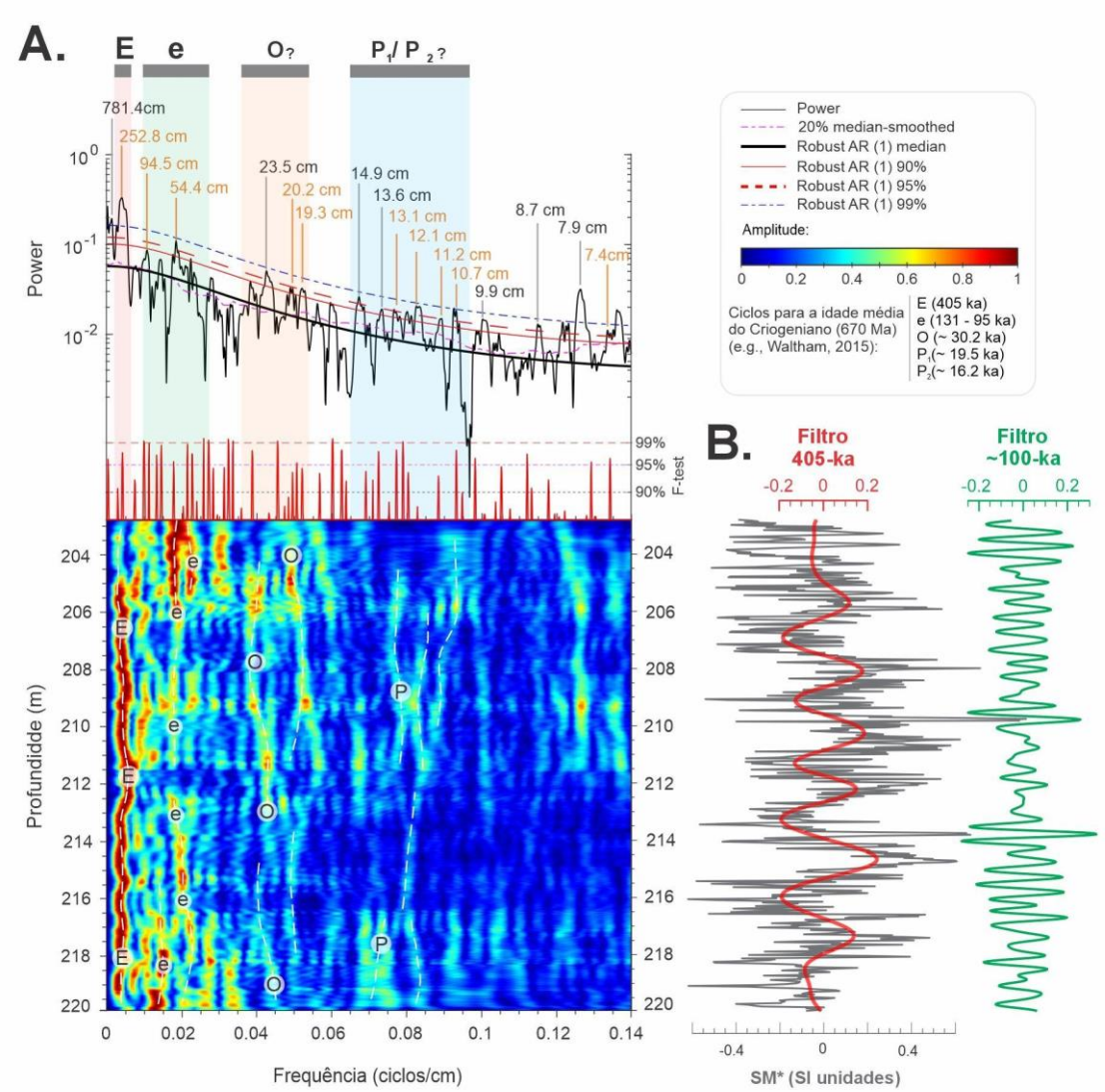


Figura 1 – A*nálise espectral dos dados de SM.* A. Acima: Espectro de potência gerado por MTM, incluindo f-test para significância. Os comprimentos de onda dos picos espectrais estão indicados em centímetros. Abaixo: espectro do EHA ao longo do intervalo analisado. Note que E = excentricidade longa (405 ka), e = excentricidade curta (~100 ka), O = obliquidade e P1/P2 = Precessões. B. Dados de SM após remoção de tendência linear, com aplicação de filtros passa-faixa gaussianos para as bandas de excentricidade longa (505 - 156 cm) e curta (109 - 36 cm).

4. DISCUSSÕES

As FFs do Distrito de Urucum representam um registro de precipitação química glaciomarina criogeniana, provavelmente em uma bacia restrita, sob cobertura de gelo e condições redox estratificadas (Walde & Hagemann, 2007). A análise cicloestratigráfica de alta resolução baseada em SM, aliada a dados litológicos e geoquímicos, revelou padrões oscilatórios compatíveis com ciclos de Milankovitch, apontando influência orbital na deposição dessas rochas nesse contexto.

Identificou-se uma estrutura espectral hierárquica dominada por um sinal estável de baixa frequência (~252,8 cm), interpretado como a excentricidade de 405 mil anos, além de bandas associadas à excentricidade curta, obliquidade e precessão (Figura 1).

Analisando os resultados cicloestratigráficos - filtros de excentricidades longa e curta - com os dados geoquímicos, pode-se apontar uma correlação entre os dados obtidos (Figura 2). As máximas do filtro de excentricidade curta coincidem com valores pronunciados geoquímicos de fósforo e de elementos terrígenos (indicadas pelas linhas tracejadas em cinza), bem como com a ocorrência de GIFs (representada pelas faixas horizontais em cinza), este último apresentando um pequeno deslocamento na porção superior (~204 m). Tal coincidência entre multiproxies reforça o controle orbital, possivelmente associado a variações monçônicas, como já proposto para FFs do Paleoproterozoico (Lantink *et al*., 2023). Esse cenário é compatível com oscilações sazonais intensificadas durante máximos de excentricidade, promovendo maior aporte terrígeno e um possível aumento na bioprodutividade

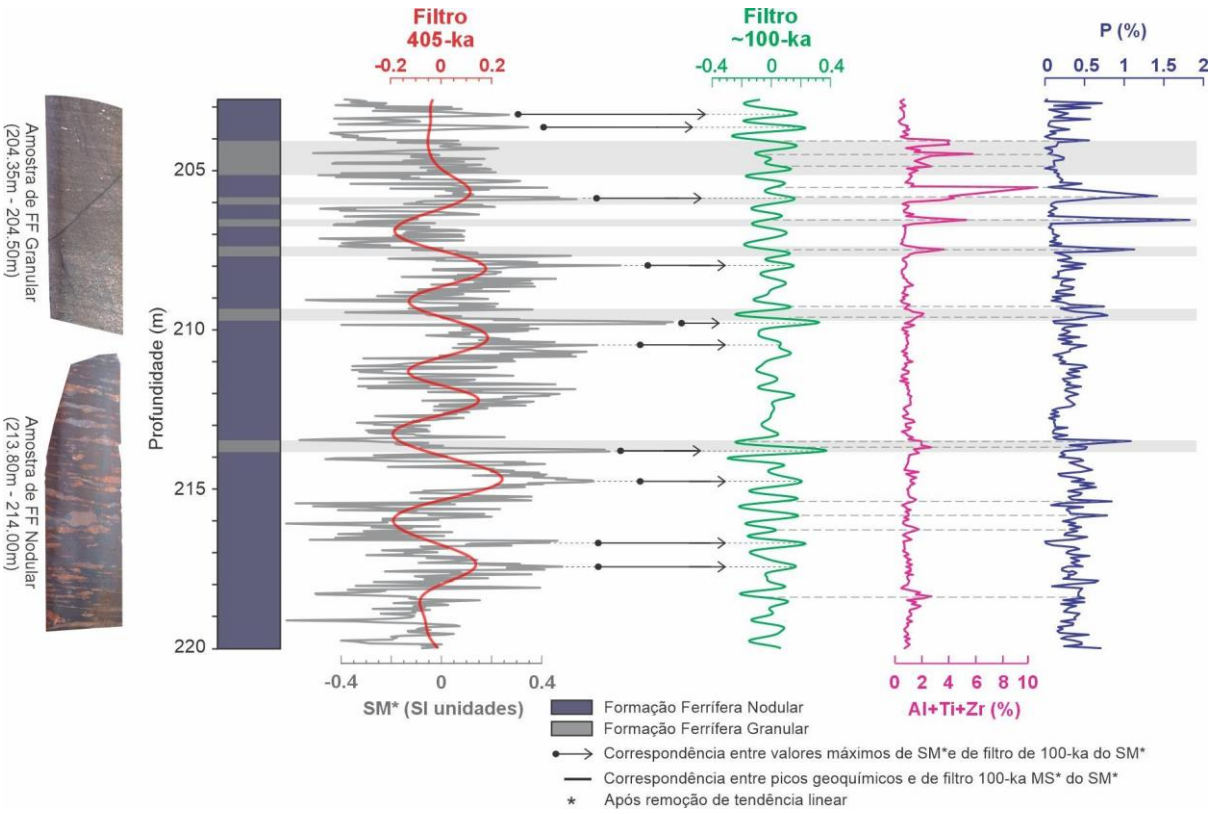


Figura 2 – Correspondências estratigráficas, magnéticas e geoquímicas com os máximos da excentricidade de ~100 ka. Da esquerda para a direita: coluna litológica destacando os níveis de GIF (faixas horizontais em cinza translúcido); dados de SM (após detrending linear) com filtro para a excentricidade de 405 ka; filtro para a excentricidade de ~100 ka; perfis geoquímicos da soma dos elementos terrígenos (Al+K+Ti+Zr) e fósforo. Observa-se a correspondência entre os máximos do filtro de ~100 ka, os picos nos dados de SM (setas pretas) e os enriquecimentos geoquímicos (linhas tracejadas em cinza).

5. CONCLUSÕES

Os nossos resultados indicam que a deposição das formações ferríferas do Distrito de Urucum foi modulada por ciclos de Milankovitch com taxa de sedimentação em torno de 0,7 cm/ka. A correspondência entre padrões rítmicos na suscetibilidade magnética, proxies geoquímicos e variações litológicas sugere que a influência orbital sobre a sedimentação influenciou o aporte terrígeno, a bioprodutividade e a energia do sistema deposicional.

Agradecimentos À Vetria Mineração LTDA, pelo suporte e acesso aos testemunhos de sondagem, à CAPES (Código Financeiro 001), aos INCTs e ao CNPq.

Financiador(es)/*Financial Support: CAPES*, código 88882.383637/2019- 01; CNPq, código 420071/2021-0.

REFERÊNCIAS

Angerer, T., Hagemann, S.G., Walde, D.H.G., Halverson, G.P., Boyce, A.J. (2016). Multiple metal source in the glaciomarine facies of the Neoproterozoic Jacadigo iron formation in the “Santa Cruz deposits”, Corumbá, Brazil. Precambrian Research, 275, 369–393 https://doi.org/10.1016/j.precamres.2016.01.002

Angerer, T., Hagemann, S. G., Walde, D. H. G. (2021). Diagenetic and supergene ore forming processes in the iron formation of the Neoproterozoic Jacadigo Group, Corumbá, Brazil. Journal of South American Earth Sciences, 105, 102902, https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102902

Fazio, G., Yokoyama, E., Franco, D. R., Rocha, R. M., Santos, N. B., Candido, M., Leandro, C. G., Walde, D. H. G. (2025). Influence of orbital eccentricity on the depositional dynamics of iron formations: Insights from the neoproterozoic Banda Alta Formation (Urucum District, Brazil). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 661, 112715, https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2024.112715

Hinnov, L. A. (2018). Cyclostratigraphy and astrochronology in 2018. In Montenari, M. (eds.), Stratigraphy and Timescales, 3, 1–80 https://doi.org/10.1016/bs.sats.2018.08.004

Konhauser, K. O., Planavsky, N. J., Hardisty, D. S., Robbins, L. J., Warchola, T. J., Haugaard, R., Lalonde, S. V., Partin, C. A., Oonk, P. B. H., Tsikos, H., Lyons, T. W., Bekkerh, A., Johnson, C. M. (2017). Iron formations: A global record of Neoarchaean to Palaeoproterozoic environmental history. Earth-Science Reviews, 172, 140–177, https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.06.012

Lantink, M. L., Lenstra, W. K., Davies, J. H. F. L., Hennekam, R. Martin, D. M., Mason, P. R. D., Reichart, G. Slomp, C. P., Hilgen, F. J. (2023). Precessional pacing of early Proterozoic redox cycles Earth and Planetary Science Letters v. 610, 118117 https://doi.org/10.1016/j.epsl.2023.118117

Li, M., Hinnov, L. & Kump, L. (2019). Acycle: time-series analysis software for paleoclimate research and education. Computers & Geosciences, 127, 12–22, https://doi.org/10.1016/j.cageo.2019.02.011

Li, M., Kump, L. R., Hinnov, L. A., Mann, M. E. (2018). Tracking variable sedimentation rates and astronomical forcing in Phanerozoic paleoclimate proxy series with evolutionary correlation coefficients and hypothesis testing. Earth Planet. Sci. Lett. 501, 165–179, https://doi.org/10.1016/j.epsl.2018.08.041

Meyers, S. R. (2015). The evaluation of eccentricity-related amplitude modulation and bundling in paleoclimate data: an inverse approach for astrochronologic testing and time scale optimization. Paleoceanography, 30, 1625–1640, https://doi.org/10.1002/2015PA002850

Mitchell, R. N. Gernon, T. M., Cox, G. M., Nordsvan, A. R., Kirscher, U., Xuan, C., Liu, Y., Liu, X., He, X. (2021). Orbital forcing of ice sheets during snowball Earth. Nature Communications, 12, 4187, https://doi.org/10.1038/s41467-021-24439-4

Walde, D. H. G., Hagemann, S. G. E. (2007). The Neoproterozoic Urucum/Mutún Fe and Mn deposits in W-Brazil/SE-Bolivia: assessment of ore deposit models. Zentralblattdt. Geologische Geowissenschaften, 158, 45–55,https://doi.org/10.1127/1860-1804/2007/0158-0045

Análise Estrutural e Estratigráfica da Sinforma La Cruz - Faixa Sunsás/Bolívia

Horing, R.[1], Ruiz, A.S.[2], Duarte, G.H.S.[1], Araújo, A.C.S.[1], Teixeira, G.V.S.[1], Legramanti, C.L.[1], Uzquiano, E.G.[3], Ramiro Matos.[4], Rojas, A.I.[4]

[1]Curso de Graduação em Geologia, Faculdade de Geociências, Universidade Federal de Mato Grosso (UFMT) , Cuiabá - MT, Brasil, renato.junior2@sou.ufmt.br, guilherme.mk3@hotmail.com, ana.araujo5@sou.ufmt.br, gabriela.teixeira2@sou.ufmt.br, lc.lione@live.com, [2]Programa de Pós-Graduação em Geociências, Faculdade de Geociências, Universidade Federal de Mato Grosso (UFMT), Cuiabá-MT, Brasil, e-mail amarildo.ruiz@ufmt.br; [3]Colégio de Geólogos da Bolívia, La Paz - Bolívia, e-mail fragerman@yahoo.com. [4]Universidad Mayor de San Andrés (UMSA), La Paz - Bolivia. E-mail: rmatoss@yahoo.com, airojas2@umsa.bo.

Resumo: Este trabalho apresenta a caracterização estrutural e litológica de uma dobra sinformal presente na região leste de San Ramón, departamento de Santa Cruz, Bolívia, no contexto do Grupo San Ignacio. As atividades incluíram fotointerpretação de imagens de satélite Landsat-9, modelos SRTM e mapeamento geológico, com levantamento de pontos, descrição litológica, coleta de amostras e registro de feições estruturais. Foram identificadas rochas metassedimentares, como filitos, xistos paraderivados, corpos metamáficos como metabasaltos, anfibolitos, gabros, e pequenas ocorrências de diques pegmatíticos. A foliação observada nos flancos da dobra apresenta atitude compatível com a presença de uma estrutura sinformal, cujas medidas foram plotadas no *software* Stereonet 11, permitindo a classificação da dobra como aberta, com plano axial meridional mergulhante 67° para leste e eixo suavemente mergulhante para sul-sudeste, com direção de 170,9°. A dobra é reconhecida na literatura como Sinforme La Cruz, associada ao evento deformacional Do3 da Orogenia San Ignacio (~1,35 Ga). A análise conjunta dos dados sugere que o flanco direito da dobra foi transposto pelo lineamento La Escarcha, possivelmente atuante como zona de fraqueza estrutural. Os resultados contribuem para a atualização cartográfica da área e subsidiam futuras investigações estruturais no escudo boliviano.

Palavras-chave: Greenstone Belt, San Ramón, Sinforme, San Ignácio, Nuflo de Cháves.

1. INTRODUÇÃO

O *Greenstone Belt* do escudo boliviano constitui uma das províncias geológicas mais antigas da América do Sul, com registros formados predominantemente durante o Arqueano e o Paleoproterozoico, inserido no embasamento Pré-Cambriano da Bolívia central (Litherland et al., 1986). Associado a esse contexto, o Grupo San Ignacio ocorre sob a forma de cinturões supracrustais descontínuos, com predominância de rochas metassedimentares como quartzitos, xistos, filitos e metarenitos feldspáticos. Também são registradas, em menor proporção, formações ferríferas, rochas metavulcânicas, metacherts, xistos grafitosos, rochas metacalciosilicatadas e intrusões de metagabros sob a forma de diques e stocks.

A principal faixa de ocorrência dessa unidade está situada na região de Nuflo de Cháves, próxima à cidade de San Ramón, sendo interpretada como parte de terrenos do tipo *Greenstone Belt* arqueano, embora ainda haja lacunas quanto ao seu significado tectônico e evolução crustal. Nesse contexto, destaca-se a presença da Sinforme La Cruz (LCS), uma dobra sinformal assimétrica já descrita na literatura (Litherland et al., 1986) e associada a eventos deformacionais paleoproterozoicos relacionados à Orogenia San Ignacio (c. 1400-1280 Ma).

Este trabalho tem como objetivo principal compreender o contexto estrutural e metamórfico da porção aflorante da Sinforme La Cruz. As atividades envolveram o mapeamento geológico,

descrição de afloramentos, coleta de amostras e análise de feições deformacionais. Como produto, apresenta-se uma atualização cartográfica em escala de 1:45.000 da região, contribuindo para o entendimento da evolução estrutural local e subsidiando futuras investigações geológicas na área.

2. MATERIAIS E MÉTODOS

Este estudo baseia-se em análise integrada entre dados de sensoriamento remoto e levantamento geológico de campo, realizada na região a leste de San Ramón, Bolívia, no contexto do Grupo San Ignacio. As atividades de campo ocorreram entre os dias 18/01/2025 e 22/01/2025, com caminhamento e descrição de afloramentos ao longo de estradas da região.

Inicialmente, foi realizada fotointerpretação de imagens de satélite, utilizando composições RGB a partir de dados do satélite Landsat-9 e de modelos de elevação obtidos via SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*). A partir desta análise, foram inferidas feições estruturais, como falhas, lineamentos e zonas de cisalhamento, que serviram de base para a definição de alvos de campo. Essas estruturas também contribuíram para a identificação preliminar de dobras e padrões regionais, posteriormente comparados e verificados com os dados coletados em campo.

Durante o trabalho de campo foram levantados vinte (20) pontos georreferenciados (Figura 1), com descrição macroscópica das litologias aflorantes, incluindo análise de textura, mineralogia essencial e estruturas. Foram utilizados martelo geológico, lupa de mão (10x), bússola geológica Brunton para obtenção de medidas de sentido de mergulho e mergulho (*Dip/Dip*) de estruturas planas e lineares, além de receptor GPS de navegação para posicionamento dos pontos, caderno de campo e registro fotográfico. Amostras de rochas foram coletadas de forma orientada, acondicionadas e catalogadas para posterior análise laboratorial.

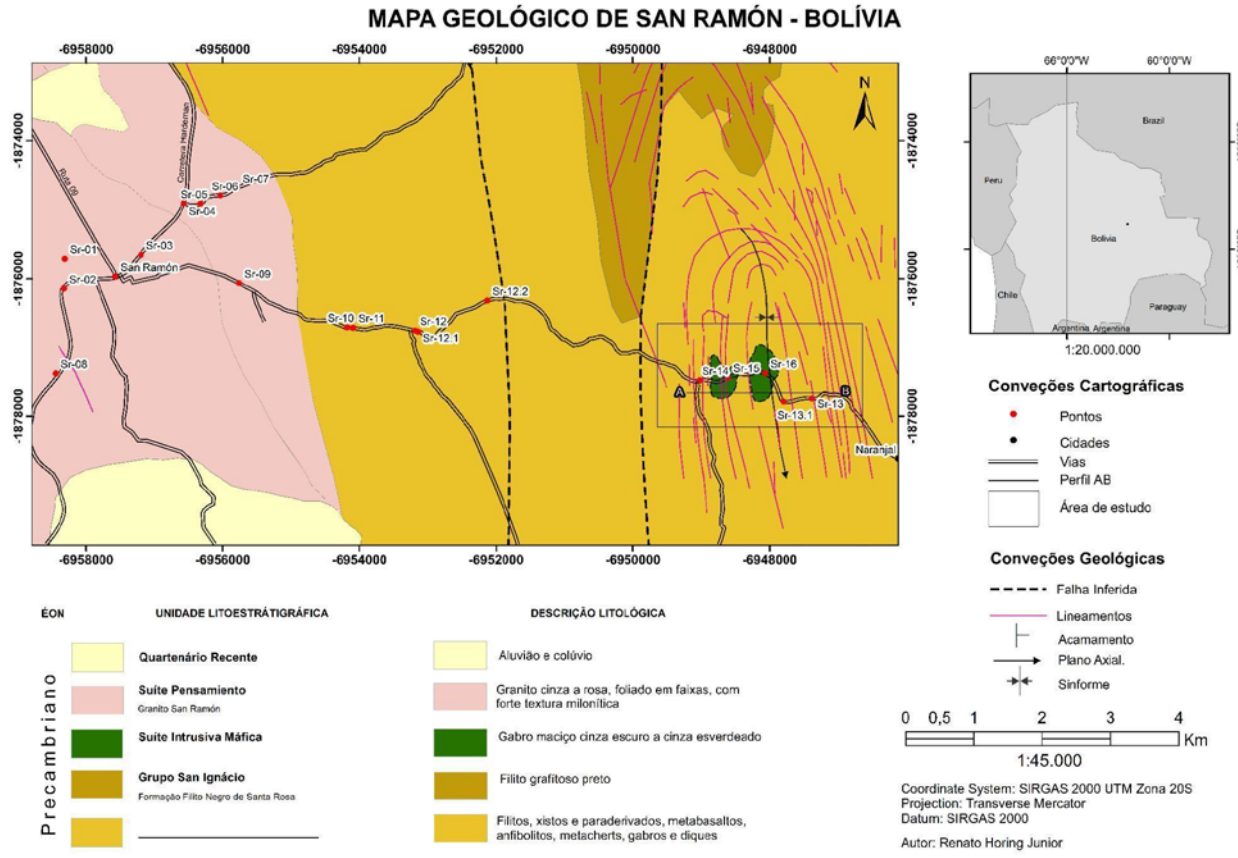


Figura 1- Mapa geológico da região de San Ramón, Bolívia. Adaptado de SERGEOBOL ([s.d.]).

A partir da análise integrada entre os dados de campo e a interpretação das imagens de satélite, identificou-se na porção final do caminhamento uma dobra sinformal assimétrica,

delimitando-se uma área de estudo com foco em cinco (5) pontos principais (SR-13, SR-13.1, SR-14, SR-15, SR-16), nos quais a configuração estrutural da dobra pôde ser melhor caracterizada.

Para a interpretação geométrica da dobra e sua classificação, foi utilizado o *software* Stereonet 11, no qual foram plotadas as atitudes estruturais (foliação) coletadas em campo. Através dessa ferramenta, foi possível analisar a orientação do plano axial, a direção e o mergulho do eixo da dobra, contribuindo para a definição de sua geometria e padrão de deformação.

As coordenadas foram obtidas com receptor GPS (SIRGAS 2000, UTM Zona 20S), e os dados foram organizados em ambiente SIG para elaboração da base cartográfica.

3. RESULTADOS

Os afloramentos analisados na área de estudo revelam uma associação entre rochas metassedimentares e máficas, distribuídas em um padrão compatível com a presença de uma dobra. Foram selecionados cinco (5) pontos principais para análise estrutural e litológica.

Nos pontos SR-15 e SR-16, ocorrem litologias máficas representadas por microgabro e olivina gabro, respectivamente. O SR-15 (Figura 2.A) apresenta granulação média a fina, coloração cinza-escura a cinza-esverdeada, textura equigranular e mineralogia composta por plagioclásio, piroxênio e anfibólio. O SR-16 (Figura 2.B), de granulação grossa e coloração cinza-esverdeada, é composto por plagioclásio, piroxênio, anfibólio e olivina. Ambos os afloramentos ocorrem em porções mais baixas da topografia local, expostos em lajedos ao longo de leitos de estrada.

As rochas metassedimentares ocorrem nos pontos SR-13 e SR-14, compostas por filitos de coloração branco-amarelada, textura fina, com foliação metamórfica bem desenvolvida e clivagem ardosiana. Esses filitos são compostos principalmente por sericita, quartzo e óxidos. No SR-14 (Figuras 2.C 2 2.D), são observados veios de quartzo com espessura de 2 a 10 cm, com atitude de 114/70, enquanto a foliação (S1) possui atitude 124/30. No SR-13 (Figura 2.E), a foliação (S1) apresenta atitude 256/75, sem ocorrência de veios. A foliação registrada nos filitos encontra-se paralela ao acamamento original (S0), permitindo sua utilização como referência para análise estrutural.

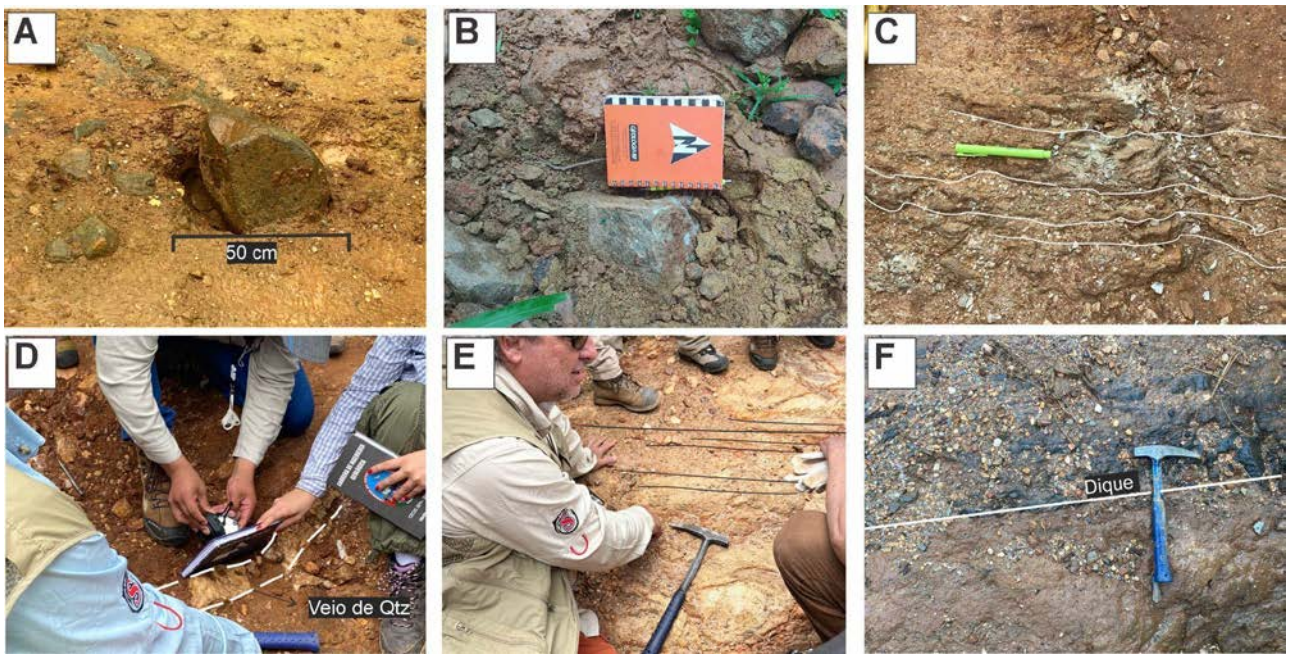


Figura 2. Afloramentos dos cinco (5) pontos: A) Bloco de Microgabro; B) Olivina Gabro; C) e D) Filito com veios de quartzo; E) Filito; F) Dique máfico em contato com o filito.

No ponto SR-13.1 (Figura 2.F), observa-se um dique máfico de granulação média a fina, coloração escura e textura fanerítica, composto por plagioclásio, piroxênio e anfibólio. O corpo apresenta atitude 260/87, com mergulho subvertical, e espessura estimada entre 50 e 60 cm. Está

em contato direto com o filito do SR-13, sendo o único contato litológico claramente observado em campo. Sua geometria e atitude sugerem uma intrusão posterior ao desenvolvimento da foliação do filito, este concordante ao S0.

Os contatos entre as demais litologias não foram observados diretamente em campo, sendo inferidos com base na posição relativa dos afloramentos e por fotointerpretação.

4. DISCUSSÕES

A integração dos dados de campo com a fotointerpretação permitiu identificar uma dobra sinformal assimétrica, com flancos definidos nos pontos SR-14 (flanco esquerdo) e SR-13 (flanco direito). A atitude da foliação nesses afloramentos (124/30 e 256/75, respectivamente) indica a inclinação das camadas em sentidos opostos, convergindo para uma zona de fechamento situada entre os dois pontos, conforme representado no perfil geológico AB (Figura 3). A continuidade do flanco direito, entretanto, parece ser interrompida por um lineamento regional (La Escarcha) identificado por fotointerpretação, o que reforça a compartimentação estrutural da área e pode estar relacionado à acomodação tectônica pós-dobramento. As foliações registradas, paralelas ao acamamento (S0), foram consideradas equivalentes a S1, possibilitando a construção de um arcabouço geométrico preliminar para a dobra no *software* Stereonet 11.

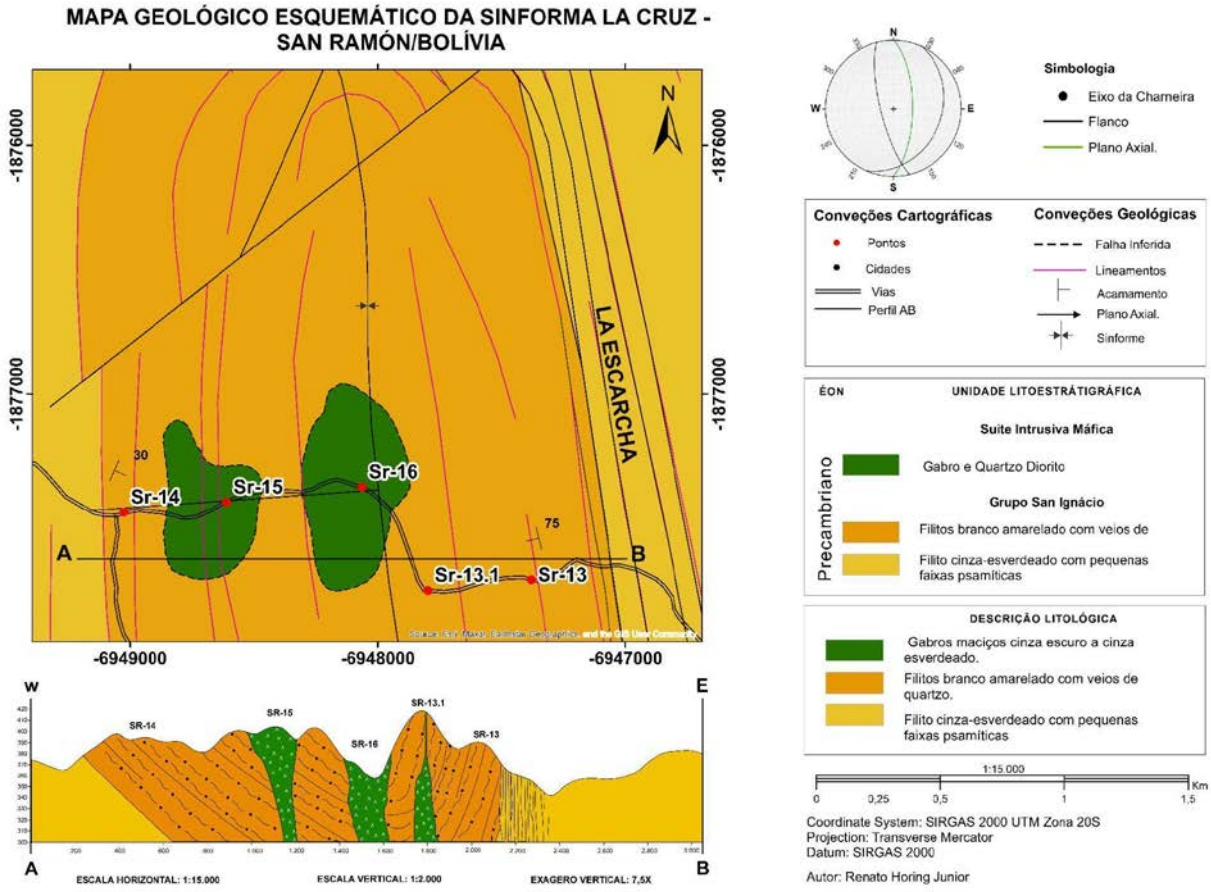


Figura 3. Mapa geológico esquemático da dobra em estudo.

A partir dessa análise, a estrutura foi interpretada como uma dobra sinformal aberta, com ângulo interflanco próximo de 80°, plano axial meridional mergulhando 67° para leste, e eixo suavemente mergulhante para sul-sudeste, com direção de aproximadamente 170,9° e mergulho de 17,5°. Sua orientação geral é E–W. O padrão de deformação observado é compatível com estruturas formadas durante eventos paleoproterozoicos associados à Orogenia San Ignacio, conforme descrito por Litherland et al. (1986), ainda que uma correlação direta com o evento Do3 (1.350 Ma) requeira dados adicionais, como geocronologia e petrografia.

As litologias máficas (microgabro no SR-15, olivina gabro no SR-16 e o dique máfico no SR-13.1) ocorrem próximas entre si e, embora apresentem variações texturais e mineralógicas, são interpretadas como parte de um mesmo corpo intrusivo, com diferenciação magmática lateral. Essa hipótese é reforçada pela disposição dos afloramentos e pela ocorrência conjunta em porções mais rebaixadas da topografia. Além disso, os gabros descritos apresentam aspecto maciço, sem evidências de deformação interna, como foliação ou bandamento, o que reforça sua natureza intrusiva e sua instalação posterior à deformação dos metassedimentos encaixantes.

A fotointerpretação de imagens e a análise estrutural auxiliaram na inferência de falhas e possíveis zonas de cisalhamento, especialmente na região de ocorrência dos corpos máficos. Embora tais estruturas não tenham sido observadas diretamente em campo - devido ao tempo reduzido para investigação - acredita-se que tenham atuado como canais de alojamento para o magmatismo, em contexto pós-deformacional.

O dique máfico do ponto SR-13.1, com espessura entre 50 e 60 cm e atitude subvertical (260/87), está em contato direto com o filito encaixante. Sua geometria e posicionamento reforçam sua interpretação como uma intrusão tardia, coerente com o arranjo dos demais corpos ígneos na área e a ausência de estruturas deformacionais internas.

5. CONCLUSÕES

Com base na distribuição espacial dos afloramentos, nas atitudes estruturais registradas e na interpretação de dados de sensoriamento remoto, foi possível caracterizar uma dobra sinformal assimétrica no Grupo San Ignácio, além de indicar a presença de um corpo intrusivo máfico com variações composicionais ao longo de sua extensão. Os dados obtidos em campo, embora pontuais, oferecem um primeiro modelo estrutural para a área, reforçado por observações litológicas e medidas sistemáticas.

A continuidade desta pesquisa requer o mapeamento de novos afloramentos ao longo da estrutura, com a ampliação do número de pontos de controle geológico e aquisição de medidas estruturais adicionais. Isso permitirá o refinamento da geometria da dobra, possibilitando uma melhor classificação estrutural e interpretação de sua cinemática.

Além disso, a análise petrográfica das amostras coletadas (atualmente em fase de preparo) será fundamental para esclarecer aspectos relacionados à natureza do magmatismo e ao grau de deformação sofrido pelas unidades. A ampliação da base de dados também poderá contribuir para avaliar com maior precisão o contexto de mineralizações associadas à estrutura, considerando a presença de atividades mineradoras e garimpos em áreas adjacentes.

Os resultados aqui apresentados servem como base para futuras investigações na região, abrindo caminho para abordagens mais integradas que envolvam petrografia, geoquímica e geocronologia.

Agradecimentos

Agradecimentos ao Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia em Estudos Tectônicos (INCT-ET), que tornou viável esse trabalho. Ao Programa de Educação Tutorial PET - Geologia pelo uso do espaço físico, e à Pró-reitoria de Assistência Estudantil - PRAE por fomentar a participação ao simpósio.

REFERÊNCIAS

LITHERLAND, M., & others. (1986). The geology and mineral resources of the Bolivian Precambrian shield (Overseas Memoir No. 9). British Geological Survey.

Servicio Geológico de Bolivia – SERGEOBOL. Mapa geológico da região de Concepción – Escala 1:250.000. La Paz: SERGEOBOL, [s.d.]. Adaptado.

CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA PRELIMINAR DE GABROS ASSOCIADOS À SUÍTE RIO DO SANGUE NA REGIÃO DE JUÍNA, MATO GROSSO

Jaqueline Oliveira Inocencio[1]; Amarildo Salina Ruiz[2]; Natã José de França[3]; Renato Horing Junior[1]; Mykaelly Carolynne Santos de Souza[1]

[1]Curso de Graduação em Geologia, Faculdade de Geociencias - Fageo/Universidade Federal de Mato Grosso (UFMT), Cuiabá-MT, Brasil, e-mail jaqueline.inocencio@sou.ufmt.br, renato.junior2@sou.ufmt.br, mykaelly.souza1@sou.ufmt.br; [2] Programa de Pós-Graduação em Geociências, Faculdade de Geociências, Universidade Federal de Mato Grosso (UFMT), Cuiabá-MT, Brasil, e-mail amarildo.ruiz@ufmt.br; [3]Companhia Matogrossense de Mineração – METAMAT, Cuiabá, MT, Brasil, e-mail natan.jf_@hotmail.com

Resumo: Este trabalho apresenta a caracterização de gabros aflorantes na região de Juína-MT, esses gabros estão associados à Suíte Rio do Sangue (SRS), uma associação AMCG (álcali-feldspato granito, monzonito, quartzo sienito etc.) Segundo o relatório do Serviço Geológico do Brasil – CPRM (2004), a unidade designada como Gabro Juína (MP1δj), pertencente à Suíte Rio do Sangue, apresenta idade U-Pb de aproximadamente 1,46 Ga, situando-se no Mesoproterozoico. A datação foi obtida a partir de análises isotópicas U-Pb em zircões, utilizadas para caracterização dos eventos magmáticos associados à evolução dessa suíte intrusiva, uma associação AMCG mesoproterozóica. Dois pontos de afloramento foram descritos, destacando-se as diferenças texturais e mineralógicas entre os gabros, além de observações de solo e estruturas. A presença de magnetita e plagioclásio é marcante, e em um dos pontos observa-se a ocorrência de possível anfibólio. As descrições corroboram dados anteriores sobre o caráter anorogênico e a assinatura AMCG da SRS, reforçando a necessidade de estudos petrográficos e geoquímicos complementares. Além disso, foi elaborada uma versão preliminar do mapa geológico para orientar o pré-campo, posteriormente refinada com base nos dados obtidos em campo.

Palavras-chave: Suíte Rio do Sangue, AMCG, Cráton Amazônico, Petrografia

1. INTRODUÇÃO

A porção sudoeste do Cráton Amazônico, no estado de Mato Grosso, é marcada pela ocorrência de importantes corpos intrusivos máficos e félsicos do Mesoproterozoico, cuja compreensão é fundamental para reconstruções da evolução tectônica e magmática da região. Neste contexto se destaca o Gabro Juína, unidade máfica que ocorre associado aos Granitos Fontanillas, compondo um conjunto de intrusões com relevante significado geodinâmico no contexto da evolução crustal mesoproterozoica.

As ocorrências do Gabro Juína são representadas por corpos do tipo stocks e diques, que exibem variações texturais e estruturais, refletindo tanto os processos de cristalização magmática quanto influências de episódios tectônicos posteriores. Estas rochas são caracterizadas por textura fanerítica, com granulação média, composição dominada por plagioclásio e quantidades expressivas de magnetita, além da possível presença de minerais máficos como anfibólio. O objetivo deste trabalho e apresentar novos dados petrográficos de intrusões de composição gabróica associadas as rochas graníticas da Suíte Serra da Providência.

2. MATERIAIS E MÉTODOS

Os dados foram comparados com referências bibliográficas sobre a SRS (Leite et al., 2010; CPRM, 2004) e LACERDA FILHO et al. (2004). Além disso, foi elaborada uma versão preliminar do mapa geológico para orientar a etapa de campo e permitir a localização de novas ocorrências de rochas gabróicas associadas aos granitos da Suíte Serra da Providência. Levantamento de campo em áreas de ocorrências de rochas gabróicas não cartografadas previamente, permitiu a caracterização de afloramentos de rochas básicas faneríticas associadas a intrusões de granitos *rapakivi* da Suíte da Serra da Providência. As descrições seguiram padronização litológica e mineralógica, incluindo textura, cor, minerais principais e acessórios, bem como observações de alteração do solo, estruturas e relações de campo.

3. RESULTADOS

O Gabro Juína ocorre na Suíte Serra da Providência (Figura 1), com variações petrográficas entre os afloramentos. A análise petrográfica detalhada de amostras de campo revelou composições mineralógicas e texturas que validam a classificação das rochas como gabros quartzo. A amostra JMR 002 (Ponto 2), localizada nas coordenadas 0272593E / 8744476N, é um gabro quartzo de granulação grosseira. A contagem modal revelou uma rocha dominada por plagioclásio (70%), com a presença significativa de magnetita (15%) e quartzo (5%). A alta concentração de magnetita está diretamente relacionada à coloração avermelhada do solo no local do afloramento. A rocha apresenta foliação tectônica do tipo xistosidade, indicando deformação. A amostra JMR 010 (Ponto 10), com coordenadas 0344289E / 8750205N, é um gabro quartzo de granulação mais fina. A análise mineralógica quantitativa mostra uma composição majoritariamente de plagioclásio (≈65%), com uma quantidade expressiva de piroxênio (15%) e quartzo (5%). A presença de quartzo ligeiramente acima de 5% a classifica formalmente como gabro quartzo, embora a mineralogia máfica ainda seja predominante. Assim como no Ponto 002, a rocha exibe foliação tectônica do tipo xistosidade.

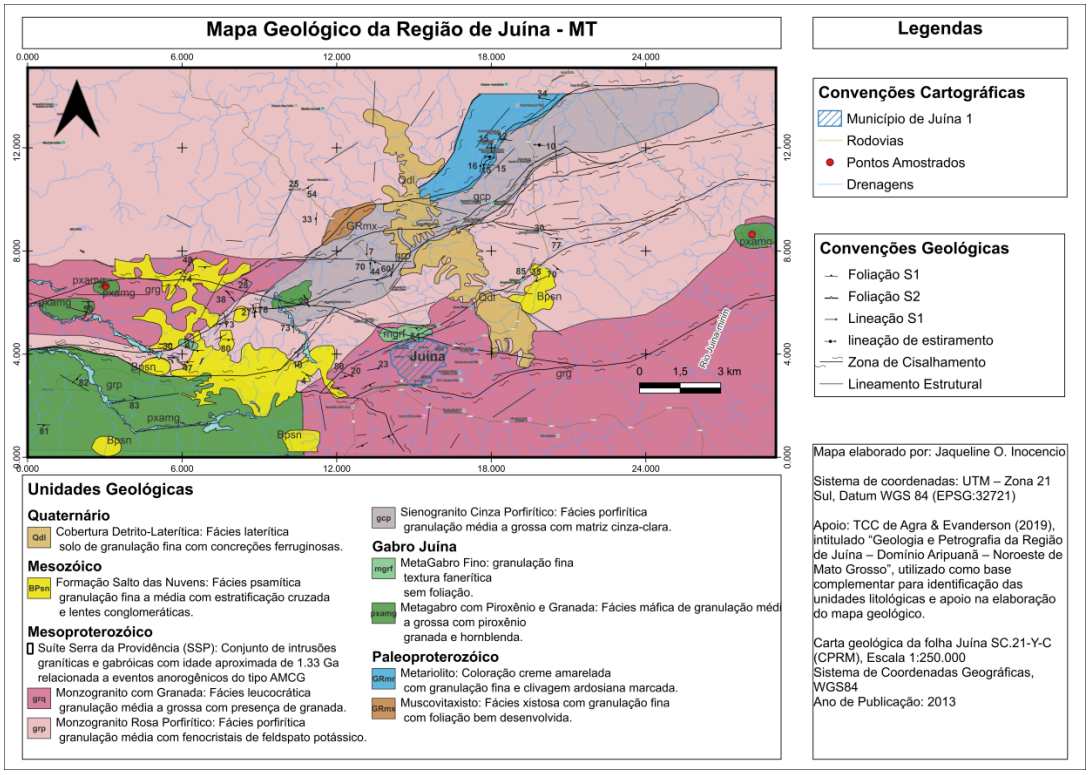


Figura 1. Mapa geológico da região de Juína – MT, com destaque para a Suíte Serra da Providência e Gabro Juína. Localização dos pontos amostrados e analisados.

A rocha do ponto 002 apresenta uma capa de alteração, com matriz de granulação fina a média, coloração variando de cinza escuro a médio, textura equigranular e mineralogia composta essencialmente por piroxênio, com hábito prismático, anfibólio e plagioclásio, este último com textura ótica. O solo do local é muito avermelhado, devido à presença significativa de magnetita. O afloramento caracteriza-se por blocos e diques, com a presença de duas composições rochosas: gabro e monzogranito rosa (Figura B). O monzogranito observado possui matriz média a grossa, coloração rosada a cinza, textura porfítica e mineralogia composta, com ocorrência de granada. Além disso, foram observados mica, feldspato (principalmente na parte rosada da rocha) e anfibólio (Figura C). Nesse mesmo afloramento, foram encontrados diques de gabro. O gabro do ponto 010 apresenta matriz fina a média, coloração cinza escuro a médio, textura equigranular, e mineralogia composta principalmente por piroxênio, anfibólio (com clivagem perfeita) e plagioclásio (Figura D). Este afloramento ocorre em blocos e diques, compostos por blocos soltos e rolados também de gabros (Figura E). O local do afloramento está situado na estrada, com a presença de blocos rolados (Figura F).

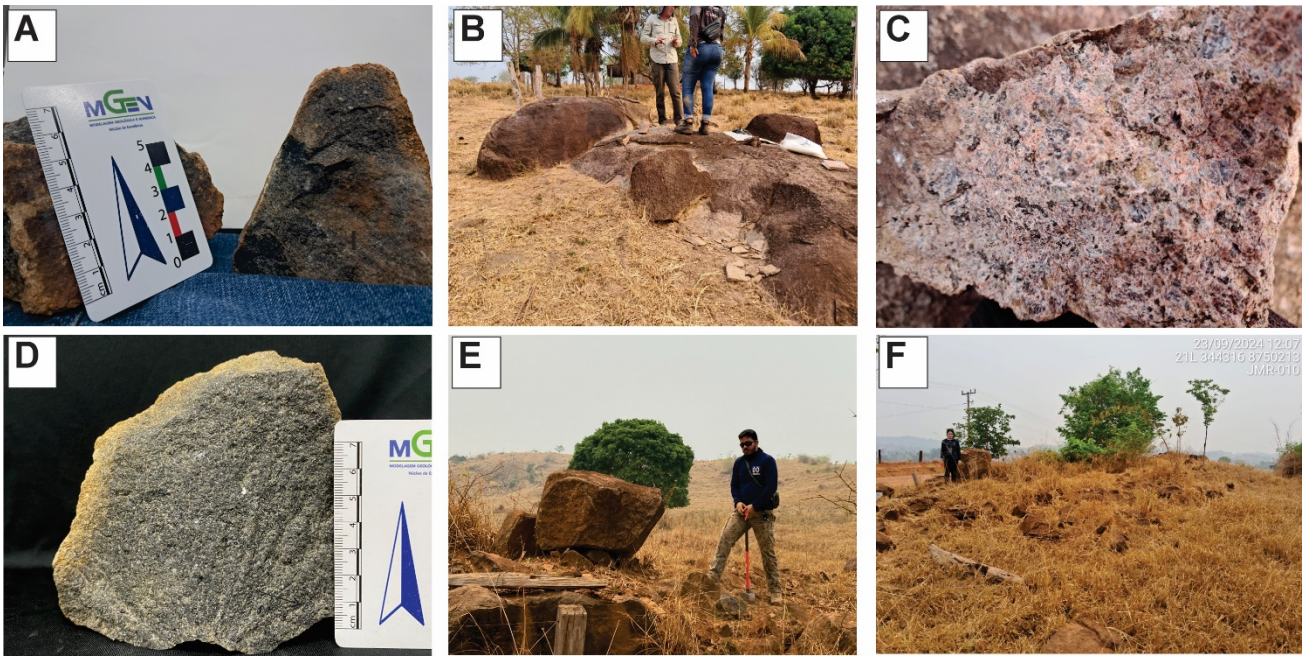


Figura 2: A) Fotografia de uma amostra de gabro, com uma escala geológica para referência de dimensão. A rocha exibe uma coloração escura e uma textura fanerítica de granulação fina a média, característica de rochas ígneas intrusivas máficas; B) Dique in situ de Gabro; C) Fotografia de campo de um monzogranito com textura porfítica. A rocha apresenta uma matriz de granulação média a grossa, com coloração rosada a cinza. A mineralogia é composta por quartzo, mica e feldspato potássico (responsável pela cor rosada), além da ocorrência notável de granada e anfibólio; D) Imagem de uma amostra de gabro do ponto 010, fotografada com uma escala geológica. A rocha exibe uma textura equigranular de granulação fina a média, com coloração cinza escura a média. A mineralogia principal é composta por piroxênio, plagioclásio e anfibólio, sendo este último identificado pela sua clivagem perfeita; E) Fotografia de um bloco solto de gabro, que se desprendeu do afloramento-mãe. A presença de blocos e diques no local, somada a esses fragmentos soltos, sugere que o afloramento está em um processo ativo de intemperismo e erosão.; F) Vista geral do local do afloramento, situado na beira da estrada. A fotografia mostra o contexto geomorfológico, com a presença de blocos rolados que foram arredondados por transporte fluvial ou pela ação de processos gravitacionais, indicando a dinâmica da área.

4. DISCUSSÕES

As diferenças texturais e mineralógicas observadas entre os dois afloramentos evidenciam variações composicionais internas nos corpos máficos da Suíte Rio do Sangue. A presença abundante de magnetita nos dois pontos reforça o potencial metalogenético e a assinatura AMCG da SRS. Além das observações texturais e mineralógicas, ressalta-se que os gabros estudados são litologicamente compatíveis com a Suíte Serra da Providência, uma associação máfica-ultramáfica relacionada a eventos anorogênicos do tipo AMCG, típicos da evolução tectônica Mesoproterozoica no sudoeste do Cráton Amazônico. A literatura destaca que essas litologias apresentam potencial metalogenético para elementos como ferro, cobre, níquel, cromo e vanádio, o que reforça a importância de investigações geoquímicas e geocronológicas adicionais. Estudos anteriores situam a Suíte Serra da Providência no contexto da orogenia Rondoniana–San Ignácio, com idade aproximada de 1,33 Ga, indicando que os corpos gabroicos da região podem registrar fases significativas da evolução crustal associadas a este evento.

5. CONCLUSÕES

A caracterização preliminar dos afloramentos de rochas gabróicas na região de Juína reforça a importância da Suíte Rio do Sangue no contexto da evolução magmática anorogênica no SW do Cráton Amazônico. Embora as ocorrências de gabros estejam relacionadas aos corpos graníticos da Suíte Serra da Providência, não foi possível detectar em campo a relação de corte entre os dois tipos de magmas (ácido e básico). Todavia, se espera que as rochas máficas sejam mais antigas, caracterizando o estágio mais primitivo/inicial da associação do tipo AMCG da Suite Rio do Sangue.

Agradecimentos: Campo realizado graças ao apoio da instituição e a empresa parceira, um agradecimento a METAMAT pelo valioso apoio ao campo, ao Programa de Educação Tutorial PET - Geologia UFMT pela colaboração contínua, em disponibilizar o espaço físico para a análise de amostras de campo, ao INCT ET (Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia em Estudos Tectônicos) pelo apoio financeiro essencial para a realização da etapa de campo, e à UFMT pelo suporte logístico e laboratorial, além de a Pró-reitoria de Assistência Estudantil - PRAE pelo auxílio a participação ao simpósio. Sem a contribuição de todos esses parceiros, este trabalho não teria sido possível.

REFERÊNCIAS

LACERDA FILHO, Joffre Valmório de; ABREU FILHO, Waldemar; VALENTE, Cidney Rodrigues; OLIVEIRA, Cipriano Cavalcante de; ALBUQUERQUE, Mário Cavalcanti de (Orgs.). Geologia e recursos minerais do Estado de Mato Grosso: texto explicativo dos mapas geológico e de recursos minerais do Estado de Mato Grosso: escala 1:1.000.000. Goiânia: CPRM – Serviço Geológico do Brasil, 2004. 200 p. il. + mapas. (Convênio CPRM/SICME-MT).

Leite, J.A.D. et al. (2010). Suíte Rio do Sangue: registro de uma associação AMCG no sudoeste do Cráton Amazônico. Revista Brasileira de Geociências, 40(1): 36-46.

CPRM (2013). Projeto Noroeste de Mato Grosso: Carta geológica da folha Juína SC.21-Y-C. Escala 1:250.000. Brasília: Serviço Geológico do Brasil.

CPRM (2021). Mapa geológico integrado do Brasil ao Milionésimo. Escala 1:1.000.000. Brasília: Serviço Geológico do Brasil. Sistema de Referência Geocêntrico para as Américas (SIRGAS-2000).

SBG (s.d.). Mapa Litológico 1:10.000.000. Sociedade Brasileira de Geologia. Sistema de Coordenadas Geográficas SIRGAS 2000.

Tassinari, C.C.G.; Macambira, M.J.B. (1999). Geochronological provinces of the Amazonian Craton. Episodes, 22(3), 174-182.

AGRA, Alex da Silva; ROSA, Evanderson Antônio Araújo. Geologia e petrográfica da região de Juína: Domínio Aripuanã – Noroeste de Mato Grosso. 2020. Trabalho de Conclusão de Curso (Bacharelado em Geologia) – Faculdade de Geociências, Universidade Federal de Mato Grosso, Cuiabá, 2020.

Geology, petrology and geochronology of magmatic arc granites from Juruena Mineral Province: implications for the Amazonian Craton tectonic evolution

Lopes, A.A.C.[1], Moura, M.A.[2], Testa, A.L.G.C.[2], Barros, A.J.P.[3]

[1]Engineering Center/Federal University of Pelotas, Pelotas-RS, Brazil, adriana.lopes@ufpel.edu.br; [2]Institute of Geosciences/ University of Brasília, Brasília-DF, Brazil, mamoura@unb.br, annalorenagomes@hotmail.com; [3]Mato Grosso Mining Company (METAMAT), Cuiabá-MT, Brazil, ajpbbb@gmail.com.

Abstract: The new petrological, geochemical, U–Pb and Sm–Nd isotopic data for the Novo Mundo granitic Complex (NMGC) has allow us to propose a petrogenetic model for the granite production in the southernmost portion of the Amazonian Craton. In the area, four granitic facies (monzonite (2032 ±6 Ma), monzogranite (2029 ±4 Ma), biotite granodiorite (1989 ±6.2 Ma) and syenogranite (1987 ±7.4 Ma)) and diabase dikes occur cutting the granitic body. The $T_{DM\ Nd}$ model ages (2.52–2.15 Ga; $\varepsilon Nd_{(t)}$= -2.0 to +1.81) indicate a parental magma, originated from the mantle or melting of the juvenile Orosian crust, correlated with the data evolution of the Paleoproterozoic Cuiú–Cuiú Magmatic Arc (2.05–1.99 Ga). The evolution model considers that monzonite and monzogranite are associated with the initial stages of arc evolution. The granodiorite shows the contribution of juvenile sources, while the syenogranite represents the final stages of the arc formation. The obtained data, together with recent studies, allow suggest the existence of a continuous magmatic arc in the Paleoproterozoic at the part of the Amazonian craton, which was responsible for the formation of the main granitic rocks in the Tapajós and Juruena Mineral provinces.

Key-words: Amazonian Craton, Granite, Magmatic arc, Paleoproterozoic, Geochronology, Petrology.

1. INTRODUÇÃO

Large-scale magmatism during the Orosirian period resulted in the emplacement of many granite bodies and several plutono–volcanic episodes between 2020 and 1860 Ma (Vasquez *et al.* 2017). A significant part of these felsic calc–alkaline rocks (plutonic rocks and volcanic associated) occur in the Tapajós-Parima Province (Santos *et al.* 2000). The first research in Juruena Province appeared approximately 50 years ago. Detailed geological mapping and geochronological dating carried out in past decades allowed new granitic suites to be customized.

The present contribution made a reinterpretation of previous work, as well as new *in situ* zircon geochronology and Nd isotopes data, suggest the hypothesis of mingling-mixing of granitic magma, resulting in four granitic facies, including a new geological model and a proposal of petrogenetic and geodynamic evolution for the Cuiú–Cuiú Magmatic Arc.

2. REGIONAL GEOLOGY

The Amazonian Craton's genesis and petrological evolution have been interpreted by authors such as Tassinari and Macambira (1999) and Santos *et al*. (2000) as being a result of the agglomeration of small Archean cores surrounded by orogenic belts, all of them Meso- to Paleoproterozoic (Fig. 1). In the last decade, a new craton formation model has emerged based on multidisciplinary data, showing that it is related to the formation of continental arcs.

The Cuiú-Cuiú Magmatic Arc (2.05–1.95 Ga) is represented by migmatitic orthogneisses,

quartz diorites, to tonalitic, granodioritic, monzo- and syenogranitic rocks. The major studies and definitions by the magmatic arc were made in the Tapajós-Parima Province (Alves *et al.* 2020). A several reports of the Geological Survey of Brazil – CPRM first described rocks chronocorrelate to this arc, in the southmost Rondônia-Juruena Province, similar to those occurring in the south Tapajós-Parima Province. The eastern portion of the Juruena Mineral Province, where is located the NMGC, interpreted as a cratonic block remnant of the eastern part of the Tapajós Domain (Tapajós-Parima tectonic Province) (Trevisan *et al.* 2021), mainly composed of oxidized, medium- to high-K calc-alkaline, volcanic-plutonic, meta- to peraluminous rocks and belong to the magnetite series (I-type granites), mostly linked to mineralizing events (Lopes and Moura 2024).

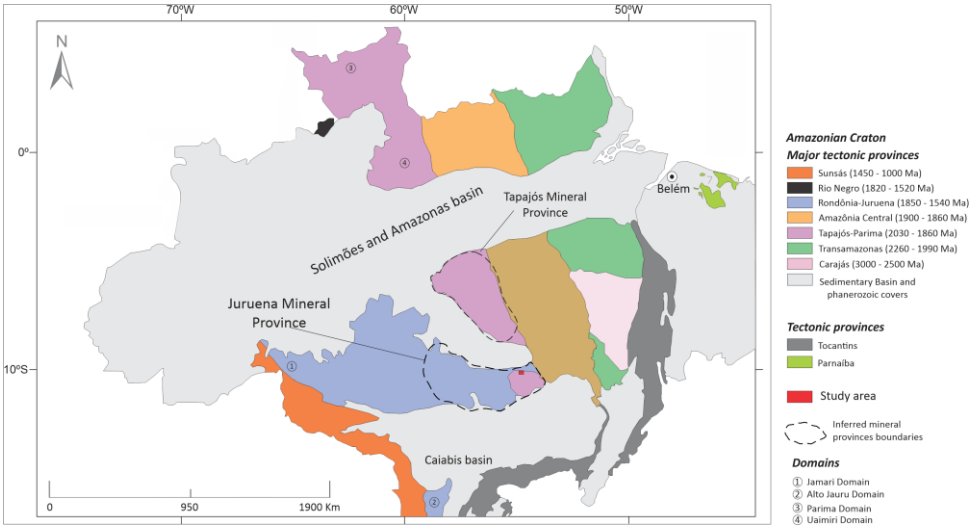


Figure 1. Tectonic provinces of the Amazonian Craton (Santos *et al.* 2000).

3. ANALYTICAL METHODS

Three field campaigns occurred in the Novo Mundo area. Forty thin and polished sections were produced at University of Brasília (UnB). Petrographic analyses were performed at the petrographic microscopy laboratories of UnB, using an Olympus BX-50 petrographic microscope.

Twenty rock samples were prepared and analyzed in the ALS Global Laboratory (GO, Brazil) for the major, trace elements and base metal. Mineral chemistry analysis was conducted at the Electronic Microprobe Laboratory at UnB. Analyses were obtained by amphibole, biotite, k-feldspar, plagioclase, muscovite and titanite crystals using a JEOL® JXA– 8230 electronic probe microanalyzer (EPMA) operating with an acceleration voltage of 20 kV and 40 atm.

The U–Pb geochronology was performed in four samples at the Laboratory of Geochronology of UnB and the Laboratory of Isotope Geochemistry of the Federal University of Ouro Preto, Brazil (UFOP). Sm–Nd from nine samples were processed at the Geochronology Laboratory at the UnB. The results were treated in ISOPLOT 4.15.

4. RESULTS

4.1. Local geology

The Novo Mundo granitic complex, in the central–southern portion of the Amazonian Craton, Mato Grosso state, south Tapajós-Parima Province, is here described as composed by four granites facies, which contact is mainly marked by subangular to rounded microgranular enclaves that are fragments of the other facies, especially monzonite enclaves included in syenogranite. The mafic rocks occurs cutting the granitic facies abruptly.

4.2. Petrography and mineral chemistry

Based on their textural aspects and compositional data, four granite varieties were

recognized: monzogranite, syenogranite, biotite granodiorite, monzonite. These four granitic rocks consist of quartz (25–30%), plagioclase (20–25%), orthoclase (20–25 %), biotite (8–10%), hornblende (5–8%), muscovite (2–5%) and magnetite (1–3%). Accessory minerals (~2%). Biotite, muscovite and amphibole composition of the Novo Mundo granites, shows mainly primary magmatic to re-equilibrated biotite, with mica classification fall mainly in the annite field. The primary muscovite from monzogranite samples plot in the muscovite field. The amphiboles classification shows Mg-hornblende composition. The mafic dikes are isotropic, fine-grained and locally contain plagioclase phenocrysts that are dark green and strongly magnetic. Comprise plagioclase (40–50%; $An_{20–50}$), calcium amphibole (pargasite) (15–35%), pyroxene (10–15%), biotite already altered to chlorite (8–10%), magnetite (10–15%), titanite (~1%), and chlorite (15–20%).

4.3. Geochemistry

The monzo- and syenogranite have SiO_2 values of 73.10–75.31 % and mean Al_2O_3 value is 12.85 %. The biotite granodiorite has an average SiO_2 of 67.10 % and Al_2O_3 is 15.48 %; monzonite has an average SiO_2 61.3 wt.%, and Al_2O_3 is 17.32 %. The Novo Mundo granites are displayed between the peraluminous to metaluminous fields, which are mainly classified as calc–alkaline to alkali-calcic field, predominantly in the volcanic arc field (Pearce *et al.* 1984). The distribution of the REE shows the normalized Eu (Eu/Eu^*) anomalies for monzogranite and syenogranite are 0.46 and 0.54, respectively; for granodiorite is 0.55; and for monzonite, 0.66. The samples show that Large-ion lithophile elements (LILEs) Rb, Th, K, Ba, La and Ce are enrichment. The High Field Strength Elements (HFSE) display negative anomalies of Nb, Sr, P and are moderately depleted in heavy REE and slightly enriched in the Sm, Zr and Hf.

The diabase dikes (46.1–57.7% SiO_2; 4.9–12.55% MgO; 6.7–15.15% FeO_t; 5.4–7.99% CaO; 0.5–2.73% TiO_2; 2.10–3.50% Na_2O; 0.81–2.46% K_2O; 85–288 ppm Ni; 0.313–0.538 #mg (MgO/(MgO + FeO*) are classified as andesite and are in the continental arc field.

4.4. Geochronology and geochemistry of radiogenic isotopes

The U–Pb isotopic data for the monzonite sample (F06-10; eight zircon prismatic crystals) shows upper intercept age of 2032.4 ± 6.6 Ma (MSWD = 0.01). The U-Pb monzogranite (LNM-25; 25 zircon prismatic crystals) results yield an upper intercept age of 2029.9 ± 4.1 Ma (MSWD = 0.5). The biotite granodiorite (F64-10; 11 prismatic zircon crystals) shows an upper age of 1989.8 ± 6.7 Ma (MSWD = 1.3), interpreted as the crystallization age. For the syenogranite (LNM-46; 29 prismatic zircon crystals from), the upper intercept age is 1987 ± 7.4 Ma (MSWD = 1.5). All the ages are interpreted as the crystallization age. The Sm–Nd isotopic data shows for the monzonite a T_{DM}= 2.14–2.52 Ga and $\varepsilon Nd_{(t)}$= +1.81 and -2.0, respectively. The two monzogranite samples have a T_{DM}= 2.27–2.28 Ga and $\varepsilon Nd_{(t)}$= +0.16 to +0.22. The T_{DM} age of the biotite granodiorite is 2.19–2.48, and its $\varepsilon Nd_{(t)}$ is slightly different at +0.44 and -1.39, respectively. The three syenogranite have a T_{DM} between 2.24 and 2.27 Ga and a negative $\varepsilon Nd_{(t)}$ between -1.12 and -0.03.

5. DISCUSSÕES

5.1. Petrogenetic model for the Novo Mundo complex

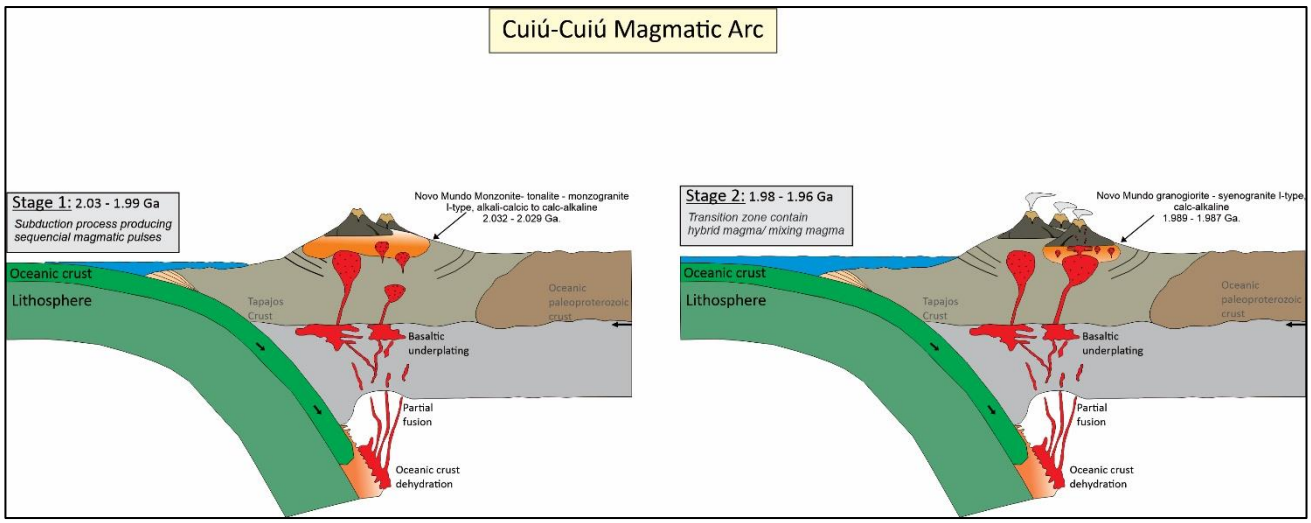
The new geological, petrological and geochronological data presented reveal the existence of four types of granitic rocks (2.03 – 1.99 Ga) in the southern Tapajós-Parima tectonic Province (Santos *et al.* 2000), Amazonian Craton, composing the NMGC. The obtained geochemical and Sm–Nd data are consistent with different episodes of granite formation and mixing of crustal and mantellic sources. The granitic magma origin in magmatic arc settings results from the interaction of crustal and mantle components in subduction zones. The negative anomaly of Nb and Ti can indicate magma production by melting of subduction-related lithospheric mantle. Sm, Zr and Hf are slightly more enriched and it shows similar patterns to the upper continental crust. The monzonite and granodiorite samples that exhibit a strong Th negative anomaly can suggest they are the most

primitive rocks among the samples.The REE spectrum shows enrichment in LREEs relative to HREEs and slightly negative Eu anomalies, similar to that of high-fractioned high-K calc–alkaline magmas (Rollinson & Pease 2021). In relation to tholeiitic basalts, calc–alkaline basaltic magmas are typically enriched in Th, La, and Zr, whereas their Y and Yb contents are either similar or more depleted. Ancient volcanic rocks enriched in LREEs and LILEs and depleted in Nb–Ta–Ti usually have a calc–alkaline affinity and are commonly interpreted as arc-derived, a behavior analogous to that of the Novo Mundo andesite dikes (Ross & Bédard 2009).

5.2. Geotectonic evolution and regional implications

Several studies involving U–Pb zircon ages (LA–ICP–MS, TIMS, SHRIMP) and Sm–Nd T_{DM} model ages have been carried out in Juruena Mineral Province (Paes de Barros 2007, Miguel jr. 2011, Alves *et al.* 2020; Tarelow Neto & Moura 2022). These earlier investigations have improved our understanding of the stratigraphy and crustal evolution history of the Amazonian Craton and have influenced new studies in the region. Rocks from the NMGC were correlated to the Cuiú–Cuiú complex (U–Pb from 2.03 ± 7 to 1.95 ± 7 Ga) of the Tapajós-Parima tectonic Province by Testa (2018), which is relatively similar to the data obtained by Paes de Barros (2007) (1970 ± 3 Ma and 1964 ± 1 Ma), similar to the results obtained in this study.

The proposed evolution stages of the Cuiú–Cuiú magmatic arc and its impact on the Novo Mundo region (Fig. 2): stage 1 (2.03–1.99 Ga) shows the subduction process produced mafic magmas, which rise through the lithosphere and stall in the subcontinental–lithospheric mantle (SCLM) or mafic lower crust near the Moho. These magmas accumulate in the lower-crustal melting–assimilation–storage– homogenization (MASH) zones, producing felsic magmas which migrate to higher crustal levels and might release magmatic fluid and cause ore formation (Zhou and Li 2000); stage 2: the transition zones separating mafic from felsic magmas, with a strong



mixing character.

Figure 2. A schematic representation generation of the Novo Mundo region during the evolution of the Cuiú–Cuiú magmatic arc (modified from Tarelow and Moura 2022).

6. CONCLUSION

The Novo Mundo Complex (2.032–1.987 Ga) is represented by monzonite, monzogranite, biotite granodiorite and syenogranite granitic facies, associated with many mineral deposits in the eastern portion of the Juruena Mineral Province, that are interpreted as representing the orogenic phase of the Cuiú-Cuiú Magmatic Arc (2050 – 1950 Ga). The monzonite (T_{DM}: 2.52–2.14 Ga; $\varepsilon Nd_{(t)}$ = +1.81 to -2.0) and monzogranite (T_{DM}: 2.28–2.27 Ga; $\varepsilon Nd_{(t)}$ = +0.22 to -0.16) are result from an initial stage to the Cuiú-Cuiú magmatic arc. The biotite granodiorite (T_{DM} = 2.48 – 2.19 Ga; εNd =

0.44 to -1.39) has indicating the participation of a juvenile source or mixing of felsic magmas of different compositions or linked to the entry of mafic magma into the system. The syenogranite data (T_{DM}= 2.27–2.24 Ga; εNd = -0.03 to -1.12) has crustal contribution.The interaction of mantle and crustal sources in this accretionary environment could be generated by hybrid magmas, supported by εNd values. The obtained data, together with recent studies, allow suggest the existence of a continuous magmatic arc in the Paleoproterozoic at the south part of the Amazonian craton, which was responsible for the formation of the main granitic rocks in the south Tapajós-Parima province.

Acknowledgments

The authors are grateful to mining companies Nexa Resource and Bemisa Holding S.A. for their logistical support and donation of materials to carry out this study.

Financial Support: CAPES—Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior and CNPq—Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico, for the financial resources and for laboratory assistance.

REFERENCES

Alves C.L., Rizzotto G.J., Rios F.S., Barros M.A.S. 2020. The Orosirian Cuiú-Cuiú magmatic arc in Peixoto de Azevedo domain, Southern of Amazonian Craton. J. South Am. Earth Sci. 102, 102648. https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102648.

Lopes A.A.C, Moura M.A. 2024. The Paleoproterozoic Raimunda Porphyry-Type Gold Deposit, Juruena Mineral Province, Amazonian Craton (Brazil): Constraints Based on Petrological, Fluid Inclusion and Stable Isotope Data. Minerals. V. 11. 1185. https://doi.org/10.3390/min14121185.

Miguel Jr. E. 2011. Mineralizações auríferas do lineamento Peru-Trairão Província Aurífera de Alta Floresta – MT, controle estrutural e idade U–Pb das rochas hospedeiras. Dissertação de mestrado, Instituto de geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas - SP.

Paes de Barros A.J. 2007. Granitos da região de Peixoto de Azevedo – Novo Mundo e mineralizações auríferas relacionadas – Província Aurífera Alta Floresta (MT). Tese de Doutorado. Instituto de Geociências. Universidade Estadual de Campinas. Campinas/SP. https://hdl.handle.net/20.500.12733/1605355.

Pearce J. A., Harris N.B.W., Tindle A.G. 1984. Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks. J. Petrol. v 25. Issue 4. 956–983. https://doi.org/10.1093/petrology/25.4.956.

Rollinson H.R., Pease V. 2021. Using Geochemical Data: To Understand Geological Processes. Cambridge University Press; 2nd Revised ed. Ed.

Ross P.S., Bédard J. H. 2009. Magmatic affinity of modern and ancient subalkaline volcanic rocks determined from trace element discriminant diagrams. Canadian J. Earth Sci. https://doi: 10.1139/E09-054.

Santos J.O.S., Hartman L.A., Gaudette H.E., Groves D.I., McNaughton N., Fletcher I. R. 2000. A new understanding of the provinces of the amazon Craton based on integration of field mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology. Gondwana Res. 3, 453–488. https://doi.org/10.1016/S1342-937X(05)70755-3.

Tarelow Neto J., Moura M.A. 2022. Nd–Hf isotopic composition of the Paleoproterozoic Matupá and Teles Pires intrusive suites: Implications for crustal evolution of the southern Amazonian Craton (Brazil). J. South Am. Earth Sci. 114. https://doi.org/10.1016/j.jsames.2022.103710.

Tassinari C.C., & Macambira M.J. 1999. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. Episodes Newsmagazine of the International Union of Geol. Sci. 22(3). 174-182. https://doi: 10.18814/epiiugs/1999/v22i3/004.

Testa A.L.G. da C. 2018. Geologia. petrologia e geocronologia dos granitos da região de Novo Mundo (MT) e implicações para evolução magmática e regional. Dissertação de mestrado. Universidade de Brasília. Brasília/DF. 133 p.

Trevisan V.G., Hagemann S.G., Loucks R.R., Xavier R.P., Motta J.G., Parra-Avila L.A., Peterson A., Gao J.F., Kemp A.I.S., Assis R.R. 2021. Tectonic switches recorded in a Paleoproterozoic accretionary orogen in the Alta Floresta Mineral Province. southern Amazonian Craton. Precamb. Res. 364. 106324. https://doi.org/10.1016/j.precamres.2021.106324.

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. Belém. CPRM – Serviço Geológico do Brasil, pp.305.

Zhou X.M., Li W.X. 2000. Origin of late mesozoic igneous rocks in Southeastern China: Implications for lithosphere subduction and underplating of mafic magmas. Tectonophysics 326. 269–287.

Mapeamento detalhado e potencial aurífero no sudeste de Bom Jardim de Goiás (GO): evidências de reativação tectônica e granitogênese

Martins, L. N. M[1], Franco, V.J. L.[1], Nascimento, E. L. C.[1], Arab, P. B[1]; Silva, F. L.[2]: Euzebio, I. A. B[2]

[1]Universidade Federal de Goiás, Aparecida de Goiânia-GO, Brasil, martins_liandra@discente.ufg.br, victor.jose@discente.ufg.br, estela_leal@ufg.br, paola.arab.ufg.br; [2]Axía Mineração S. A., Goiânia-GO, Brasil, felipe@axiaresoureces.com.br, isabela.axia@gmail.com

Resumo: O mapeamento em escala 1:10.000 no sudeste de Bom Jardim de Goiás detalhou aspectos litológicos e estruturais, identificando rochas metavulcânicas e metavulcanoclásticas da Sequência Bom Jardim de Goiás, rochas graníticas da Suíte Serra Negra, brechas e hidrotermalitos relacionados a zonas de cisalhamento, além de rochas sedimentares da Formação Piranhas. A presença dessas litologias, associada a veios, vênulas, intensa silicificação, anomalias de Au, Sn e Mo e garimpos históricos, indica um ambiente favorável à mineralização aurífera. Os dados obtidos servirão de base para as próximas etapas de pesquisa, como descrição petrográfica e análises litogeoquímicas, contribuindo para ampliar o entendimento sobre a geologia e o potencial mineral da área.

Palavras-chave: Granito Serra Negra; Sequência Bom Jardim; Potencial Mineral Aurífero.

1. INTRODUÇÃO

A geologia da região de Bom Jardim de Goiás (GO) é estudada desde a década de 1970, quando o Serviço Geológico do Brasil (CPRM) identificou anomalias radiométricas no canal do potássio (K) durante o Projeto Iporá(Guimarães, 2007). Apesar de integrar o Arco Magmático de Arenópolis, na zona meridional do Arco Magmático de Goiás(Pimentel et al., 1997), ainda são necessários estudos mais detalhados para delimitar a extensão das unidades geológicas e das zonas com potencial mineral.

A área de estudo localiza-se próxima ao depósito de cobre de Bom Jardim de Goiás, inserido no Arco Magmático de Arenópolis e descoberto pela CPRM. A área de estudo também está inserida nesse arco, com ocorrência de rochas da Sequência Bom Jardim, do Granito Serra Negra e, ao norte, da Formação Piranhas. A ocorrência de zonas anômalas de Au, Sn e Mo (Axia Mineração S.A., 2024) associadas ao Granito Serra Negra, além de um garimpo histórico localizado ao norte, na área correspondente à Formação Piranhas, indicam o potencial favorável da região para a prospecção.

O estudo tem como foco a atualização das informações litológicas e estruturais da área, de modo a melhorar a compreensão da evolução tectono-estratigráfica e do potencial mineral da área. As observações de campo revelaram litologias não descritas anteriormente pela CPRM, como zonas de brechas/cataclasitos/hidrotermalitos, indicando maior complexidade geológica e ampliando as perspectivas prospectivas da região.

2. MATERIAIS E MÉTODOS

O estudo foi conduzido em três etapas principais - pré-campo, campo e pós-campo - em uma área de aproximadamente 12 km² no sudeste de Bom Jardim de Goiás (GO), em escala 1:10.000. Na fase de pré-campo, foram realizadas análises bibliográficas, fotointerpretação e processamento de dados geofísicos provenientes dos levantamentos aerogeofísicos da CPRM. Os produtos utilizados incluíram:

- Magnetometria – Gradiente vertical e derivada vertical do campo magnético total (TMI): auxiliaram na identificação de lineamentos magnéticos, sugerindo contatos litológicos e zonas de cisalhamento ocultas sob cobertura intempérica ou solo.
- Magnetometria – Tilt Derivative (315°/45°): realçou zonas de contraste magnético com geometria linear, corroborando a interpretação de estruturas regionais com orientação NW-SE.
- Gamaespectrometria – Canais de potássio (K), tório (Th) e urânio (U): permitiram distinguir litotipos graníticos e metavulcânicos com base em assinaturas radiométricas distintas, contribuindo para o refinamento das unidades litológicas e seus limites.

Esses dados foram integrados em ambiente SIG (QGIS e ArcMap), juntamente com imagens do satélite ALOS/PALSAR, que contribuíram na delimitação de feições morfológicas, lineamentos estruturais e drenagens. A integração dos produtos geofísicos com dados morfoestruturais permitiu a construção do mapa-base, dados estruturais e os domínios geológicos, que nortearam a confecção do mapa preliminar (Figura 1).

Durante o trabalho de campo, realizado entre janeiro e fevereiro de 2025, foram utilizadas imagens de satélite, cartografia regional e instrumentos convencionais para descrever afloramentos, com foco em características litológicas, estruturais e alterações hidrotermais. Elementos como foliações, fraturas e veios foram registrados, medidos e georreferenciados. Amostras foram coletadas para análises petrográficas e litogeoquímicas futuras, visando uma melhor subdivisão das litofácies e domínios geológicos e a elaboração do mapa geológico final.

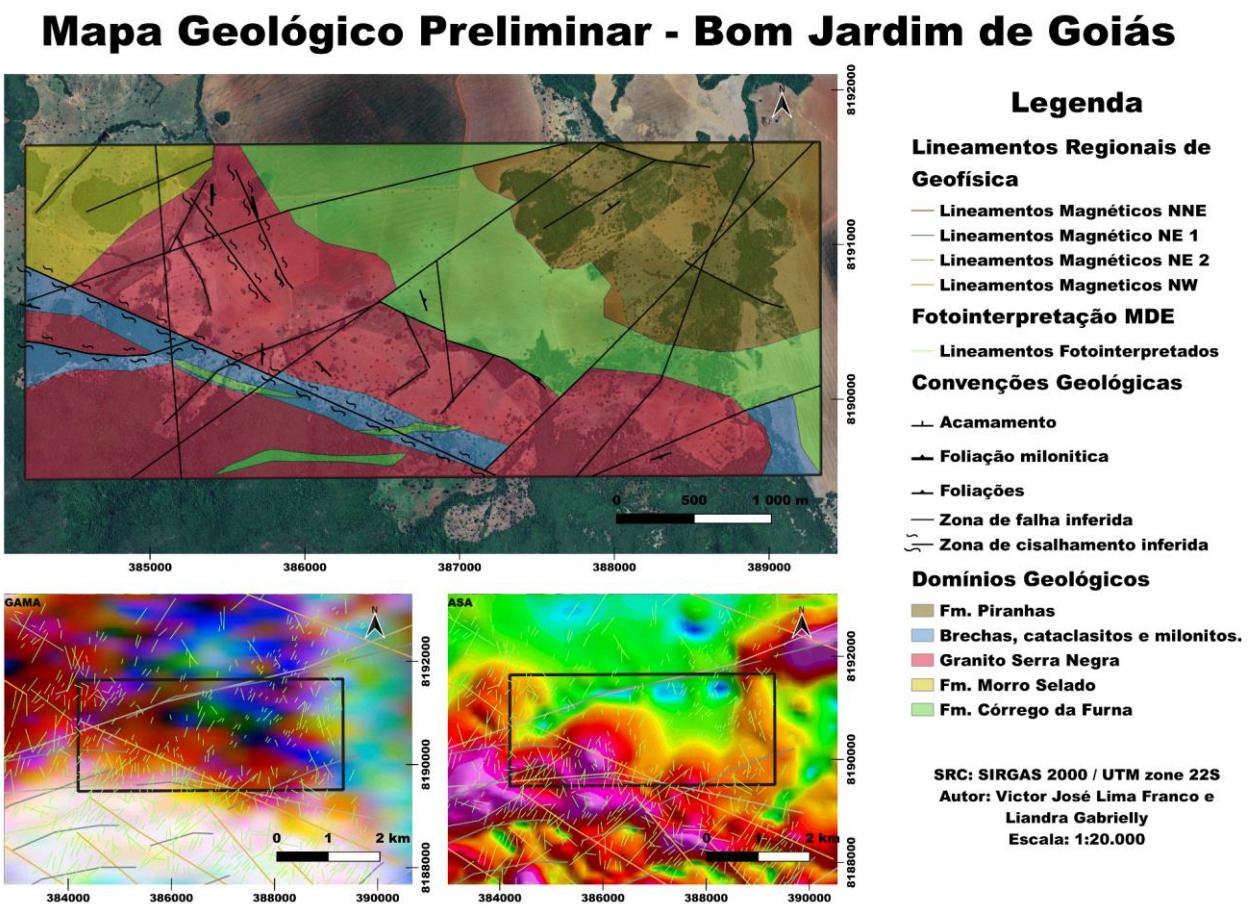


Figura 1: Mapa geológico preliminar da área de estudo e integrados aos dados geofísicos regionais de gamaespectrometria (ternário) e magnetometria (amplitude do sinal analítico).

3. RESULTADOS

As principais unidades litológicas (Figura 2 A-M) identificadas no estudo foram: rochas graníticas (Serra Negra), rochas vulcânicas/vulcanoclásticas e quartzitos (Sequência Bom Jardim), brechas e hidrotermalitos (resultados da interação das rochas com zonas de cisalhamento presentes na área), siltitos e conglomerados, em um contexto deposicional interpretado como bacias *pull apart*, que acomodaram essas rochas da Formação Piranhas.

As rochas graníticas afloram predominantemente na zona centro-sul da área, ocorrendo em blocos, matacões e lajedos. A região corresponde a um domínio serrano, segundo a toponímia local. Essas rochas apresentam três principais litofácies: (i) granito alcalino equigranular de coloração rosada [1], com cerca de 15% de biotita e, por vezes, com enclaves máficos da encaixante (Figura 2-A); (ii) granito milonitizado, deformado, com feldspatos e quartzo de textura *augen*, além de bandamento biotítico milonítico; e (iii) granodiorito, cujos grãos apresentam estiramento, especialmente em biotita, e segregações com bandamento gnáissico incipiente.

As rochas vulcânicas e vulcanoclásticas foram mapeadas na zona centro-norte da área, ocorrendo em blocos métricos a decamétricos. São pouco aflorantes, sendo a extensão de suas ocorrências inferida com base nas características do solo, predominantemente de coloração avermelhada, textura silto-argilosa e magnetismo moderado. Entre os principais tipos identificados estão: metabasaltos com matriz afanítica máfica e foliação incipiente, marcada por plagioclásio e biotita; lápili-tufo com matriz fina e cristais de plagioclásio visíveis; e anfibolitos com foliação bem marcada, presença de clorita e epidoto em veios, além de veios quartzo-feldspáticos.

Na zona noroeste da área, ocorrem morrotes de quartzito, caracterizados por pequenos blocos maciços, com corpos alongados em forma de charuto, indicando intensa deformação dúctil. A rocha apresenta textura maciça a levemente foliada, com coloração variando entre branco e cinza-azulado. Além de quartzo, mica branca e óxido de manganês (detrítico), observa-se também um mineral de hábito tabular e coloração azulada, provavelmente cianita.

Ocorrem brechas, cataclasitos e hidrotermalitos na borda da suíte granítica. Estas rochas estão associadas a uma zona de cisalhamento com trending NW-SE (evidenciada pela geofísica). As brechas apresentam diferentes litofácies, com variações texturais e composicionais, incluindo brechas tectônicas no contato granito-vulcânicas e brechas silicificadas, polimíticas ou monolíticas. Os cataclasitos são constituídos por matriz fina silicificada e clastos inferiores a 0,5 cm. Os hidrotermalitos possuem matriz silicificada maciça, intensamente recristalizada, com vênulas de clorita, epidoto e carbonato, sem identificação macroscópica do protólito.

As rochas sedimentares ocorrem em associação com baixos topográficos e drenagens dendríticas, aflorando como blocos centimétricos. O siltito (Figura 2-E) apresenta coloração marrom escura a amarelada (quando alterado), grãos bem selecionados, matriz rica em óxidos e pouco brilho. Já o conglomerado contém grãos mal selecionados, com brilho vítreo, e clastos arredondados a subangulosos com até ~7 mm. O contato dessas litologias é representado de forma abrupta em algumas amostras coletadas à NE da área, na forma de blocos rolados (Figura 2-K).

4. DISCUSSÕES

Diante das novas interpretações acerca da geologia da área mapeada, observa-se que a delimitação das unidades geológicas, bem como os litotipos encontrados, são mais complexos do que aqueles previamente mapeados nos estudos regionais realizados pela CPRM. A presença de diferentes fácies graníticas, com variações na intensidade de deformação, como apresentado pelas fácies de granito milonitizado e granodiorito gnaissificado, além das brechas associadas à granitogênese Serra Negra, evidenciam uma forte contribuição do controle tectônico relacionado a zonas de cisalhamento presentes na região.

As litologias vulcânicas e vulcanoclásticas, que conforme as relações de contato indicam, são mais antigas que as rochas graníticas, e embora mal aflorantes, apresentam variações texturais e mineralógicas, mostra uma relação entre fases efusivas máficas (metabasaltos) e deposição piroclástica (lápili-tufo), seguidas por eventos metamórficos de baixo grau.



Figura 2. (A-C) Afloramento, amostra de mão e testemunho de granito rosa isótropo e equigranular, respectivamente; (D-F) Afloramento, detalhe (*zoom in*) e testemunho de contato brechado entre granito isótropo e encaixante vulcânica máfica; (G-I) Afloramento em laje, amostra de mão e testemunho de granito milonitizado com feldspatos tipo *augen*; (j) Amostra de mão de quartzito; (k) Amostras de mão de siltito e conglomerado; (l) Bloco de hidrotermalito com matriz silicificada; (m) Amostra de mão de brecha polimítica silicificada.

Além disso, a presença de veios quartzo-feldspáticos e venulações com clorita e epidoto em tais rochas, sugere a atuação de eventos hidrotermais subsequentes, possivelmente associados à granitogênese e à reativação tectônica.

A presença de brechas em diferentes contextos (tectônicas e hidrotermais) corroboram a hipótese de reativação tectônica, com fases dúcteis, demonstradas por recristalização de fácies minerais e estruturas de fluxo em litotipos como os hidrotermalitos, e fases rúpteis, demonstradas por brechação (Figura 2-G) e vênulas (fraturas preenchidas por fluidos hidrotermais) discordantes à foliação principal da rocha, como no granito milonitizado.

A zona de intensa silicificação na área, apesar de não delimitada no mapeamento, é observada na textura das rochas mapeadas, onde há uma intensa silicificação das rochas, principalmente representada pela ocorrência dos hidrotermalitos, onde a alteração foi pervasiva, dificultando a identificação do protólito na análise de campo e a configuração de uma rocha maciça rica em sílica. Além disso, o domínio das rochas vulcânicas básicas, intermediárias e as brechas

também apresentam silicificação intensa nessa zona, veios e vênulas de sílica com baixo conteúdo de carbonato, por vezes deformados e evidenciados na zona mais intemperizada das mesmas.

Por fim, considerando as unidades sedimentares (siltitos e conglomerados), têm-se uma fase posterior de sedimentação interpretada como parte da Formação Piranhas, de idade devoniana, possivelmente relacionada a ambientes fluviais ou coluviais. Visto a alta proporção de óxidos nestes litotipos, se pode interpretar a influência da lixiviação a partir da erosão de fontes próximas.

Na interpretação da evolução estrutural e reativação tectônica da área, sugere-se que a reativação tenha originado bacias do tipo *pull-apart*, provavelmente controladas pela falha sinistral Serra Negra, localizada a oeste da área. Os lineamentos com direção N-S, possivelmente relacionados à Falha da Aldeia, podem ter sido reativados em regime extensional. Assim, grande parte dos lineamentos internos ao corpo granítico pode estar associada a falhas normais. Localmente, a presença de cataclasitos e milonitos indica zonas de cisalhamento internas, possivelmente relacionadas a pulsos de intrusão do próprio magmatismo.

Para melhor entendimento desse processo, estão sendo desenvolvidos os perfis geológicos, junto aos dados de sondagem em subsuperfície, para entender a profundidade dos limites entre rochas, e a natureza da cinemática estrutural da área de mapeamento.

5. CONCLUSÕES

O mapeamento de detalhe evidenciou uma geologia mais complexa que a descrita em estudos anteriores, com a identificação de novas unidades metavulcânicas, graníticas, brechas e zonas de alteração hidrotermal. As estruturas deformacionais (como a milonitização), zonas de cisalhamento e a granitogênese mais jovem sugerem condições favoráveis à gênese de mineralização aurífera do tipo Fazenda Nova, controlada por veios hidrotermais em zonas de fratura reativadas.

As anomalias de ouro em amostras de solo, os garimpos históricos e ocorrências minerais próximas reforçam o potencial para um depósito na região. As próximas fases de pesquisa, com foco em análises petrográficas, litogeoquímicas e estruturais, serão decisivas para aprimorar o modelo geológico e orientar novas etapas de exploração.

Agradecimentos

Agradecemos à Universidade Federal de Goiás (UFG) pelo apoio institucional, às orientadoras pelas contribuições técnicas e pelas discussões férteis, que nos permitiram o desenvolvimento do conhecimento geológico ao longo do estudo, e à empresa Axia Resources pelo suporte logístico, financeiro e na realização do mapeamento de campo, bem como pela participação ativa nas discussões, contribuindo significativamente para a construção e aprofundamento das interpretações geológicas realizadas ao longo deste estudo.

REFERÊNCIAS

[1] Guimarães, S. B. (2007). *Petrologia e metalogenia do depósito de cobre Bom Jardim de Goiás* [Dissertação de Mestrado, Universidade de Brasília, Instituto de Geociências]. Brasília (DF): Universidade de Brasília. 105 p.

[2] Pimentel, M. M., Whitehouse, M. J., Viana, M. G., Fuck, R. A., & Machado, N. (1997). *The Mara Rosa Arc in the Tocantins Province: further evidence for Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil*. Precambrian Research, 81, 299–310.

[3] Axia Mineração S.A. (2024). *Portfólio de Projetos Axía – Bloco Bom Jardim*. Goiânia: Axía Mineração S.A. Disponível em: https://axiaresources.com.br/ouro/

Multiproxy analyses do Gnaisse Sanclerlândia, Segmento Anicuns-Itaberaí, Arco Magmático Goiás: Implicações petrogenéticas

Melo, M.[1], Hauser, N.[1], Chew, D.[2], Dias, A.[3], Trelles, G.[1], Gonçalves, G.O.[1], Reimold, W.U.[1], Oliveira, C.G.[1]

[1]Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília-DF, Brasil, matheussmelo1700@gmail.com; [2]Department of Geology, School of Natural Sciences, Trinity College Dublin, Irlanda; [3]Departamento de Física, Química e Matemática, UFSCar - Campus Sorocaba-SP, Brasil.

Resumo: O Gnaisse Sanclerlândia constitui o embasamento do segmento Anicuns-Itaberaí do Arco Magmático de Goiás (AMG), com composição tonalítica a granodiorítica e idade em torno de 900 Ma. Apesar de não apresentar mineralizações conhecidas, foi alvo deste estudo com base em análises U-Pb em zircão e apatita, geoquímica de rocha total e química de elementos maiores e traços em apatita, visando entender sua evolução, origem das apatitas e potencial de fertilidade magmática. Os dados U-Pb em zircão indicam cristalização do protólito tonalítico a 862 ± 2 Ma, com envolvimento de embasamento mais antigo (~1079 ± 2 Ma). As apatitas, classificadas como fluorapatitas, mostram características magmáticas por seu hábito e inclusões em plagioclásio e anfibólio. Estas apatitas exibem padrões relativamente planos de REE (La/YbN ~0,5), enriquecimento em MREE-HREE (La/SmN 0,1–0,5; Gd/YbN 0.3–38), baixos teores de Th, leve anomalia positiva de Ce/Ce* (1–1,29) e negativa de Eu/Eu* (0,5–0,9). Altas razões Sr/Y e características oxidantes dos magmas apontam para natureza adakítica. A idade U-Pb em apatita de 626 ± 46 Ma mostra reset isotópico por metamorfismo relacionado à colisão do AMG com os Crátons Amazônico e São Francisco. O embasamento revela potencial para fertilidade magmática tipo pórfiro.

Palavras-chave: Gnaisse Sanclerlândia, Apatita, Fertilidade magmática.

1. INTRODUÇÃO

O Gnaisse Sanclerlândia, de composição tonalitica a grandioritica e de ~900 Ma, relacionado com um ambiente de arco de ilha, faz parte do embasamento do segmento Anicuns-Itaberaí do Arco Magmático Goiás (AMG) (Pimentel e Fuck, 1992). O AMG, além deste segmento, tem outros dois segmentos, um norte denominado de segmento Mara Rosa e o segmento Arenópolis ao oeste do segmento Anicuns-Itaberaí. O segmento Mara Rosa abriga depósitos tipo pórfiro como Chapada (Cu-Au), os quais se concentram no chamado Cinturão Ouro-Cobre Arenópolis-Mara Rosa (Oliveira et al., 2016) e têm como rochas hospedeiras dioritos também relacionados com o estágio de arco de ilha. O presente trabalho tem como objetivo realizar uma análise *multiproxy* do Gnaisse Sanclerlândia, o qual tem idades similares às das rochas hospedeiras das mineralizações econômicas do segmento Mara Rosa para um melhor entendimento do contexto geológico e para avaliar a fertilidade magmática para mineralizações, especificamente através de análise de apatita. O estudo será feito através de análises de U-Pb em zircão e apatita, elementos maiores e traços (EMPA e LA-ICPMS) em apatita (EMPA) e geoquímica de rocha total.

2. MATERIAIS E MÉTODOS

Para este estudo foi selecionada a amostra MM08, um gnaisse de composição tonalítica localizado na porção leste dos gnaisses tonalíticos tonianos e coletado perto do contato com os gnaisses de ~600 Ma (coordenadas -16.676912, -50.532262). Esta amostra foi selecionada em função do potencial de fertilidade magmática observado na geoquímica de rocha total (Lacerda Filho et al., 2021). O afloramento da amostra MM08 corresponde a um gnaisse com bandeamento gnáissico milimétrico e foliação NE-SW de 297/54. Veios de quartzo boudinados e veios de epídoto cortam estas rochas. A amostra MM08 é de coloração cinza-claro, granulação média, apresenta textura grano-nematoblástica a lepidoblástica, e esta composta por quartzo, plagioclásio (albita a oligoclásio), biotita, anfibólio e em menor proporção microclínio. Entre os minerais acessórios reconhecidos encontram-se cristais de até 1 mm de epídoto parcialmente reabsorvidos e cristais euhedrais de aproximadamente 200 µm de apatita e zircão inclusos em cristais de plagioclásio e anfibólio.

Para a análise de rocha total, a amostra foi britada e pulverizada utilizando o moinho Herzog com anéis oscilatórios de carboneto de tungstênio instalado em LEGGA (UnB), e enviada para análise no laboratório Earth Lab - Wits University, Johanesburgo, África do Sul. A química mineral de apatita foi realizada na lâmina delgada através de analises in situ em uma microssonda (EPMA) modelo JEOL JXA-8230, instalada no Laboratório de Microssonda Eletrônica, na UnB. Para a separação de apatita e zircão, a amostra primeiro passou por um britador mecânico (modelo Herzog) para diminuição do tamanho. O material obtido foi peneirado até a fração 160 µm e em seguida os minerais pesados foram concentrados por bateia. A separação de apatita, zircão e outros minerais pesados foi feita por um separador magnético (“Frantz” modelo LB-1) na amperagem 1.4. O *hand picking* de apatita e zircão, a partir da fração não magnética, foi realizado com o auxílio de uma lupa binocular modelo Nikon SMZ800 utilizando uma placa petri com álcool etílico hidratado. Foram separados entre 80 a 150 cristais de apatita e zircão. Os cristais de zircão selecionados foram montados em suportes de epóxi, polidos e limpos com ácido nítrico a 3% antes da análise. A obtenção de imagens de catodoluminescência e dados U-Pb em zircão foram realizadas nas instalações do SEGECRON, em Buenos Aires, Argentina. As imagens de CL foram obtidas numa microssonda modelo JEOL JXAiSP100 e os dados U-Pb foram obtidos num espectrômetro de massa LA-ICP-MS (*Neptune Plus*). Como matérias de referência foram usados o zircão GJ-1 e Mud Tank. Os dados de U-Pb e elementos traço da apatita foram adquiridos simultaneamente utilizando um sistema de ablação a laser *Photon Machines* G2 com laser *Excimer* ArF de 193 nm, acoplado a um espectrômetro de massa com plasma acoplado indutivamente e analisador quadrupolo (Q-ICP-MS) *Thermo* iCAP-Q, no Departamento de Geologia do *Trinity College Dublin* (TCD).

3. RESULTADOS

A análise geoquímica de rocha total da amostra MM08 indica que se trata de um tonalito cálcio-alcalino de natureza adakítica relacionado a ambiente de arco (Fig. 1A). Uma analises detalhada de alguns elementos traços como Sr, Y, e Mn, permitem indicar também que esta porção do gnaisse tem uma resposta positiva para fertilidade magmática para mineralizações do tipo pórfiro, uma vez que valores elevados de Sr e Y representam assinatura adakítica, e logo, uma maior diferenciação magmática, enquanto que Mn pode ser correlacionado com a fugacidade de oxigênio no magma.

Foram analisados 27 cristais de zircão. Destes, 11 cristais possuem uma concordância 6/8 – 7/5 entre 90 e 110% e resultaram em dois grupos de idades de concórdia. A idade de concórdia mais antiga, de 1079 ± 2 Ma (MSWD = 2), foi obtida no núcleo de quatro cristais com zoneamento

oscilatório. A idade de concórdia mais jovem, de 862 ± 2 Ma (MSWD = 7.1), foi obtida apenas em 2 cristais, em áreas intermedirias dos cristais com zoneamento oscilatório.

As apatitas do Gnaisse Sanclerlândia podem ser classificadas como fluorapatita (com quantidade de flúor acima de 2,5%). Tratasse de cristais euhedrais, dispersos na amostra como inclusões em cristais de plagioclásio e anfibólio, relacionadas às primeiras fases de cristalização do protólito. Em função da química mineral dos elementos maiores (EPMA), as apatitas são classificadas como magmáticas (Fig. 1B), utilizando a relação SiO_2 versus MnO. Não obstante, idades U-Pb efetuadas em 35 cristais, deram resultados discordantes que se alinham ao longo de uma reta da discórdia com um *Lower Intercept* de 626 ± 46 Ma (MSWD = 2).

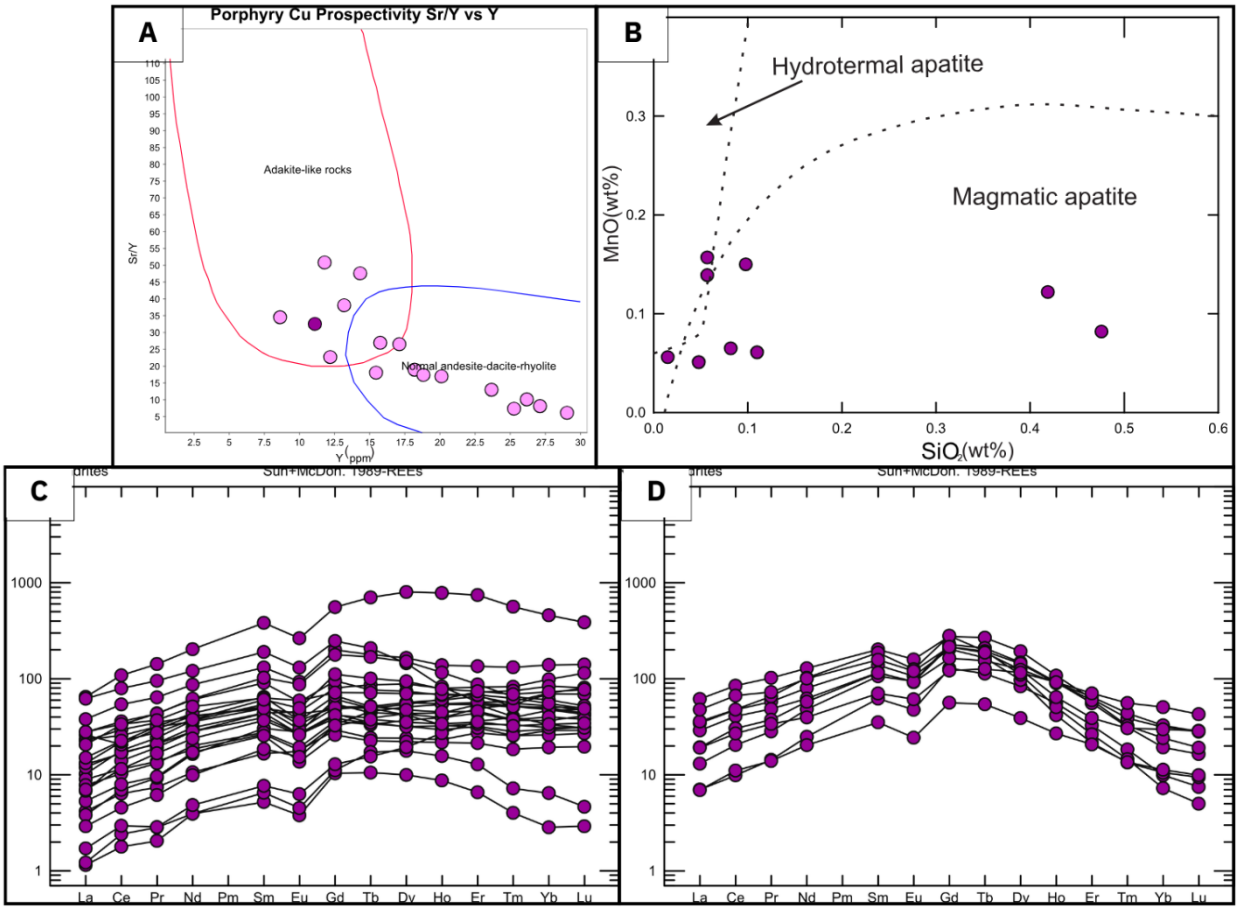


Figura1. A) Geoquímica de rocha total mostrando a posição da amostra analisada no campo adakitico. B) Diagrama SiO_2 vs MnO para discriminação das apatitas hidrotermais de magmáticas (modificado a partir de Chen et al., 2018). C) e D) Diagramas de REE dos dois grupos de apatitas reconhecidos no Gnaisse Sanclerlândia normalizado ao condrito de Sun and McDonough (1989).

Com respeito aos elementos traços, as apatitas desta unidade se caracterizam por ter valores muito baixos de Th (≤1 ppm) e altos valores de Sr (> 300 ppm). As amostras não exibem um forte enriquecimento em LREE com respeito as HREE (Fig. 1C e D). Todas as amostras apresentam uma leve anomalia positivas de Ce/Ce* (entre 1 e 1.29) e anomalias negativas de Eu/Eu* (entre 0.5 e 0. 9). Dois grupos de apatitas foram diferenciadas: o primeiro (Fig. 1C) apresenta um padrão plano com anomalia negativa do Eu, com os LREE apresentando um ligeiro enriquecimento em relação aos HREE à medida que se aproxima do Eu, ligeira anomalia positiva de Ce em parte dos dados e os HREE apresentando valores muito semelhantes, mantendo o padrão plano. O segundo (Fig. 1D) apresenta enriquecimento em MREE (Sm, Gd, Tb) em relação

aos LREE e aos HREE, com uma anomalia negativa do Eu menos pronunciada, e uma depleção nos HREE em relação aos LREE.

4. DISCUSSÕES

Como a composição das apatitas ígneas poderia ser modificada durante processos de metamorfismo posteriores, é importante entender se as apatitas aqui analisadas são de origem ígneo ou metamórfico. As características petrográficas, como habito euhedral prismático e a relação de inclusão em minerais como plagioclásio e anfibólio seriam compatíveis com apatitas de origem ígnea. Trends relativamente planos, mas ascendentes, devido ao enriquecimento nas MREE e HREE, valores Sr/Y e $(Ce/Pb)_N$ altos ou a correlação positiva entre $(La/Sm)_N$ e $(Yb/Sm)_N$ indicariam que as apatitas do Gnaisse Sanclerlândia são de origem magmático e assim podem fornecer informações importantes sobre as condições redox dos magmas que deram origem ao protólito tonalítico no contexto de arco de ilhas. A assinatura adakitica foi observada tanto em amostras de rocha total como nas apatitas. As anomalias positivas de Ce e negativas de Eu, também indicariam condições oxidantes destes magmas. O elemento Th, deveria ser alto em apatitas ígneas, pois ele se concentra nos estágios finais da diferenciação magmática, mas as apatitas desta amostra têm concentrações de Th inferior a 1 ppm. Provavelmente, durante a cristalização da apatita, outra fase mineral poderia ter fracionado o Th do sistema.

Os resultados U-Pb em zircão mostraram que a idade de 862 ± 2 Ma representaria a idade de cristalização do protólito ígneo. Estas idades mais jovens, obtidas em zircão, são próximas às idades previamente obtidas por Pimental e Fuck (1992) de 940 ± 150 Ma, obtidas em zircão pelo método Rb-Sr. Alguns núcleos de zircão deram idades ao redor de 1079 ± 2 Ma, indicando que um embasamento mais antigo foi envolvido durante a geração do tonalito. A idade U-Pb mais jovem obtida em apatita, de 626 ± 46 Ma, estaria relacionada com o pico metamórfico regional que afetou o Orógeno Brasília, entre 630-610 Ma, como foi demostrado por outros autores (p.e., Piuzana et al., 2003).

5. CONCLUSÕES

A abordagem *multiproxy* (com utilização de geoquímica de rocha total, elementos maiores (EPMA) e menores (Q-ICP-MS) de apatita e análises U-Pb em zircão e apatita) mostrou eficiente para se entender melhor as principais características petrogenéticas do Gnaisse Sanclerlândia e a evolução geológica, assim como a avaliação da fertilidade magmática. Este estudo é preliminar e esperasse comparar com os resultados de elementos traços em zircão para uma melhor avalição das condições de cristalização dos magmas associados.

Agradecimentos

Os autores gostariam de agradecer ao Instituto de Geociências da Universidade de Brasília. Também gostariam de agradecer a Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pela concessão de bolsa de pesquisa de mestrado a M. Melo.

Financiador(es)*/Financial Support:* Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior, código de financiamento 001.

REFERÊNCIAS

Chen, L., Zhang, Y., 2018. In situ major-, trace-elements and Sr-Nd isotopic compositions of apatite from the Luming porphyry Mo deposit, NE China: Constraints on the petrogenetic-metallogenic features. Ore Geology Reviews. 94, 93–103.

Chew, D.M., Petrus, J.A., and Kamber, B.S., 2014. U–Pb LA–ICPMS dating using accessory mineral standards with variable common Pb. Chemical Geology, 363, p. 185-199.

Enrique, P., & Esteve, S., 2019. A chemical approximation to the modal QAPF and normative Q'(F')-ANOR classification of the igneous rocks based on their SiO2-CaO-K2O content. Geogaceta, 2019, vol. 66, p. 91-94.

Lacerda Filho, J. V. D., Gollmann, K., Santos, D. R. V. D., Martins, F. R., Souza, J. O., Carneiro, J. D. S. M., ... & Eberhardt, D. B., 2021. Projeto geologia e metalogenia da porção oeste de Goiás. CPRM.

Oliveira, C.G., Oliveira, F.B., Della Giustina, M.E.S., Marques, G.C., Dantas, E.L., Pimentel, M.M., Buhn, B.M., 2016. The Chapada Cu–Au deposit, Mara Rosa magmatic arc, Central Brazil: constraints on the metallogenesis of a Neoproterozoic large porphyry-type deposit. Ore Geol. Rev. 72, 1–21.

Paton, C., Hellstrom, J., Paul, B.,Woodhead, J. and Hergt, J., 2011. Iolite: Freeware for the visualisation and processing of mass spectrometric data. Journal of Analytical Atomic Spectrometry. doi:10.1039/c1ja10172b.

Paton, C., Woodhead, J., Hellstrom, J., Hergt, J., Greig, A. & Maas, R., 2010. Improved laser ablation U-Pb zircon geochronology through robust down-hole fractionation correction. G Cubed, 11, doi:10.1029/2009GC002618.

Petrus, J.A. and Kamber, B.S., 2012. VizualAge: A novel approach to laser ablation ICP-MS U-Pb geochronology data reduction. Geostandards and Geoanalytical Research 36(3), p. 247-270.

Pimentel, M. M., & Fuck, R. A. ,1992. Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil. Geology, 20(4), 375-379.

Piuzana, D., Pimentel, M.M., Fuck, R.A., Armstrong, R.A., 2003. Neoproterozoic granulite facies metamorphism and coeval granitic magmatism in the Brasilia Belt, Central Brazil: regional implications of new SHRIMP UePb and SmeNd data. Precambrian Research 125, 245e273.

Sun, S., McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. Geol. Soc. Lond. Special Pub. 42 (1), 313–345.

Woodhead, J., Hellstrom, J., Hergt, J., Greig, A. & Maas, R, 2007. Isotopic and elemental imaging of geological materials by laser ablation Inductively Coupled Plasma mass spectrometry. Journal of Geostandards and Geoanalytical Research, 31, p. 331-343.

Evolução do magmatismo no embasamento dos Andes Centrais, entre ~550 a ~460Ma: um estudo comparativo entre as regiões de Santa Rosa de Tastil, Serra de El Peñón, Complexo Diabillos e Complexo Metamórfico de Belén

Nascimento, F.R.S.K.[1], Hauser, N.[2], Melo, M.E.S.[3]

[1]Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília- DF, Brasil, 211034316@aluno.unb.br; [2]Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília- DF, Brasil, nataliah@unb.br. [3]Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília- DF, Brasil, matheussmelo1700@gmail.com

Resumo: O presente trabalho investiga a evolução do magmatismo paleozóico no embasamento dos Andes Centrais, a partir da comparação geoquímica e isotópica (Sm-Nd e Sr) de rochas igneas e metaígneas das regiões de Tastil (~530 Ma), Serra de El Peñón (~541Ma), Complexo Diabillos (~517 Ma) e Complexo Metamórfico de Belén (~485 e 460 Ma). Os dados de Sr, εNd(t) e T_{DM} revelam assinaturas isotópicas não muito diferentes, mas que permitem distinguir dois sistemas de arco magmático: o arco Pampeano, mais antigo (~535–515 Ma), com características isotópicas mais corticais e o arco Famatiniano, mais jovem (~485–460 Ma), com características isotópicas mais juvenis e crosta menos retrabalhada. A região de El Peñón mostra assinaturas isotópicas mais corticais. Os resultados comparados indicam que estes dois arcos foram desenvolvidos em crostas diferentes, o Pampeano no bloco de Pampia (Tastil e El Peñon) e o Famatiniano tanto em ambiente de back-arc (Diablillos) como sobre o bloco de MARA e que tem, diferentes histórias evolutivas ao longo da margem sudoeste de Gondwana.

Palavras-chave: Andes Centrais, Magmatismo paleozóico; εNd;; Arco Pampeano; Arco Famatiniano.

1. INTRODUÇÃO

Os orógenos paleozóicos reconhecidos no embasamento dos Andes Centrais fazem parte do Orógeno Terra Australis (TAO), localizado ao longo da margem sul do supercontinente Gondwana (Weinberg et al., 2018 e referencias citadas nele) e conectado com a Bacia do Cabo, na África do Sul, e com os orógenos Ross-Delameriano, no leste da Austrália. O TAO resultou de uma ampla reorganização das placas tectônicas que começou por volta de 570 Ma, com a amalgamação final de Gondwana Esse processo levou à iniciação da subducção ao longo das margens passivas formadas após a fragmentação de Rodínia e a abertura dos oceanos Pacífico e Iapetus. Na margem de Gondwana Ocidental exposta no Noroeste da Argentina e norte do Chile, a subducção do oceano Iapetus levou à ocorrência de duas orogenias durante o Paleozoico Inferior, resultantes da acreção de dois blocos continentais com afinidade laurentiana. Esses dois ciclos orogênicos ocorreram em sucessão próxima, na qual a subducção inclinada para leste deu origem primeiramente ao ciclo orogênico Pampeano, seguido pelo ciclo Famatiniano. Registros destas orogenias estão amplamente preservados nas províncias geológicas de Cordilheira Oriental, Puna e Cordilheira Ocidental. Os avanços recentes em geocronologia U-Pb, geoquímica isotópica de Hf em zircão, bem como novas análises geoquímicas e isotópicas (Sr e Sm-Nd), têm ampliado substancialmente o entendimento sobre os processos petrogenéticos e a construção crustal ao longo da margem sudoeste de Gondwana ao longo destes últimos 20 anos. Esses dados têm

permitido o refinamento dos modelos tectônicos relacionados aos arcos Pampeano e Famatiniano, especialmente no que diz respeito à sua origem e evolução. Duas hipóteses principais têm sido discutidas na literatura: uma propõe que os arcos Pampeano e Famatiniano representam eventos distintos e separados no tempo e no espaço, associados a diferentes fases de subducção e colisão (Rapela et al., 2007; Ramos, 2008, Hauser et al., 2011); a outra sugere que ambos fazem parte de um mesmo sistema tectônico em evolução, marcado por uma migração progressiva do arco magmático (roll-back) ao longo do tempo, possivelmente refletindo o recuo da zona de subducção (Coira et al., 2009; Zimmermann et al., 2014, Weinberg et al., 2018). Nesse contexto, os dados isotópicos de Sm-Nd e Hf em zircão são especialmente relevantes, pois permitem discriminar fontes mantélicas juvenis de componentes crustais retrabalhados a nível regional, revelando padrões espaciais e temporais que podem sustentar uma ou outra interpretação. Este trabalho tem como objetivo comparar a geoquímica de rocha total e dados isotópicos Sr e Sm-Nd de rochas igneas e metaígneas relacionadas com estes dois ciclos orogênicos. Para isso foram escolhidas regiões “chaves da evolução do embasamento dos Andes Centrais”, no sentido que estas áreas representam uma evolução quase que continua de leste a oeste em termos temporais. O estudo terá a comparação de oeste para leste de: Complexo Metamórfico de Belén (~485 e ~460 Ma), Complexo Ígneo de Diabillos (~515 Ma), Metagranitos de El Peñón (~541 Ma) e Batólito de Tastil (~535 Ma). Uma das perguntas que ainda ficam em aberto e que sera discutida aqui é: “Os dois arcos representam realmente dois arcos ou se trata de um único arco que migrou de leste para oeste?

2. MATERIAIS E MÉTODOS

Os dados geoquímicos e isotópicos apresentados foram coletados de trabalhos anteriores (Rezende 2022, Ortiz et al., 2017, Hauser et al., 2011). Os dados geoquímicos e isotópicos Sm-Nd na região de El Peñon são inéditos. Todos os dados isotópicos foram gerados no Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília (LEGGA, UnB) segundo os procedimentos descritos por Gioia e Pimentel (2000). Os dados geoquímicos foram processados utilizando o software *ioGAS-64*.

3. RESULTADOS

Foram plotadas em diagramas de geoquímica 34 amostras (Fig. 1), e 69 foram plotadas em diagramas de Age (Ga) versus Epsilon Nd (Fig. 2).

A Orogênese Pampeana (550-520 Ma), é documentada principalmente nas Sierras Pampeanas setentrionais, na Puna e na Cordilheira Oriental. A Formação Puncoviscana s.l., composta por metaturbiditos de baixo grau metamórfico, representa o embasamento pampeano na região (Hauser et al., 2011), sendo interpretada como uma bacia sedimentar de idade cambriana, localizada em uma posição de forearc (Hauser et al., 2011). Essa unidade foi deformada durante o período de ~540 Ma e posteriormente intrudida por plutons cambrianos, como o batólito de Santa Rosa de Tastil, em contexto extensional associado à subducção. Em termos geoquímicos, o ***Batólito de Tastil*** está conformado por granitos de aproximadamente 535 Ma e facies vulcanicas mais jovens de aprox. 524 Ma. Em termos isotópicos, estas rochas tem εNd(535 Ma) aprox. de -5 e T_{DM} entre 1.49 4 1.58 Ga.

A ***Serra El Peñón***, está localizada na província geológica puna. Trata-se de granitos porfiríticos ricos em biotita, fenocristais de feldspato potássico e plagioclásio; anfibolitos com cristais de granada de aproximadamente 3 cm de diâmetro); diques de basalto. Tais características permitem traçar a história desta região em consonância com a história evolutiva do orógeno Pampeano, mais para oeste. No que tange às análises geoquímicas, destacam-se uma série de granitos e de anfibolitos, ambas de idade 540 Ma e εNd aprox. -6 a -9 para a série dos granitos e aprox. -2 a -0.1 para a série dos anfibolitos, e T_{DM} com variação entre 2.38 e 1.36 Ga, respectivamente.

Na região da Puna, os produtos magmáticos da Orogênese Famatiniana se distribuem em dois cinturões eruptivos paralelos de direção N-S: o Cinturão Magmático Oriental e o Cinturão Magmático Ocidental, o primeiro composto por por granitoides calci-alcalinos e peraluminosos, bem como metadacitos e metarriolitos, com idades entre 499 e 478 Ma e o segundo por sua vez, é caracterizado por corpos metaluminosos do tipo I, com idades entre 485 e 465 Ma. Destaca-se o ***Complexo Intrusivo Diablillos (CID)***, localizado no setor sul do Cinturão Magmático Oriental, como uma unidade representativa da atividade magmática do Ordoviciano Inferior. Constituído por dioritos, granodioritos e monzogranitos, o CID tem sido objeto de recentes estudos que propõem processos de mistura magmática entre fontes graníticas e dioríticas. Idades U-Pb disponível para o complexo indica um evento magmático por volta de 517 ±17 Ma (Ortiz et al., 2017). Devido à escassez de dados geológicos e geoquímicos na Puna Austral, o CID representa um ponto-chave para a compreensão da evolução crustal e da tectônica de arco no Cambriano-Ordoviciano. Ao observar as análises isotópicas, as amostras coletadas desta região apresentam tem εNd (517 Ma) aprox. de -0.5 a -4.7 e T_{DM} entre 1.32 e 1.58 Ga, respectivamente.

Por fim, o ***Complexo Metamórfico Belén*** é caracterizado principalmente por ortognaisses, seguidos de xistos, rochas ultramáficas e diques máficos e félsicos alojados ao longo de uma faixa de aproximadamente ~20 Km, de direção NNW-SSE. Os dados de U-Pb/Hf (LA-ICP-MS) nos zircões destes litotipos permitem delinear a história evolutiva relacionada ao magmatismo Famatiniano nesta região (Rezende 2022). O magmatismo teve um pico entre 470 e 464 Ma com a geração de quartzo monzodioritos, granodioritos e tonalitos que foram intrudidos por diques máficos sin-plutônicos. Ao observar e caracterizar os estudos geoquímicos desta região, tem-se uma série de rochas plutônicas intermediárias a ácidas, além de uma série de anfibolitos, todas com idades em torno de 460 Ma. Quanto a caracterização isotópica, tem-se a série de rochas intermediárias a ácidas com valores de εNd variando de -10 a -25, enquanto a série dos anfibolitos apresenta valores de εNd entre -5 e 2. Por fim, nota-se um amplo intervalo de T_{DM} variando entre 2.64 a 0.57 Ga.

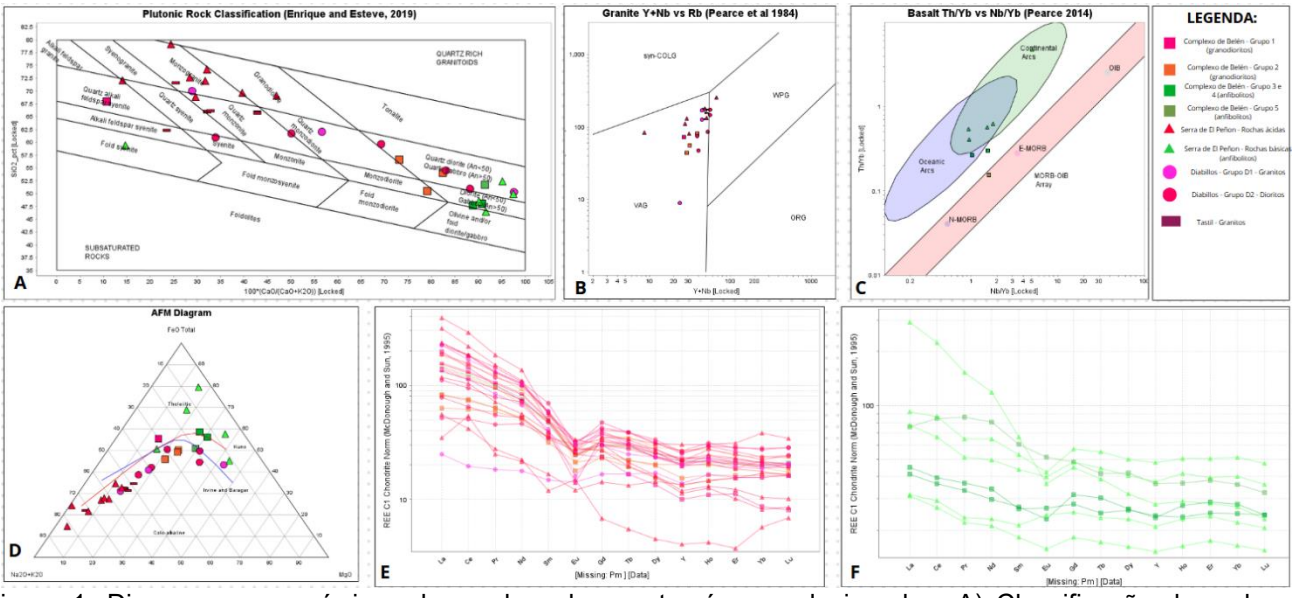


Figura 1. Diagramas geoquímicos das rochas das quatro áreas selecionadas. A) Classificação de rochas plutônicas segundo Enrique and Esteve (2019). B) Diagrama discriminador de ambiente para granitos Y+Nb vs. Rb (Pearce et al., 1984). C) Diagrama discriminador de ambientes para basaltos Th/Yb vs Nb/Yb (Pearce 2014) e D) Diagrama ternário AFM. Diagramas de REE normalizado ao C1 (McDonough and Sun, 1995) para rochas ácidas (E) e para as rochas básicas (F). Todas as rochas analisadas pertencem a serie calco-alcalina, exceto a maioria dos anfibolitos e basaltos que plotam no campo da seria toleitica.

4. DISCUSSÕES

Os dados de geoquímica de diversas amostras das quatro áreas de estudo, permitiram diferenciar entre dois grupos de rochas, aquelas intermediarias a acidas de natureza cálcio-alcalina e presentes em todas as regiões e rochas básicas e da natureza toleitica, mais comuns em El Peñon, Diablillos e Belen (Fig. 1A e 1D).

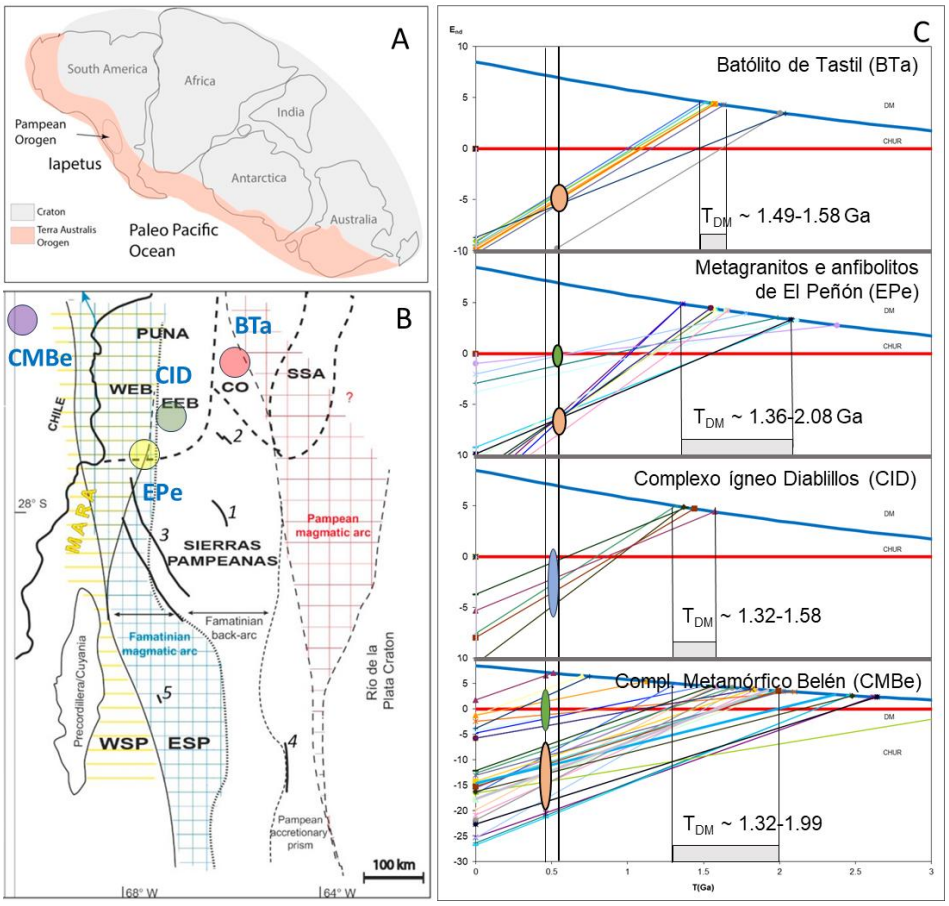


Figura 2. A) Localização do orógeno Terra Australis, destacado em rosa, em relação ao supercontinente Gondwana. B) Mapa de localização das áreas de estudos, delimitadas entre os orógenos Pampeano e Famatiniano e suas respectivas subdivisões. C) Diagramas Age (Ga) vs. εNd, para as 69 amostras analisadas, distribuídas por área de estudo.

Além disso, ao observar os diagramas discriminadores de ambientes, notou-se, predominantemente de rochas de Arco Vulcânico. Nesse sentido, não foi possível diferenciar os grupos de rochas por ambiente tectônico, uma vez que não se observou grandes diferenças entre as rochas tipicamente pertencentes ao Arco Pampeano e das rochas do Arco Famatiniano ou do *back-arc* deste. Com base nos dados geoquímicos e isotópicos (εNd(t) e TDM) comparados ao longo deste trabalho, é possível delinear um quadro evolutivo diferenciado para as quatro regiões estudadas — Tastil, El Peñón, Diabillos e Complexo Metamórfico de Belén — e, a partir disso, sustentar a hipótese de evolução de dois arcos magmáticos distintos ao longo da margem sudoeste de Gondwana durante o Paleozoico Inferior:O Batólito de Tastil e os granitos de El Peñón correspondem ao Arco Pampeano. Não obstante, tem algumas diferenças em termos isotópicos, sendo a principal delas as idades modelo, que nos granitos de El Peñón são mais velhas, indicando a intervenção de uma crosta mais antiga para oeste durante o desenvolvimento do Arco Pampeano. O Complexo Ígneo Diablillos, foi desenvolvido em uma região de *back-arc* entre os dois arcos, em termos temporais. Não obstante, se localize na mesma região que El Peñon, as características isotópicas e idades indicam que teve a participação de uma crosta mais juvenil, isso fica refletido tambem pela grande presença de rochas básicas na região. Finalmente o Complexo

Metamórfico de Belén, o qual representa o Arco Famatiniano destaca-se por valores extremamente negativos de εNd(t) (até -25) e idades modelos variando amplamente entre 2.64 e 0.57 Ga, o que indica forte influência de crosta continental antiga e input mantélico. Essa assinatura isotópica provavelmente é devida a que este Arco foi implantado sobre o Bloco de Mara, o qual tem uma grande heterogeneidade de rochas.

5. CONCLUSÕES

Portanto, os dados obtidos reforçam a hipótese de que houve a atuação de dois arcos magmáticos distintos ao longo da margem ocidental de Gondwana: um arco Pampeano, mais antigo e com características isotópicas juvenis, e um arco Famatiniano, mais jovem, crustalmente evoluído e associado à acreção de blocos continentais. Essa diferenciação é corroborada tanto pelos dados isotópicos quanto pelas assinaturas geoquímicas, fortalecendo o modelo de evolução em etapas distintas, ao invés de um único arco migrante.

Agradecimentos

Agradecemos à Universidade de Brasília, ao Programa Institucional de bolsas de Iniciação Científica e ao Centro Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pelo apoio no desenvolvimento desta pesquisa.
Financiador(es)/*Financial Support: Centro Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq).*

REFERÊNCIAS

Coira, B., Kirschbaum, A., Hongn, F., Pérez, B., Menegatti, N., 2009a. Basic magmatism in northeastern Puna, Argentina: chemical composition and tectonic setting in the Ordovician back-arc. J. S. Am. Earth Sci. 28 (4), 374–382.

ENRIQUE, P; ESTEVE, S. *A chemical approximation to the modal QAPF and normative Q' (F')-ANOR classification of the igneous rocks based on their SiO_2-CaO-K_2O content*. *Geogaceta*, v. 66, p. 91-94, 2019. Sociedade Geológica de España. ISSN 0213-683X. Disponível em: https://hdl.handle.net/2445/172864. Acesso em: 29 ago. 2025.

Hauser, N., Matteini, M., Omarini, R.H. y Pimentel, M.M., 2011, Combined U–Pb and Lu–Hf isotope data on turbidites of the Paleozoic basement of NW Argentina and petrology of associated igneous rocks: Implications for the tectonic evolution of western Gondwana between 560 and 460Ma: Gondwana Research, 19(1), 100-127.

McDonough, W.F; Sun, S. The composition of the Earth. *Chemical Geology 120 (1995) 223-253*. Editora (Elsevier). Disponível em: https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00140-4

Ortiz Y, A; Hauser, N; Becchio, R; Suzaño, N. O; Nieves, A. I. A; et al.; Zircon U-Pb ages and Hf isotopes for the Diablillos Intrusive Complex, Southern Puna, Argentina: Crustal evolution of the Lower Paleozoic Orogen, Southwestern Gondwana margin; Pergamon-Elsevier Science Ltd; Journal of South American Earth Sciences; 80; 12-2017; 316-339.

PEARCE, J. A.; HARRIS, N. B. W.; TINDLE, A. G. Trace Elements Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks. Journal of Petrology. 25 (4): 956-984. 1984.

Rapela, C. W. et al**.** Revisiting accretionary history and magma sources in the Southern Andes: Time variation of “typical Andean granites”. *7th International Symposium on Andean Geodynamics – ISAG 2008, Nice. Extended Abstracts*, p. 427–430, 2008.

Ramos, V. A. The Basement of the Central Andes: The Arequipa and Related Terranes. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, v. 36, p. 289–324, 2008. DOI: 10.1146/annurev.earth.36.031207.124304.

Rezende, J.O; Hauser, N**.,** *Embasamento pré-mesozoico dos terrenos Arequipa e Antofalla: implicações geodinâmicas e geração de arcos magmáticos na região Bolívia-Chile*. 2022. 175 f. Tese (Doutorado em Geologia) – Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 2022.

Weinberg, R. F.; Becchio, R.; Farias, P.; Suzaño, N.; Sola, A., 2018. Early Paleozoic accretionary orogenies in NW Argentina: Growth of West Gondwana. Earth-Science Reviews, v. 187, p. 219–247, 2018. DOI: 10.1016/j.earscirev.2018.10.001.

Zimmermann, U., Bahlburg, H., Mezger, K., Berndt, J., Kay, S.M., 2014. Origin and age of ultramafic rocks and gabbros in the southern Puna of Argentina: an alleged Ordovician suture revisited. Int. J. Earth Sci. 103 (4), 1023–1036.

Caracterização litogeoquímica de rochas vulcânicas do Complexo Montes Claros de Goiás (CMCG), Província Alcalina de Goiás

Oliveira, N.G.G.[1], Barbosa, E.S.R.[1], Gervasoni, F.[2], Vieira, M.M.[1], Brito, Y.L.[3]

[1]Faculdade de Ciências e Tecnologia, Universidade Federal de Goiás, Aparecida de Goiânia-GO, Brasil, naywaniigarcia@discente.ufg.br, elisa_barbosa@ufg.br, moniquemaria@discente.ufg.br ; [2]Laboratório Nacional de Luz Síncrotron, Centro Nacional de Pesquisa em Energia e Materiais (CNPEM), Campinas – SP, gervasoni.fe@gmail.com, [3]Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília -DF, yurilopes.brito@gmail.com

Resumo: A caracterização litogeoquímica de rochas vulcânicas do Complexo Montes Claros de Goiás (CMCG), situado na Província Alcalina de Goiás (PAGO), revela um magmatismo predominantemente alcalino, associados a basaltos máficos a fonolitos altamente diferenciados. Os dados geoquímicos obtidos de elementos maiores e traço indicam significativa evolução magmática, com fracionamento de fases máficas e enriquecimento progressivo em álcalis. As rochas vulcânicas do CMCG estão associadas à séries toleíticas e formadas em vulcanismo intraplaca continental, sugerindo origem em ambiente extensional com influência de fontes mantélicas enriquecidas. O estudo abrange petrografia, geoquímica de rocha total e classificação em diagramas TAS, AFM e discriminantes tectônicos. Os resultados apontam para um sistema magmático complexo, controlado estruturalmente, com múltiplos pulsos intrusivos e extrusivos durante o Cretáceo.

Palavras-chave: Rochas vulcânicas, Complexo Montes Claros de Goiás, basaltos, Província Alcalina de Goiás

1. INTRODUÇÃO

O Complexo Montes Claros de Goiás (CMCG), localizado na porção noroeste da Província Alcalina de Goiás (PAGO), representa um importante registro do magmatismo alcalino cretáceo no Brasil Central. O CMCG é uma intrusão alcalina com cerca de 50 km², de geometria semicircular com cerca de 8 km de diâmetro, que tem como encaixante rochas sedimentares da Formação Furnas. Sua constituição inclui litologias plutônicas, subvulcânicas e vulcânicas, que evidenciam múltiplos eventos magmáticos.

O CMCG apresenta zonamento composicional com núcleo composto por malignitos e sienitos e borda com rochas ultramáficas (dunitos e peridotitos serpentinizados). Estão associados a unidades vulcânicas e subvulcânicas (derrames, tufos e diques) de composição basanítica a fonolítica e diques subordinados de composição traquítica (Bez et al., 1971; Woolley, 1987; Vieira e Brito, 2024). A borda leste do CMCG é limitada por uma falha normal que favoreceu o magmatismo extrusivo e subvulcânico, com desenvolvimento de brechas e soleiras. O magmatismo explosivo, evidenciado por depósitos vulcanoclásticos e estruturas de fluxo, está associado a uma falha

orientada NE–SW, interpretada como uma estrutura pré-cambriana, relacionada à Orogênese Brasiliana. Essa estrutura teria sido reativada sob o regime tectônico extensional no Cretáceo, atuando como zona de fraqueza crustal e via preferencial para a ascensão de magmas alcalinos intraplaca da Província Alcalina de Goiás. (Vieira e Brito, 2024).

As ocorrências de derrames e diques no CMCG representam a fase vulcânica e subvulcânica do magmatismo alcalino. Os derrames ocorrem principalmente nas porções leste e sudeste do complexo, frequentemente associados a feições topográficas elevadas, e apresentam composições litológicas variando de basanitos a fonolitos, com texturas de fluxo, vesiculação e presença de xenocristais de quartzo, indicando interação com as rochas sedimentares da Formação Furnas. Já os diques, por sua vez, possuem orientações estruturais diversas (N-S, NE-SW e NNW-SSE) e ampla variedade composicional (Vieira e Brito, 2024). Neste contexto, cinco diques intrusivos foram mapeados e classificados com base em suas características petrográficas e geoquímicas. Esses corpos intrusivos revelam múltiplos pulsos magmáticos e diferentes graus de diferenciação, refletindo um sistema magmático complexo e estruturalmente controlado por zonas de fraqueza pré-existentes (Vieira e Brito, 2024). Este estudo visa caracterizar litogeoquimicamente as rochas vulcânicas do CMCG, contribuindo para a compreensão da sua petrogênese e ambiente tectônico de formação.

2. MATERIAIS E MÉTODOS

A caracterização litogeoquímica das rochas vulcânicas do CMCG foi conduzida por meio de abordagens integradas de campo, laboratório e análises geoquímicas. As atividades de campo foram executadas em três campanhas distintas ao longo do ano de 2023 com a coleta de amostras (aproximadamente 80 kg) para análises químicas e petrográficas. Para as análises geoquímicas, foram selecionadas 14 amostras de rochas vulcânicas com baixo grau de alteração. As análises de rocha total, para determinação de elementos maiores (em % peso), elementos traços (em ppm) e perda ao fogo (LOI), foram realizadas no Laboratório de Fluorescência de Raios-X do NAP GeoAnalítica-USP, utilizando espectrômetro Philips PW 2400. Os dados obtidos foram organizados e separados inicialmente em planilha Excel, sendo posteriormente tratados e interpretados no software R (versão 4.1.3), com emprego do pacote GCDkit (versão 6.2.0) para geração de diagramas e representações composicionais.

3. RESULTADOS

As rochas vulcânicas associadas ao CMCG revelam ampla variação composicional ao longo do corpo intrusivo, especialmente no conjunto de diques mapeados. As composições das amostras, plotadas no diagrama TAS (Figura 1), mostram ampla variedade composicional dentre basaltos, basaltos traquíticos e traqui-andesitos, e como produtos mais evoluídos e alcalinos, traqui-dacitos, fonolitos e foiditos.

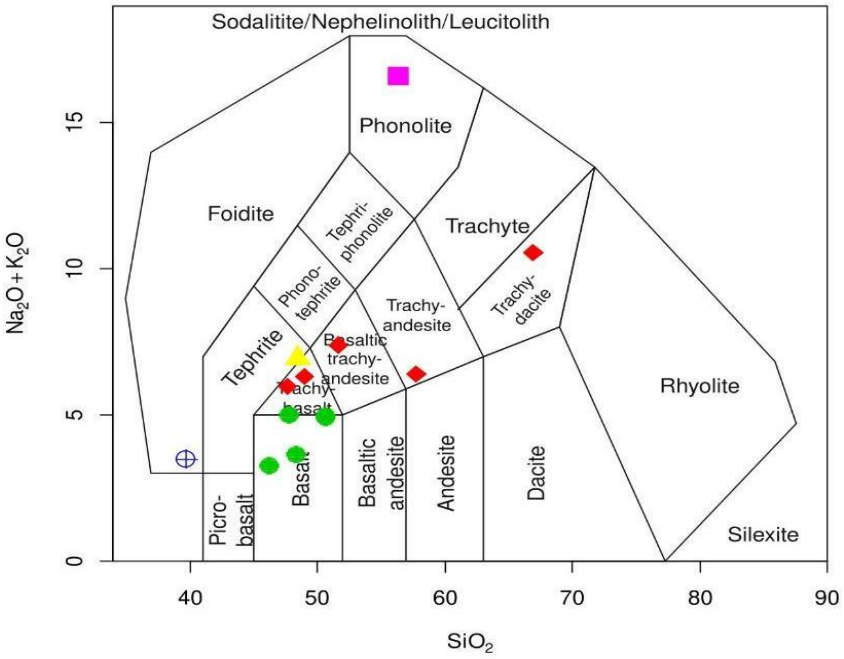


Figura 1 - Diagrama TAS (Total Alkali vs. Silica) proposto por Middlemost (1994), com a classificação química das rochas vulcânicas e subvulcânicas do Complexo Montes Claros de Goiás (CMCG).

Nos dados de elementos maiores, observa-se correlação negativa entre SiO_2 (38,51-65,88 wt.%) e os óxidos TiO_2 (0,54–3,93 wt.%), MgO (0,24–15,11 wt.%), P_2O_5 (0,05–1,51 wt.%), FeOt (2,54–15,04 wt.%) e CaO (0,16–13,9 wt.%) (Figura 2), sendo um indicativo de fracionamento mineral de fases máficas durante a evolução magmática. As amostras dos fonolitos e traqui-basaltos a traqui-dacitos representam os menores teores desses óxidos, enquanto os maiores valores estão associados às amostras basálticas. Paralelamente, K_2O (1,31–8,65 wt.%) e Al_2O3 (9,64–24,99 wt.%) (Figura 2) apresentam tendência positiva com o aumento de sílica, refletindo enriquecimento progressivo em álcalis nas rochas mais evoluídas e consequentemente mais félsicas (fonolitos e traqui-dacito). A razão K_2O/Na_2O evidencia o caráter aluminoso de fonolitos e traqui-dacitos, enquanto os valores de Mg# maiores em basaltos reforçam a evolução magmática desde composições primitivas até diferenciadas (Figura 2).

O Diagrama AFM (Irvine & Baragar, 1971) (Figura 3-a) evidencia que a maior parte das amostras de tefritos, traqui-basaltos, traqui-dacitos e fonolitos se alinham à série cálcio-alcalina. Algumas amostras, especialmente as menos diferenciadas, como os basaltos e foiditos, caem na região da série toletítica, caracterizados por valores maiores de FeOt. No diagrama de discriminação tectônica (Ti vs. Zr, Pearce & Cann, 1973) (Figura 3-b) a maioria das amostras plotam no campo "*Within-Plate Basalts*", coerente com um ambiente de intraplaca continental (rifte).

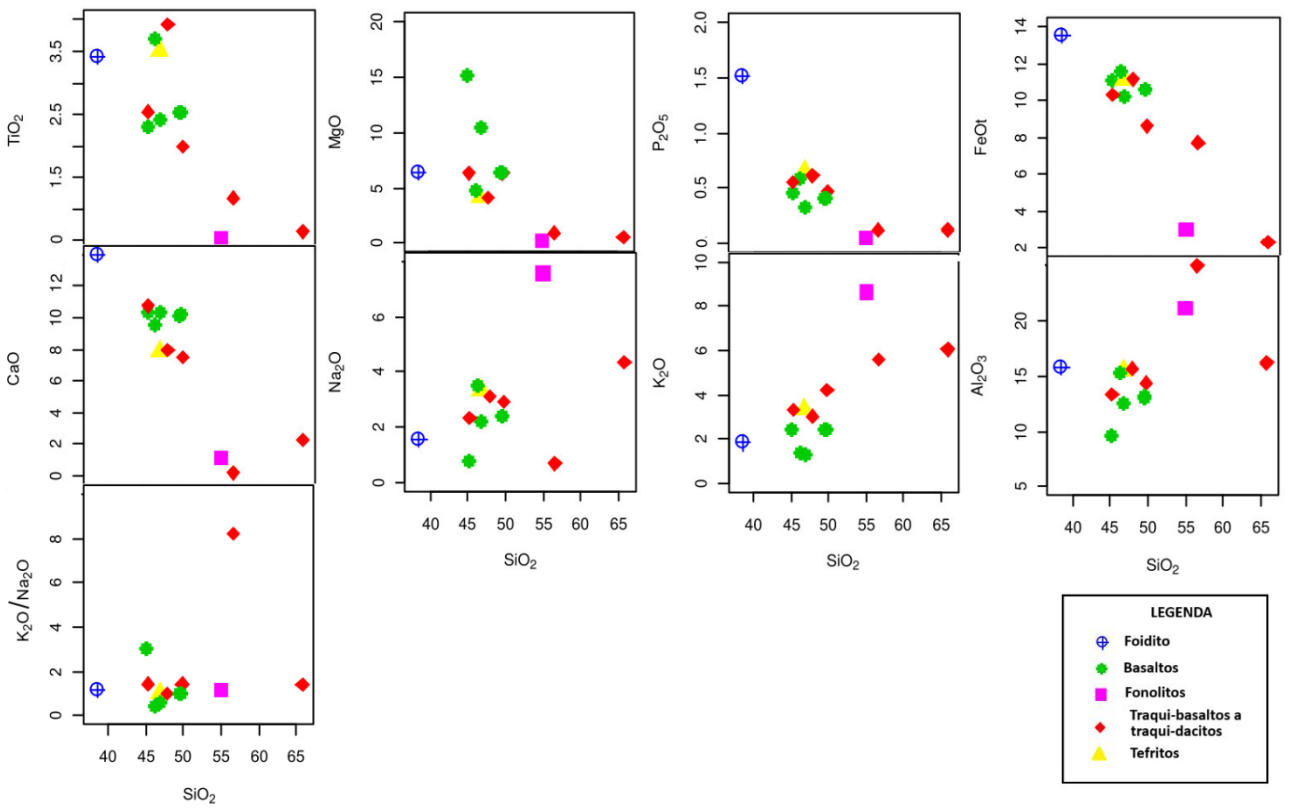


Figura 2 - Diagramas bivariantes entre SiO_2 e óxidos principais (TiO_2, Al_2O_3, MgO, CaO, Na_2O, K_2O, P_2O_5 e FeOt) para as rochas vulcânicas do Complexo Montes Claros de Goiás (CMCG).

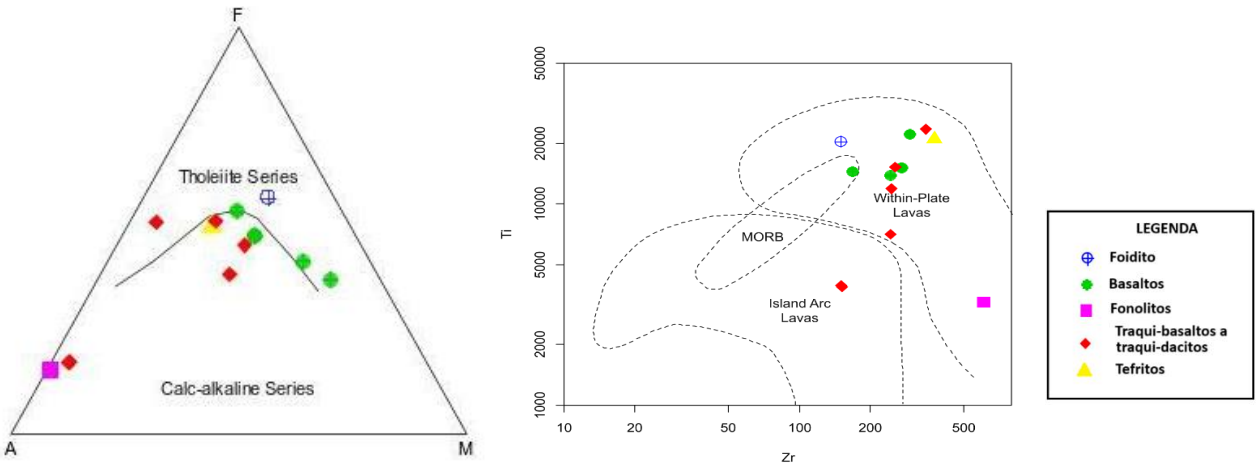


Figura 3 - Diagrama ternário AFM (A = Na_2O + K_2O; F = FeO total; M = MgO) conforme Irvine e Baragar (1971), utilizado para discriminar séries magmáticas e diagrama de discriminação tectônica baseado nas razões Zr vs. Ti (Pearce & Cann, 1973), aplicado para caracterizar o ambiente de gênese das rochas vulcânicas.

4. DISCUSSÕES

As rochas vulcânicas e subvulcânicas do CMCG exibem ampla diversidade composicional. com variação entre basaltos, traqui-basaltos, basaltos traqui-andesíticos, traquitos, fonolitos e foiditos. As correlações geoquímicas entre o SiO_2 e os óxidos principais demonstram fracionamento de fases máficas, com redução desses elementos nas rochas mais evoluídas. O

comportamento geoquímico das rochas reforça a coexistência de magmas primitivos (alto MgO) e magmas diferenciados (maior teor de álcalis e sílica), evidenciando um sistema de evolução magmática complexa. Em contrapartida, o aumento de Al_2O_3, Na_2O e K_2O reflete a progressiva diferenciação e enriquecimento em elementos incompatíveis. A razão K_2O/Na_2O aponta o caráter aluminoso em fonolitos e traquitos, revelando complexidade petrogenética relacionada a fontes mantélicas enriquecidas e assimilação crustal.

A disposição das amostras nos diagramas AFM e Ti vs. Zr indica que o magmatismo do Complexo Montes Claros de Goiás ocorreu em um ambiente intraplaca continental, típico de rifte. Essa interpretação é corroborada pela assinatura geoquímica das rochas, que evidencia a afinidade alcalina e origem a partir de fontes mantélicas enriquecidas. A presença concomitante de magmas com diferentes graus de evolução — desde composições máficas primitivas até produtos félsicos diferenciados — reflete um sistema magmático complexo, associado a um regime tectônico extensional, característico da Província Alcalina de Goiás durante o Cretáceo.

5. CONCLUSÕES

As rochas vulcânicas do Complexo Montes Claros de Goiás revelam ampla variação composicional, estruturalmente controlado, com rochas vulcânicas máficas a félsicas. A evolução geoquímica sugere fracionamento magmático e enriquecimento progressivo em álcalis. A associação com ambiente intraplaca reforça a ligação com o magmatismo alcalino cretáceo da Província Alcalina de Goiás.

FINANCIADORES

Projeto CNPq CT/Mineral 28/2022 (processo 409264/2022-9), Projeto Temático FAPESP (processo 2019/22084-8) e Projeto Universal CNPQ (processo 404020/2021-6).

REFERÊNCIAS

BEZ, L (1970) Petrografia do Maciço alcalino de Montes Claros de Goiás - GO. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 24. Soc. Bras. Geol.,B. Esp. n° 1, p. 361, Brasília, DF.

IRVINE, T. N.; BARAGAR, W. R (1971). A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Canadian Journal of Earth Sciences, v. 8, n. 5, p. 523-548.

MIDDLEMOST, E.A.K. (1994) Naming Materials in the Magma/Igneous Rock System. Earth-Science Reviews, 37, 215-244.

PEARCE, A.; CANN, R.J. (1973) Tectonic Setting of Basic Volcanic Rocks Determined Using Trace Element Analyses. Earth and Planetary Science Letters, 19, 290-300.

VIEIRA, M.M.; BRITO, Y.L. (2024). Trabalho de Conclusão de Curso (TCC) Mapeamento Geológico em Escala 1:30000 do Complexo Montes Claros de Goiás, Província Alcalina de Goiás. UNIVERSIDADE FEDERAL DE GOIÁS, FACULDADE DE CIÊNCIAS E TECNOLOGIA, Aparecida de Goiânia - GO

WOOLLEY, A. R. Alkaline Rocks and Carbonatites of the World. London: British Museum (Natural History), 1987.

Análise microtectônica das zonas de cisalhamento relacionados ao Lineamento Transbrasiliano-Kandi, nas regiões de Bom Jardim – GO e Araguaiana – MT

Silva, P.E.S.[1], Souza, G.A.[2], Ruiz, A.S.[2]

[1]Faculdade de Geociências, Universidade Federal de Mato Grosso (UFMT), Cuiabá-MT, Brasil

Resumo: Com o aprofundamento sobre as pesquisas relacionadas ao Lineamento Transbrasiliano-Kandi, observa-se uma abrangência relacionada a aspectos estruturais, de análise aerogeofísica e de modelados de terreno, desviando-se de uma geologia regional aprofundada, sobre a petrologia das rochas pertencentes a este entorno. Logo, este trabalho tem como principal objetivo realizar uma análise estrutural das zonas de cisalhamento, relacionados ao Lineamento Transbrasiliano-Kandi, nas regiões de Bom Jardim – GO, até Araguaiana - MT, com uma abordagem microestrutural, delimitando a cinemática e relação deformacional com o Lineamento.

Palavras-chave: Lineamento Transbrasiliano-Kandi, Microtectônica, Gondwana Ocidental.

1. INTRODUÇÃO

As rochas expostas nas regiões de Bom Jardim – GO, até Araguaiana – MT, objeto deste estudo, fazem parte da Província Tocantins, e retratam a interação tectônica da Faixa Paraguai, Arco Magmático de Goiás e o LTB-K (Lineamento Transbrasiliano-Kandi). Apesar de pouco estudadas as zonas de cisalhamento dúcteis associadas regionalmente ao sistema direcional/transcorrente LTB-K, são caracterizadas pela formação de protomilonitos, milonitos e ultramilonitos (Sousa, E., Tocantins, R., 2015).

Na área selecionada como objeto de estudo deste trabalho, as investigações realizadas são de abordagem regional em ampla escala, utilizando-se de aerogeofísica, para uma análise cinemática e compartimentação tectônica (Silva, 2017), (Silva, 2020). Há uma carência de estudos detalhados sobre os aspectos petrográficos e microestruturais destas zonas de cisalhamento, desta forma esta contribuição tem o propósito de preencher esta lacuna do conhecimento. O objetivo deste trabalho é apresentar a caracterização microtectônica das zonas de cisalhamento dúcteis associadas a evolução tectônica de Bom Jardim – GO e Araguaiana – MT, com o propósito de compreender a cinemática regional das zonas de cisalhamento, bem como os mecanismos deformacionais atuantes na formação destas rochas.

2. CONTEXTO GEOLÓGICO

O Lineamento Transbrasiliano-Kandi trata-se de uma extensa feição linear alongada, com orientação NE-SW, de idade neoproterozóica, que cruza desde a Plataforma Sul-americana até a

África Oriental. (Trompette, 1994). Segundo Schobbenhaus et al., 1975, o Lineamento Transbrasiliano-Kandi (LTB-K), é o resultado dos processos tectônicos de aglutinação do Gondwana Ocidental no Neoproterozóico, onde uniu terrenos de elementos crustais distintos; como faixas orogênicas, arcos magmáticos e fragmentos cratônicos.

No território brasileiro, o Lineamento Transbrasiliano-Kandi é responsável por dividi-lo em dois domínios geológicos: o Amazônico e o Brasiliano (Brito Neves, Fuck, 2013). A compartimentação Amazônica, compreende a Província Tocantins e a Província Borborema, situada a oeste do Lineamento Transbrasiliano-Kandi (LTB-K). A Província Tocantins é considerada uma entidade litotectônica com características intrínsecas e distintas, guardada em seus episódios de granitogênese, e sequências metassedimentares.

3. MATERIAIS E MÉTODOS

No decorrer deste trabalho, foi realizada uma revisão bibliográfica sobre o contexto regional, com descrição petrográfica de amostras contidas no acervo geológico já existente. As lâminas do material descrito foram feitas no Laboratório de laminação da UFMT, e a sua descrição foi realizada no Laboratório de Pesquisa da UFMT, com microscópio de luz transmitida, em lentes de 4x e 10x, utilizando como critério descritivo das rochas de cisalhamento o livro *Microtectonit* de autoria de Passchier e Trouw.

4. RESULTADOS

4.1. Petrografia

Foram identificados três tipos de rochas de zona de cisalhamento, o Clorita Biotita Protomilonito, o Biotita milonito e o Biotita Muscovita Ultramilonito. Possuem uma composição sienogranítica/monzogranítica, caracterizada pela presença de fenocristais de quartzo e k-feldspato. A matriz dessas rochas é formada por micas, quartzo e pela presença de material máfico.

Clorita Biotita Protomilonito

A variedade Clorita Biotita Protomilonito apresenta textura nematoblástica, inequigranular e porfirítica, com Fenocristais representados por Porfiroclastos de quartzo e k-feldspato, de variedade ortoclásio. A matriz dessas rochas é formada por quartzo, por uma variedade de mica e pela presença de matérias máficos, que bordejam os cristais maiores (Figura 1A), caracterizando uma percolação de fluidos, dada durante os primeiros estágios de compressão em condições de maiores temperaturas. Os contatos contidos em todos os minerais são de geometria irregular, dado o grau de impacto abrupto de sua formação.

Por mecanismo de deformação, observa-se o truncamento por fluídos máficos, marcado por estes e pelos cristais de micas que bordejam os Cristais maiores de fenocristais. Ocorrem também os processos de recristalização por obliquidade dos grãos de quartzo nas bordas dos Cristais (Figura 1C) podendo indicar uma possível percolação de fluidos ou atrito com grãos maiores de

Cristais de quartzo com sigmóides em matriz do mesmo material, o que caracteriza a compressão por atrito abrupto dos grãos de quartzo.

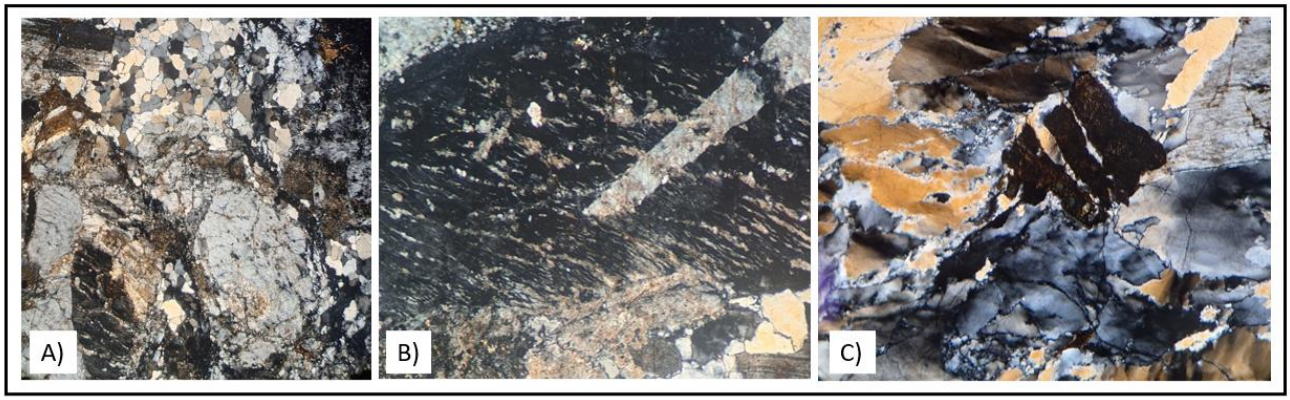


Figura 1: Clorita Biotita Protomilonito. A) Fotomicrografia apresentando percolação de material máfico bordejando fenocristais. B) Fotomicrografia com linha de quartzo, semelhante a fratura, cortando fenocristal; C) Fotomicrografia apresentando deformação intracristalina de grãos de quartzo.

Biotita Milonito

A variedade Biotita Milonito, se difere das outras duas variedades pela sua grande concentração de material máfico no entorno de seus grãos maiores (Figura 2A), que possibilita uma possível direção de fluxo, indicando o sentido do esforço e alívio no qual a rocha recebeu. Os contatos contidos em todos os minerais são de geometria irregular, dado o grau de impacto abrupto de sua formação.

Por mecanismo de deformação o que difere a variedade biotita milonito, é sua grande porcentagem de subdivisão de grãos de quartzo, dado pelo processo de compressão comum nessas rochas (Figura 2B). Além disso, ocorre uma grande concentração de material máfico no entorno dos fenocristais (Figura 2C) e o processo de recristalização dos cristais de quartzo que é mais acentuada.

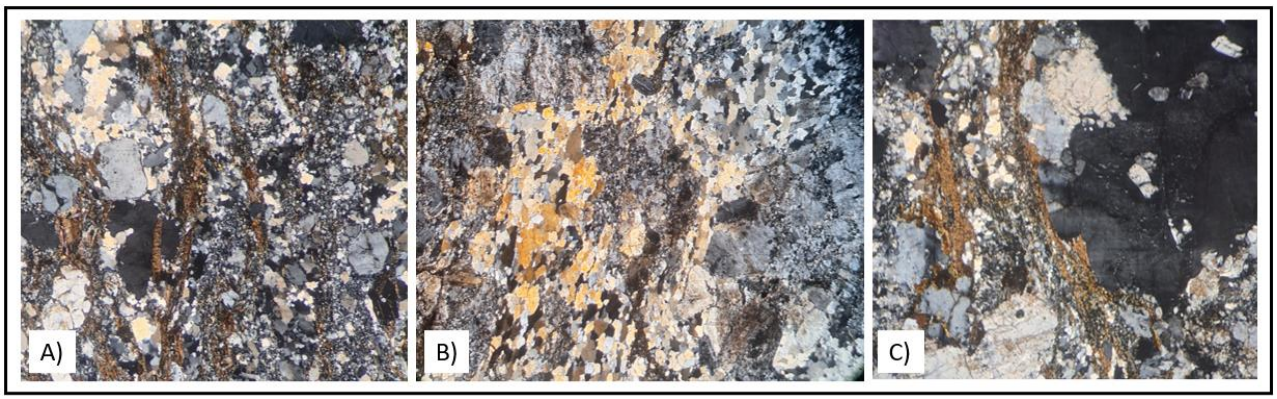


Figura 2: Biotita Milonito. A). Fotomicrografia com grande concentração de máficos; mostrando direção de fluxo; B) Fotomicrografia com recristalização de grão maior de quartzo; C) Fotomicrografia com percolação de material máfico bordejando fenocristais.

Biotita Muscovita Ultramilonito

A variedade Biotita Muscovita Ultramilonito apresenta textura nematoblástica, inequigranular e porfirítica, com Fenocristais representados por Porfiroclastos da mesma composição das outras

variedades, o que os difere é uma concentração de porfiroblastos de mica (Figura 3A), que determina uma foliação do tipo clivagem ardosiana. A matriz dessas rochas é formada por uma intercalação de concentração de materiais, com uma camada concentrada por quartzo e ortoclásio, e outra com uma variedade de mica (Figura 3B), que bordejam os cristais maiores, caracterizando uma percolação de fluidos, dada durante os primeiros estágios de compressão em condições de maiores temperaturas.

Por mecanismos de deformação, há percolação de fluidos migrador responsável pela formação da foliação de clivagem ardosiana. A recristalização e compactação dos grãos de quartzo e plagioclásio contidos em uma espécie de segregação em camadas (Figura 3C).

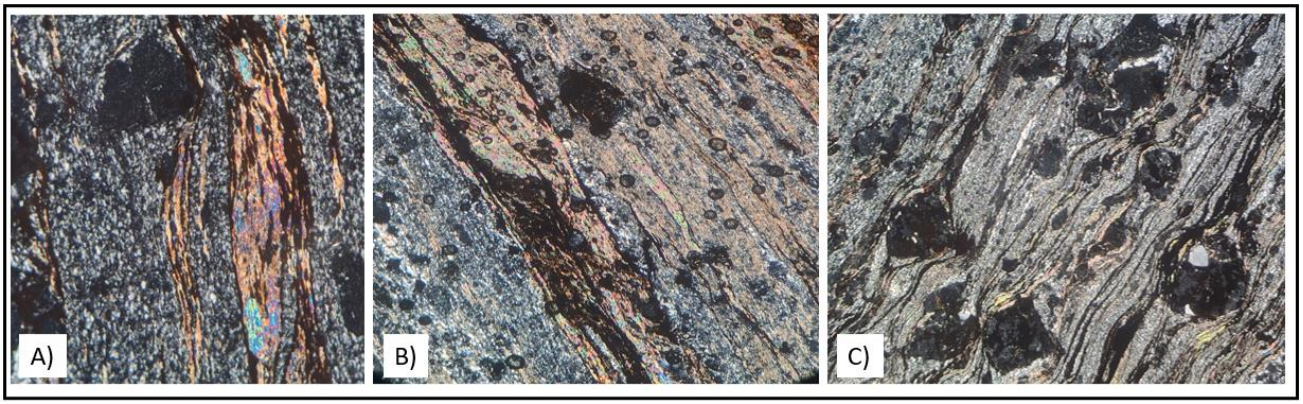


Figura 3: Biotita Muscovita Ultramilonito. A) Fotomicrografia apresentando Porfiroblasto de mica em camada anastomosada. B) Fotomicrografia apresentando intercalação de camadas máficas e félsicas; C) Fotomicrografia apresentando segregação de quartzo em lentes.

5. DISCUSSÕES

A análise do comportamento tectônico que se desenvolve na interação da megaestrutura do Lineamento Transbrasiliano-Kandi, sempre foi objeto de estudo (Schobbenhaus et al., 1975), (Trompette, 1994), (Brito Neves, Fuck, 2013). Na área de estudo selecionada, esta análise vem sendo desenvolvida de diversos métodos, seja na análise por modelos aerogeofísico, ou por análise do comportamento microtectônico ocorrente na região (Sousa, R., Tocantins, R., 2015), (Silva, 2017), (Silva, 2020).

Os mecanismos deformacionais encontrados nas variedades de rochas contidas neste trabalho, são correspondentes por (Sousa, E., Tocantins, R., 2015). Segundo o autor, os mecanismos de deformação intracristalina, dada nos grãos de quartzo, e a recristalização, observado pela subdivisão dos grãos de quartzo na migração por limites de grãos do mesmo, são característicos do comportamento das rochas miloníticas. O autor também destaca que o padrão de estiramento predominante na região é de lineações sub-horizontais ou rasas lineações oblíquas com baixo mergulho, que indicam uma movimentação transcorrente, que salienta a relação com a estrutura de caráter global, o Lineamento Transbrasiliano-Kandi.

6. CONCLUSÕES

Com os dados obtidos nessa fase inicial, foi possível identificar a variedade muscovita protomilonito, o biotita milonito e o biotita Ultramilonito, que demonstram que as rochas geradas em zonas de cisalhamento do Lineamento Transbrasiliano-Kandi, são de níveis crustais profundos, com comportamento deformacional característico desses níveis crustais. São necessários mais estudos, que serão feitos com o intuito de confirmar a cinemática destas zonas de cisalhamento.

Agradecimentos

REFERÊNCIAS

Attoh, K.; Brown, L. D. (2008). The neoproterozoic Trans-Saharan/Trans-Brasiliano shear zones: suggested tibetan analogs. Eos Transactions AGU, 89(23) (Joint Assembly Supplement).

Brito Neves, B. B., Fuck, R. A. (2013). Neoproterozoic evolution of the basement of the South America Platform. Journal of South America Earth Sciences.

Caby R. (1989). Precambrian terranes of Benin, Nigeria and Northeast Brazil and the late Proterozoic South Atlantic fit. Geological Society of America Special Paper.

Schobbenhaus, C.; Ribeiro, C.L.; Oliva, L.A., Takanohashi, J.T.; Lindenmayer, A.G.; Vasconcelos, J.C.; Orlandi, V. (1975). Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Folha Goiás (SD-22). Brasília, DNPM.

Silva, I. (2020). Caracterização Geológica e aerogeofísica do Lineamento Transbrasiliano- Kandi no limite entre a Faixa Paraguai e Araguaia – Mato Grosso. Universidade Federal de Mato Grosso. Faculdade de Geociências.

Silva, S. (2017). Geologia das regiões de Bom Jardim de Goiás – GO. Universidade Federal de Mato Grosso. Faculdade de Geociências.

Sousa, E.; Tocantins, R. (2015). Análise litoestrutural do lineamento transbrasiliano na Região entre barra do garças-mt e araguaiana-mt. Universidade federal de mato grosso. Faculdade de geociências.

Trompette R. (1994). Geology of Western Gondwana (2000-500 Ma). Pan-African-Brasiliano aggregation of South America and Africa. A.A. Balkema, Rotterdam.

Proveniência das sequências metassedimentares do Greenstone Belt Serra de Santa Rita e implicações tectônicas para o Maciço de Goiás

Soares, T.M.[1], Toledo, C.L.B.[1], Silva, A.M.[1], Lana, C.C.[2], Borges, C.C.A.[1], Zacchi, E.N.P.[1]

[1]Universidade de Brasília – UnB, Instituto de Geociências, Brasília – DF, Brasil, igd@unb.br;
[2]Universidade Federal de Ouro Preto – UFOP, Departamento de Geologia, Ouro Preto – MG, Brasil, geologia.degeo@ufop.edu.br

Resumo: O Domínio Crixás-Goiás, pertencente ao Maciço de Goiás na porção centro-oeste da Faixa de Dobramentos Brasília, é caracterizado por uma associação de terrenos TTG e *greenstone belts*. A sul desse domínio, encontra-se o *Greenstone Belt* Serra de Santa Rita, que consiste em rochas metavulcânicas ultramáficas e máficas mesoarqueanas recobertas por unidades metassedimentares mais jovens, que são o foco principal deste trabalho. Este estudo emprega dados geoquímicos isotópicos de U-Pb, Sm-Nd e Lu-Hf coletados das rochas metassedimentares do *Greenstone Belt* Serra de Santa Rita. O objetivo é identificar as fontes sedimentares que contribuíram para as bacias e determinar o ambiente tectônico de deposição dessas sequências, além de estabelecer sua idade máxima de deposição. Adicionalmente, é proposto um modelo evolutivo para essas bacias dentro do panorama geológico regional do Maciço de Goiás.

Palavras-chave: *Greenstone Belt* Serra de Santa Rita; Proveniência Sedimentar; U-Pb e Lu-Hf em zircão detritico; Sm-Nd em rocha total.

1. INTRODUÇÃO

O Domínio Crixás-Goiás, está inserido na Província Tocantins, um orógeno neoproterozoico associado à orogenia Brasiliana-Pan-Africana (Almeida, 1977). Este domínio é caracterizado pela presença de complexos tonalito-trondhjemito-granodiorito (TTG) e sequências tipo greenstone belt.

O *Greenstone Belt* Serra de Santa Rita (GBSSR), situa-se na porção sul do Domínio Crixás-Goiás. Sua unidade inferior é composta por rochas metavulcânicas mesoarqueanas, incluindo metakomatiito e metabasalto, conhecidas respectivamente como Formações Manoel Leocádio e Digo-Digo. A unidade metassedimentar superior, por sua vez, abrange a Formação Fazenda Cruzeiro, constituída por meta-arcóseo e metagrauvacas, e um membro superior, a Formação Fazenda Limeira, composta por rochas metapelíticas.

Adicionalmente, uma sequência superior de rochas rudáceas da Formação Serra do Cantagalo jaz discordantemente sobre as unidades da Formação Fazenda Cruzeiro. Essa sequência tem sido interpretada como uma unidade alóctone do Paleoproterozoico (Resende et al., 1998) ou Neoproterozoico (Baeta et al., 1998), embora não haja dados isotópicos que corroborem essas hipóteses até o presente trabalho.

2. MATERIAIS E MÉTODOS

A amostragem foi realizada, seguindo seções geológicas em escala 1:20.000 e orientação sudoeste-nordeste (SW-NE), perpendicular à tendência estrutural geral do *greenstone belt*. As seções transversais tiveram como objetivo interceptar as principais estruturas regionais e unidades estratigráficas ao longo do GBSSR, com espaçamento estratégico para assegurar uma cobertura abrangente de todo o terreno. 30 amostras foram selecionadas para análise petrográfica, 11 para análise Sm-Nd e 8 para análises U-Pb e Lu-Hf.

Os dados isotópicos U-Pb e Lu-Hf foram coletados no Laboratório de Geoquímica Isotópica da Universidade Federal de Ouro Preto (UFOP). A análise U-Pb foi realizada em um equipamento Neptune Plus Thermo Finnigan acoplado a um sistema de laser Photon Machines de 193 nm. A aquisição de dados ocorreu no modo peak jumping, incluindo uma medição de background de 20 segundos, ablação de zircão de 20 segundos e um tamanho de spot de 30 µm. A redução e processamento dos dados foram feitos usando o software Saturn.

As análises isotópicas de Sm-Nd foram executadas no Laboratório de Estudos Geodinâmicos, Geocronológicos e Ambientais da Universidade de Brasília. Os elementos terras raras foram separados em uma coluna primária com resina de troca catiônica AG 50 W-X8, enquanto Sm e Nd foram isolados por cromatografia de troca catiônica convencional, utilizando colunas de Teflon preenchidas com resina LN-Spec (HDEHP - ácido di-2-etilhexil fosfórico suportado em pó de Teflon).

3. RESULTADOS

Oito amostras foram selecionadas para análise U-Pb em zircão detrítico, abrangendo as três unidades metassedimentares. As populações de zircão detríticos analisadas em todas as amostras foram heterogêneas, exibindo grãos euedrais prismáticos, formas arredondadas e sub-arredondadas com zoneamento de crescimento interno, além de diferentes cores e tamanhos. As populações de grãos podem ser divididas em dois grupos: um mais antigo, com idades no Arqueano (3.6–2.5 Ga), e um mais jovem, concentrado no Riaciano (2.3–2.05 Ga). Uma amostra da Formação Serra do Cantagalo, 21TG6A, apresenta as idades mais jovens, orosirianas (2.05–1.8Ga).

Todos os dados de zircão apresentados tiveram pelo menos 90% de concordância. A idade máxima de deposição foi calculada usando a média ponderada da população de zircões mais jovens da amostra de rocha mais jovem em cada unidade metassedimentar. A primeira sequência, delimitada pela amostra 21TG16A, teve uma idade máxima de deposição de 2.14 Ga e zircão mais jovem em 2.1 Ga. A segunda sequência, delimitada pela amostra 21TG6A, com grãos mais jovens que 2.1 Ga, teve uma idade máxima de deposição calculada em 2.02 Ga, com o zircão mais jovem em 1.9 Ga.

As análises de Lu-Hf foram realizadas no mesmo grupo de zircões utilizados na geocronologia U-Pb, em geral, a evolução isotópica de εHf correlacionada com as idades U-Pb apresenta valores ligeiramente maiores ou menores que o CHUR. Dois grupos podem ser definidos, um de idade arqueana e outro de idade riaciana, para amostras de todas as formações. As fontes arqueanas mostraram uma tendência de dispersão diagonal, enquanto as fontes riacianas mostraram uma tendência de dispersão vertical.

As análises de Sm-Nd foram realizadas em rocha total e abrangeram 11 amostras distribuídas nas três unidades metassedimentares. A evolução isotópica integrada no tempo do εNd exibe valores negativos para a maioria das amostras. Os valores foram calculados com base nas idades das bacias propostas pela análise de zircão detrítico: bacias um (2143 Ma) e dois (2021 Ma). Os comportamentos das curvas das formações Fazenda Cruzeiro e Serra do Cantagalo são extremamente similares, enquanto para a Formação Fazenda Limeira, observa-

se um coeficiente angular mais alto, sendo esta a única formação que apresenta valores positivos.

4. DISCUSSÕES

A área de estudo apresenta uma estrutura geológica complexa, marcada por falhas de empurrão, falhas transcorrentes e dobras. Essa complexidade dificulta a aplicação de conceitos clássicos de estratigrafia de sequências.

As rochas metassedimentares das três formações analisadas exibem distinções claras nos espectros de idade U-Pb em zircão. A Formação Serra do Cantagalo é a unidade mais jovem, o que sugere uma relação cronológica posterior e sua sobreposição ao GBSSR. A Formação Fazenda Limeira caracteriza-se por uma sequência marinha com uma fonte principal de rochas Riacianas. Já a Formação Fazenda Cruzeiro apresenta feições mineralógicas e texturais que indicam transporte de sedimentos de uma área-fonte próxima, evidenciado pelo grau de preservação e formas angulares dos grãos de plagioclásio e microclínio.

A Formação Fazenda Cruzeiro contêm populações de zircão restritas a fontes arqueanas, as evidências petrológicas de fraco transporte sedimentar e a correspondência direta com as idades dos complexos TTG, Uvá (Jost et al., 2013) e Caiçara (Beghelli Junior et al., 2012), sugere que as fontes primárias para esta formação são provavelmente esses dois complexos TTG.

Formação Fazenda Limeira apresentaram três populações de zircão, a primeira população, de fontes arqueanas, é atribuída a características geológicas locais e pode ser correlacionada aos terrenos TTG. A segunda população, um pequeno pico Sideriano, é derivada do enxame de diques máficos descrito por Corrêa da Costa et al. (2003, 2004) e Tomazzoli et al. (1994, 2001). A última população corresponde a uma fonte Riaciana. Devido à ausência de uma crosta Riaciana dentro do Domínio Crixás-Goiás, as fontes potenciais podem estar ligadas a outros domínios do Maciço de Goiás, como Almas-Conceição do Tocantins (Fuck et al., 2014), Cavalcante-Arraias (Botelho et al., 2006; Cuadros et al., 2017a, 2017b) e Campinorte (Cordeiro et al., 2014; Giustina et al., 2009), que compreendem rochas granítico-gnáissicas com idades variando de 2.2 a 2.1 Ga.

A Formação Serra do Cantagalo teve picos principais e populações de zircão com idades Arqueanas, Siderianas, Riacianas e Orosirianas. Considerando o contexto geológico e o entorno da bacia, a principal fonte dos sedimentos Arqueanos e Siderianos são provavelmente os TTGs ou o GBSSR, as fontes Riacianas podem ter como principal fonte o GBSSR ou os domínios de idade Riaciana do maciço de Goiás, as fontes Orosirianas podem ser relacionadas as rochas metavulcânicas da Sequência Mossâmedes, com uma idade isocrônica Rb/Sr de 1933Ma (Pimentel et al., 1996). Outras bacias neste contexto geológico (Maciço de Goiás) possuem distribuição de população de zircão similar, mais precisamente, as rochas sedimentares mais jovens dos grupos Araí e Serra da Mesa, que cobrem os domínios Campinorte e Cavalcante-Arraias.

5. CONCLUSÕES

Os dados e interpretações deste estudo, em conjunto com as informações da literatura sobre o Greenstone Belt Serra de Santa Rita (GBSSR), levam às seguintes conclusões:

1 - Identificação de Bacias Sedimentares Distintas: é possível se identificar pelo menos duas bacias sedimentares distintas: a Bacia Serra de Santa Rita, com idade máxima de deposição de 2.143 Ma (zircão mais jovem de 2.100 Ma), e a Bacia Serra do Cantagalo, com idade máxima de deposição de 2.021 Ma (zircão mais jovem de 1.900 Ma).

2 - Origem das Fontes Sedimentares: A Formação Fazenda Cruzeiro provavelmente recebeu sedimentos dos blocos TTG Caiçara e Uvá. A Formação Fazenda Limeira teve suas fontes em complexos TTG Arqueanos e em rochas Riacianas dos domínios do Maciço de Goiás (Almas-Conceição do Tocantins, Cavalcante-Arraias e Campinorte). Para a Formação Serra do Cantagalo, os sedimentos são predominantemente derivados dos complexos TTG Caiçara e Uvá (Arqueanos), dos domínios do Maciço de Goiás e GBSSR (Riaciano). Fontes orosirianas podem estar relacionadas a rochas vulcânicas da sequência metassedimentar de Mossâmedes ou a eventos de rifte, como os encontrados nos grupos Serra da Mesa (Domínio Campinorte) e Araí (Domínio Cavalcante-Arraias).

3 - Idade Crustal das Fontes: Os dados isotópicos de Sm-Nd e Lu-Hf permitiram determinar a "senilidade" crustal das fontes sedimentares. A principal fonte da Formação Fazenda Cruzeiro deriva de crosta mais antiga. A Formação Fazenda Limeira apresenta fontes mistas, tanto de crosta arqueana mais antiga quanto de crosta riaciana mais jovem. A Formação Serra do Cantagalo é, em sua maior parte, derivada de crosta mais antiga.

4 - Reorganização Estratigráfica: A alta erosão observada no GBSSR, combinada com os dados estruturais de campo, sugere uma reorganização da coluna estratigráfica, reposicionando a Formação Fazenda Cruzeiro para a base da sequência metassedimentar.

5 - Evento Termo-Tectônico Riaciano: Um evento termo-tectônico, com idade entre 2.2 e 2.1 Ga, envolvendo intrusões máfica e félsicas assim como metamorfismo de mesma idade, ocorreu na divisa dos domínios Crixás-Goiás, Campinorte e Cavalcante-Arraias. Este evento provavelmente esteve ligado a um processo colisional que resultou na amalgamação do Domínio Crixás-Goiás na margem oeste do Cráton do São Francisco durante o Paleoproterozoico.

6 - Contribuição do Estudo: Nosso estudo apresentou dados robustos que possibilitaram a reavaliação e a proposição de uma nova empilhamento estratigráfico, bem como a reconstrução da evolução crustal dos domínios tectônicos envolvidos, ressaltando a importância da orogenia Riaciana ao longo da margem ocidental do Paleocráton São Francisco-Congo.

Agradecimentos

Este estudo contou com o apoio financeiro da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES), Brasil, e do Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), por meio do Código de Financiamento 001. Estendo meus agradecimentos à FAP-DF (processo: 00193-00000275/2023-91) pelo financiamento das atividades de campo e das análises isotópicas empregadas neste trabalho.

REFERÊNCIAS

Almeida, F.F.M. de, 1977. O Cráton do São Francisco. Revista Brasileira de Geociências, São Paulo, v. 7, n. 4, p. 349-367.

Baêta Jr., J.D., Souza, J.O., Moreton, L.C., 1998. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB. Folha SD.22-Z-C-II – Morro Agudo de Goiás; Folha SD.22-Z-C-V, Goiás; Folha SE.22-X-A-II - Sanclerlândia. Escala 1:100.000. CPRM, Goiânia, Relatório Interno.

Beghelli Junior, L.P., 2012. Charnockitos e ortognaisses da porção centro-oeste do Bloco Arqueano de Goiás: Dados geoquímicos e istoópicos. ´ Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Dissertação de Mestrado.

Botelho, N.F., Fuck, R.A., Dantas, E.L., Laux, J.L., Junges, S.L., 2006. The Paleoproterozoic peraluminous Aurumina granite suite, Goias ´ and Tocantins: whole rock geochemistry and Sm–Nd isotopic constraints. In: The Paleoproterozoic Record of the São Francisco Craton. LITHOS, 404-405 (2021)106493.

Cordeiro, P.F.O., Oliveira, C.G., Giustina, M.E.S.D., Dantas, E.L., dos Santos, R.V., 2014. The Paleoproterozoic Campinorte Arc: Tectonic evolution of a Central Brazil pre-Columbia orogeny. Precamb. Res. 251, 49–61

Corrêa da Costa, P. C. 2003. Petrologia, Geoquímica e Geocronologia dos diques máficos da região de Crixás-Goiás, porção centro-oeste do Estado de Goiás. 151p. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.

Corrêa da Costa, P.C., Girardi, V.A.V. 2004. Petrografia e química mineral dos diques máficos da região Crixás-Goiás, Estado de Goiás. Revista do Instituto de Geociências, USP. Série científica, vol.4(2): 27-42.

Cuadros, F.A., Botelho, N.F., Fuck, R.A., Dantas, E.L., 2017a. The peraluminous Aurumina granite suite in central Brazil: an example of mantle-continental crust interaction in a Paleoproterozoic cordilleran hinterland setting? Precamb. Res. 299, 75–100.

Cuadros, F.A., Botelho, N.F., Fuck, R.A., Dantas, E.L., 2017b. The Ticunzal Formation in central Brazil: record of Rhyacian sedimentation and metamorphism in the western border of the São Francisco Craton. J. S. Am. Earth Sci. 79, 307 325.

Fuck, R.A., Dantas, E.L., Pimentel, M.M., Botelho, N.F., Armstrong, R., Laux, J.H., Junges, S.L., Soares, J.E., Praxedes, I.F., 2014. Paleoproterozoic crust formation and reworking events in the Tocantins Province, central Brazil: a contribution for Atlantica supercontinent reconstruction. Precambr. Res. 244, 53 74.

Giustina, M.E.S.D., de Oliveira, C.G., Pimentel, M.M., de Melo, L.V., Fuck, R.A., Dantas, E.L., Buhn, B., 2009. U-Pb and Sm-Nd constraints on the nature of the Campinorte sequence and related Palaeoproterozoic juvenile orthogneisses, Tocantins Province, central Brazil. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 323, 255 269Jost, H. & Oliveira, A.M., 1991. Stratigraphy of the greenstone belts, Crixás region, Goiás, Central Brazil. Journal of South American Earth Sciences 4, 201 214.

Jost, H., Chemale Jr., F., Fuck, R.A., Dussin, R.A., 2013. Uvá complex, the oldest orthogneisses of the Archean Paleoproterozoic terrane of central Brazil. Journal of South American Earth Sciences 47, 201-212

Pimentel, M.M., Fuck, R.A., Silva, J.L.H., 1996. Dados Rb-Sr e Sm–Nd da região de Jussara- Goiás Mossâmedes (GO), e o limite entre terrenos antigos do Maciço de Goiás e o Arco Magmático de Goiás. Revista Brasiliera de Geociências 26, 61–70.

Resende, M.G., Jost, H., Osborne, G. A., Mol, A. G., 1998. Stratigraphy of the Goiás and Faina greenstone belts, Central Brazil: a new proposal. Revista Brasileira de Geologia 28, 77- 94.

Tomazzoli, E. R.; Nilson, A. A. Diques máfico ultramáficos de Goiás: aspectos petrológicos. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 38., 1994, Balneário Camboriú - SC. Anais... São Paulo: SBG, 1994. v. 3. p. 63-65.

Tomazzoli, E.R. & Nilson, A.A. 2001. Dados geocronológicos preliminares sobre o enxame de diques Morro Agudo de Goiás. Revista Brasileira de Geociências, 31(3): 401-402

Petrografia do Charnokito-Mangerito São Roque - Suíte Rio do Sangue um Registro AMCG no SW do Cráton Amazônico

Souza, M.C.S.[1], Ruiz, A.S.[2], França, N.J.[3], Horing, R.J.[1], Inocencio, J.O.[1]

[1]Curso de Graduação em Geologia, Faculdade de Geociências - Universidade Federal de Mato Grosso (UFMT), Cuiabá-MT, Brasil mykaelly.souza1@sou.ufmt.br, renato.junior2@sou.ufmt.br, jaqueline.inocencio@sou.ufmt.br; [2]Programa de Pós-Graduação em Geociências, Faculdade de Geociências, Universidade Federal de Mato Grosso (UFMT), Cuiabá-MT, Brasil, amarildo.ruiz@ufmt.br; [3]Companhia Matogrossense de Mineração – METAMAT, Cuiabá, MT, Brasil, natan.jf_@hotmail.com

Resumo: A Suíte Rio do Sangue (SRS), situada no sudoeste do Cráton Amazônico, é interpretada como uma associação do tipo AMCG, típica de ambientes anorogênicos mesoproterozoicos. No contexto tectônico regional, esta suíte AMCG situa-se no Domínio Aripuanã, do Terreno Juruena, parte da Província Rio Negro Juruena. Apesar de ser reconhecida do ponto de vista geológico e geocronológico, há uma carência de dados petrográficos e geoquímicos, além de que as condições metamórficas e os registros deformacionais carecem de dados robustos para a compreensão dos processos geológicos e tectônicos que afetaram este setor do Cráton Amazônico. Neste sentido, este trabalho tem o propósito de apresentar uma contribuição ao conhecimento estrutural e petrográfico do Charnockito-Mangerito São Roque, com base nas ocorrências estudadas na região de Fontanillas, Mato Grosso. As rochas exibem textura predominantemente inequigranular, granoblástica e granolepidoblástica. A paragênese mineral inclui quartzo, feldspatos (ortoclásio e plagioclásio), biotita, hornblenda, granada e minerais opacos, pertitas zonadas e sericitização. São observadas estruturas como extinção ondulante, lamelas de deformação e migração por limite de grão, que indicam eventos deformacionais sob condições de fácies anfibolito. A orientação preferencial de define uma foliação penetrativa de natureza caráter dúctil, pós-magmática. Os dados petrográficos aqui apresentados corroboram os estudos prévios e fortalecem a interpretação da SRS é um evento magmático anorogênico/extensional, afetado por evento metamórfico-tectônico posterior de natureza dúctil, com significado tectônico ainda inconcluso.

Palavras-chave: SW Cráton Amazônico 1, Terreno Juruena 2, Suíte Rio do Sangue 3, Suite AMCG 4, Petrografia 5.

1. INTRODUÇÃO

As suítes magmáticas do tipo AMCG (Anortosito-Mangerito-Charnockito-Granito rapakivi) representam eventos geológicos marcantes do Mesoproterozoico, caracterizados por sua natureza bimodal, composição predominantemente félsica e associação a contextos anorogênicos. Tais associações têm sido extensivamente discutidas quanto à sua origem, sendo interpretadas como resultado da fragmentação de grandes massas continentais, como o Supercontinente Columbia. A Suíte Rio do Sangue (SRS), localizada na porção sudoeste do Cráton Amazônico, nos domínios da Província Rondônia-Juruena, é um exemplo clássico de associação AMCG. No contexto tectônico regional, a área estudada insere-se no Domínio Aripuanã, pertencente ao Terreno Juruena**,** conforme a divisão proposta por Scandolara et al. (2017). Essa suíte é composta por cinco unidades principais: Granito Fontanillas, Anortosito Castanheira, Granito Juara, Gabro Juína e Charnockito-Mangerito São Roque, com idades de cristalização compreendidas entre 1,54 e 1,47 Ga (Leite et al., 2010). Dentre essas unidades, o Charnockito-Mangerito São Roque destaca-se pela presença de ortopiroxênio, texturas porfiríticas e registros de eventos deformacionais

subsequentes, que o tornam relevante para estudos petrogenéticos e tectônicos. Neste contexto, o presente trabalho tem como objetivo contribuir com a caracterização petrográfica da unidade Charnockito-Mangerito São Roque, por meio da análise microscópica de amostras coletadas em campo, buscando compreender suas feições texturais, paragênese mineral e evidências de deformação. A abordagem adotada visa complementar os dados existentes na literatura e oferecer subsídios para discussões sobre a evolução termotectônica da SRS e seu papel na construção crustal do Cráton Amazônico durante o Mesoproterozoico.

As suítes magmáticas do tipo AMCG (Anortosito-Mangerito-Charnockito-Granito *rapakivi*) representam eventos geológicos marcantes do Mesoproterozoico, caracterizados por sua natureza bimodal, composição predominantemente félsica e associação a contextos anorogênicos. Tais associações têm sido extensivamente discutidas quanto à sua origem, sendo interpretadas como resultado da fragmentação de grandes massas continentais, como o Supercontinente Columbia. A Suíte Rio do Sangue (SRS), localizada na porção sudoeste do Cráton Amazônico, nos domínios da Província Rondônia-Juruena, é um exemplo clássico de associação AMCG. Essa suíte é composta por cinco unidades principais: Granito Fontanillas, Anortosito Castanheira, Granito Juara, Gabro Juína e Charnockito-Mangerito São Roque, com idades de cristalização compreendidas entre 1,54 e 1,47 Ga (Leite et al., 2010). Entre essas unidades, o Charnockito-Mangerito São Roque destaca-se pela presença de ortopiroxênio, texturas porfiríticas e registros de eventos deformacionais subsequentes, que o tornam relevante para estudos petrogenéticos e tectônicos. Neste contexto, o presente trabalho tem como objetivo contribuir com a caracterização petrográfica da unidade Charnockito-Mangerito São Roque, por meio da análise microscópica de amostras coletadas em campo, buscando compreender suas feições texturais, paragênese mineral e evidências de deformação. A abordagem adotada visa complementar os dados existentes na literatura e oferecer subsídios para discussões sobre a evolução termotectônica da SRS e seu papel na evolução crustal do Cráton Amazônico durante o Mesoproterozoico.

2. MATERIAIS E MÉTODOS

A caracterização petrográfica da unidade Charnockito-Mangerito São Roque foi realizada com base em atividades de campo e laboratório. As coletas ocorreram na região de Fontanillas, situada na porção central da Suíte Rio do Sangue (SRS), no noroeste do estado de Mato Grosso. Foram amostrados lajedos, blocos e matacões de rochas charnockíticas e mangeríticas ao longo da rodovia MT-420, com o objetivo de registrar a variação textural e mineralógica da unidade. As amostras foram descritas em campo quanto à cor, estrutura, textura e mineralogia visível, sendo posteriormente preparadas em lâminas delgadas.

As análises petrográficas foram conduzidas em microscópio petrográfico, com descrição das texturas, paragênese, feições deformacionais e minerais acessórios. A Figura 1 apresenta o mapa de localização da área de estudo, indicando os pontos de coleta (JMR-007 a JMR-009), a malha viária local, o distrito de Fontanillas e os limites da área amostrada. Os pontos estão inseridos na região central da SRS, em afloramentos acessíveis pela MT-420 e estradas vicinais, permitindo correlação espacial com unidades mapeadas por Leite et al. (2010). As fotomicrografias das lâminas delgadas foram obtidas em luz polarizada com nicóis cruzados e paralelos.

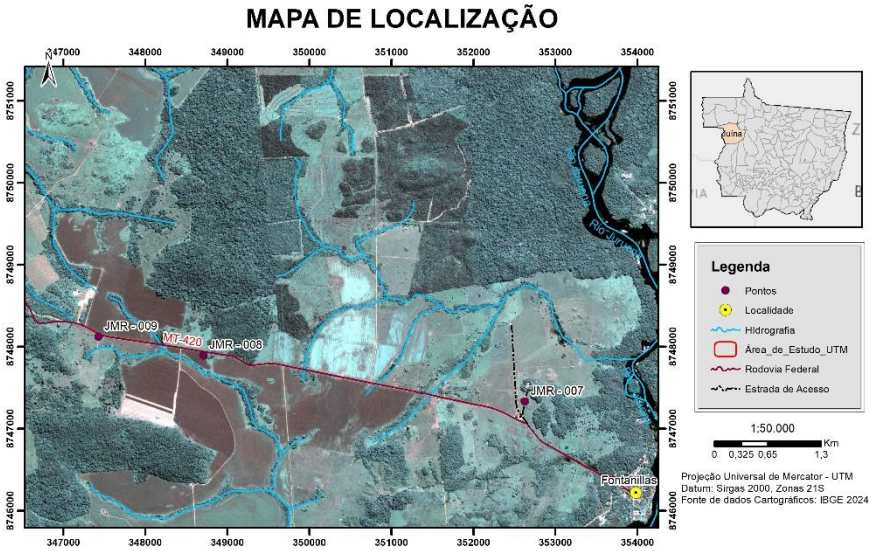


Figura 1. Mapa de localização da área de estudo com a distribuição dos pontos de coleta (JMR-007 a JMR-009), ao longo da rodovia MT-420 próximo ao distrito de Fontanillas – MT

3. RESULTADOS

As rochas da unidade Charnockito-Mangerito São Roque encontram-se em lajedos, blocos e matacões (Figura 2), são observados na amostra de mão uma textura inequigranular, mineralogia observada quartzo, biotita, porfiroclastos de K-Feldspato.

Ao microscópio a rocha é constituída por dois domínios (Figura 3), o primeiro domínio possui uma trama inequigranular interlobada do tipo granoblástica. Sua mineralogia é composta por quartzo, ortoclásio com pertita, plagioclásio, biotita, hornblenda verde. O tamanho dos grãos varia de fino a médio.

A forma dos cristais de quartzo são anédricos, de feldspatos anédricos a subédricos, a hornblenda anédrica a subédrica, biotita subédrica. Alguns grãos de ortoclásio são zonados, ocorre pertita apenas no centro (podendo ser evidência de crescimento em diferentes estágios), plagioclásio apresentando sericitização.

Os mecanismos de deformação atuante são: deformação intracristalina, os minerais de quartzo, feldspato e plagioclásio possuem extinção ondulante. O quartzo apresenta deformação em lamelas e migração por limite de grãos.

O segundo domínio possui uma trama inequigranular interlobada, em alguns lugares poligonal, trama do tipo granolepidoblástica. Sua mineralogia é composta pela mesma paragênese do primeiro domínio, além de granada e minerais opacos. Os minerais opacos, hornblenda, granada e biotita apresentam orientação preferencial, definindo uma foliação Sn.

As formas dos cristais seguem o mesmo do primeiro domínio, complementando apenas o mineral de granada que apresenta forma subédrica.

O tipo de deformação observada nos minerais de quartzo e feldspatos são extinção ondulante, recristalização dos grãos de quartzo e migração por limite de grãos.



Figura 2. Fotografias de afloramento típico do Charnockito-Mangerito São Roque ilustrando: A) Fotografia do Afloramento, B) Amostra de mão. Fonte: AUTORES

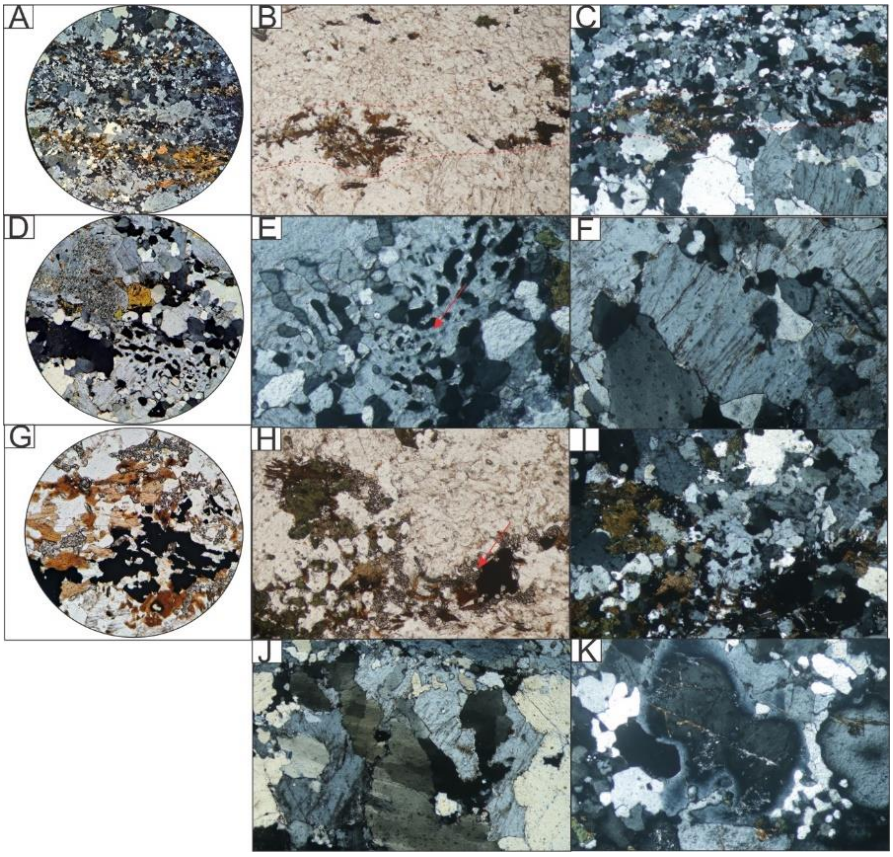


Figura 3. Fotomicrografias em luz transmitida do Charnockito-Mangerito São Roque ilustrando: A) Visão geral da lâmina; B) em ND e C) NC Limite dos domínios 1 e 2, ilustrado pelo traço vermelho; D) Visão geral da lâmina; E) Textura granofírica em NC, ilustrada pela seta vermelha; F) Ilustrando Pertitas em NC; G) Visão geral da lâmina em ND, ilustrando as granadas na borda de minerais prismáticos e opacos; H) em ND e I) em NC ilustrando a relação dos minerais prismáticos, opacos e granada; J) Ilustrando Qtz com extinção ondulante em NC; K) Ortoclásio zonado em NC.

4. DISCUSSÕES

As observações petrográficas realizadas na unidade Charnockito-Mangerito São Roque, pertencente à Suíte Rio do Sangue (SRS), revelam um conjunto de características compatíveis com as descrições de Leite et al. (2010), reforçando a interpretação dessa suíte como uma associação do tipo AMCG, típica de ambientes anorogênicos mesoproterozoicos. A presença de duas tramas texturais distintas — uma granoblástica e outra granolepidoblástica — evidencia a heterogeneidade litológica. A mineralogia dominada por quartzo, feldspatos (ortoclásio e

plagioclásio), biotita, hornblenda, opacos e granada, complementada pela ocorrência pontual de pertita e sericitização em plagioclásios, está em consonância com a paragênese apresentada por Leite et al. (2010). Os mecanismos de deformação observados, como extinção ondulante, presença de lamelas de deformação em quartzo, migração por limite de grão e alinhamento de minerais como granada e opacos, apontam para atuação de eventos tectono-metamórficos em condições de fácies anfibolito. O reconhecimento de ortoclásios zonados com pertita concentrada no centro pode sugerir crescimento em diferentes estágios, possivelmente relacionado à variação composicional do magma ou à influência de fluídos tardios. A textura granofírica observada em algumas lâminas reforça o caráter intersticial da cristalização de quartzo e feldspato, comum em granitos peraluminosos evoluídos e que podem estar associados a processos de diferenciação magmática tardia. Adicionalmente, a foliação definida por minerais máficos e granada em determinados domínios pode representar a sobreposição de um evento deformacional posterior à cristalização magmática da rocha, o que é coerente com a deformação heterogênea documentada para a SRS. Dessa forma, os dados obtidos nesta pesquisa não apenas confirmam os principais aspectos já descritos por Leite et al. (2010), como também contribuem com novas evidências microtexturais que reforçam a complexa história termotectônica da unidade Charnockito-Mangerito São Roque.

5. CONCLUSÕES

Os dados petrográficos obtidos neste trabalho confirmam as características típicas da unidade Charnockito-Mangerito São Roque como integrante da Suíte Rio do Sangue (SRS), associação AMCG do Mesoproterozoico reconhecida no sudoeste do Cráton Amazônico. A ocorrência de duas tramas texturais distintas — uma granoblástica e outra granolepidoblástica — associadas à presença de ortoclásio zonado, pertita, granada e minerais máficos orientados, revela uma evolução geológica marcada por cristalização magmática seguida por eventos deformacionais em condições de fácies anfibolito As evidências de extinção ondulante, recristalização e migração por limite de grão observadas em quartzo e feldspatos indicam que a unidade foi afetada por processos tectono-metamórficos após sua cristalização, compatíveis com o intervalo entre 1,47 e 1,40 Ga, conforme proposto por Leite et al. (2010). A presença de texturas preservadas em meio a sinais de deformação reforça o caráter dúctil-rúptil desse evento e a heterogeneidade da resposta mineral à deformação. Com isso, os resultados deste estudo contribuem para o entendimento da evolução petrogenética e estrutural da Suíte Rio do Sangue e fortalecem sua correlação com outras suítes anorogênicas do tipo AMCG associadas à fragmentação do Supercontinente Columbia. A unidade Charnockito-Mangerito São Roque, por sua vez, destaca-se como um registro significativo desse contexto geodinâmico, revelando a complexidade dos processos magmáticos e tectônicos que atuaram na região durante o Mesoproterozoico.

REFERÊNCIAS

Leite, J.A.D., Sousa, M.Z.A., Batata, M.E.F., Costa, A.C.D. 2010. Suíte Rio do Sangue: registro de uma associação AMCG no sudoeste do Cráton Amazônico, noroeste do estado de Mato Grosso. *Revista Brasileira de Geociências*, **40**(1): 36–46.

Scandolara, J.E., Correa, R.T., Fuck, R.A., Souza, V.S., Rodrigues, J.B., Ribeiro, P.S.E., Frasca, A.A.S., Saboia, A.M., Lacerda Filho, J.V., 2017. Paleo-Mesoproterozoic arc-accretion along the southwestern margin of the Amazonian craton: the Juruena accretionary orogen and possible implications for Columbia supercontinent. Journal of South American Earth Sciences, 73, 223–247.

NÚCLEO BRASÍLIA

XVIII SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE
DESAFIOS E OPORTUNIDADES PARA A TRANSIÇÃO ENERGÉTICA

SESSÃO TEMÁTICA 02

RECURSOS MINERAIS E ENERGÉTICOS

Química mineral da ilmenita aplicada à fertilidade em Au e Cu em granitos oxidados e reduzidos do Centro-Oeste brasileiro

Araujo, G.F.S.[1] e Botelho, N.F.[1]

[1]Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília-DF, Brasil, gabriel.fernandes.silva.araujo@gmail.com;

Resumo: O uso de óxidos como critério para a distinção entre granitos oxidados e reduzidos vem sendo aplicado desde 1977, com a classificação dos granitos em séries da magnetita e da ilmenita. Inicialmente, esse critério baseava-se apenas na proporção de óxidos: granitos ricos em magnetita eram considerados oxidados, enquanto aqueles sem magnetita e com ocorrência de ilmenita eram classificados como reduzidos. Neste trabalho, são apresentados dados de ilmenitas provenientes de diferentes plútons graníticos brasileiros, com destaque na região centro oeste, observando sua variação composicional por meio de dois testes estatísticos: PERMANOVA e PCA. A discriminação de corpos graníticos de distintos contextos redox é de grande relevância para a prospecção de metais, especialmente do ouro (Au) e cobre (Cu), uma vez que a ocorrência desses metais está geralmente associada a magmatismo de caráter oxidado.

Palavras-chave: Granito**,** Ilmenita, Fertilidade, Ouro, Cobre.

INTRODUÇÃO

O termo 'ilmenita' refere-se a um grupo mineral de óxidos, com fórmula geral (Fe, Mn, Mg)TiO_3, composto principalmente por ilmenita (Fe), pirofanita (Mn) e geikielita (Mg), contendo como principais impurezas os elementos Nb, Zn e V. Esses óxidos ocorrem em diversos tipos de rochas e são considerados resistatos, sendo pouco suscetíveis ao intemperismo.

O estudo das condições redox em magmas graníticos tem sido desenvolvido por meio de minerais resistatos desde 1977, com a publicação de Ishihara (1977). Nesse estudo, com base na quantidade de óxidos e na proporção entre ilmenita e magnetita, foram definidos os termos “magnetita granitos” e “ilmenita granitos”. Posteriormente, esses termos foram renomeados por Takagi e Tsukimura (1997) como granitos oxidados e granitos reduzidos, respectivamente. A investigação dessas séries é de grande relevância tanto para a compreensão genética dos granitos quanto para a exploração de depósitos metálicos. Os magnetita granitos estão geralmente associados a depósitos sulfetados ricos em Cu, Pb, Zn e Mo, enquanto os ilmenita granitos indicam potencial para depósitos de Sn e W (Takagi & Tsukimura, 1997).

Como indicado por Ishihara (1977), o teor de óxidos nos granitos é um dos principais parâmetros para avaliar a fugacidade de oxigênio no magma. Embora sua análise tenha se baseado apenas na proporção entre magnetita e ilmenita, a observação de Ishihara (1977) forneceu a base para estudos subsequentes que utilizam minerais resistatos como ferramentas essenciais na pesquisa mineral.

Autores como Czamanske & Mihalik (1972), Qijiang (1987), e Clark (1999) sugerem uma correlação direta entre o conteúdo de Mn e Fe^{3+} em ilmenitas magmáticas e o estado de oxirredução de magmas graníticos. Essa relação é interpretada como consequência da

incorporação preferencial de Fe na magnetita, que cristaliza precocemente em relação a ilmenita, que cristaliza em um estágio mais tardio em condições magmáticas.

Embora já haja oxi-barômetros de magnetita-ilmenita bem estabelecidos (Guiorso & Evans 2008; Arató & Audétat, 2017), a química da ilmenita, isoladamente, também pode ser um indicador qualitativo das condições redox em magmas graníticos. Isso a torna uma ferramenta valiosa para a prospecção mineral em terrenos graníticos.

1. MATERIAIS E MÉTODOS

Os resultados aqui apresentados foram obtidos a partir de análises de microssonda eletrônica realizadas no laboratório de microssonda eletrônica da Universidade de Brasília, com aparelho do modelo JEOL-JXA-8230, equipado com 5 espectrômetros do tipo WDS (*wavelength dispersive spectrometer*), e 1 do tipo EDS (*energy dispersive spectrometer*), na condição analítica de 15eV, com calibrações realizadas em padrões de composição natural.

Para investigar possíveis diferenças químicas e explorar padrões e tendências na composição química entre as populações de ilmenita com diferentes estados de oxirredução, foram aplicadas a Análise Multivariada de Variância Permutacional (PERMANOVA) e a Análise de Componentes Principais (PCA) às concentrações dos óxidos majoritários (TiO_2, FeO(total), Fe_2O_3(calculado), MgO, MnO). As análises estatísticas PERMANOVA e PCA foram realizadas utilizando o software PAST (versão 4.03; Hammer et al., 2001), com significância determinada em $p < 0,05$.

PERMANOVA é um teste estatístico não paramétrico utilizado para avaliar diferenças entre grupos com base em múltiplas variáveis simultaneamente. A análise foi baseada em uma matriz de distância de Bray-Curtis (Bray e Curtis, 1957) e realizada com 9999 permutações para testar diferenças estatisticamente significativas na composição multivariada. Foram comparados três grupos: ilmenitas oxidadas da Província Mineral de Alta Floresta (n = 46), ilmenitas reduzidas da Suíte Intrusiva Pedra Branca (n = 20) e do Granito Brejinho de Nazaré (n = 17). O teste funciona particionando a variância total do conjunto de dados e comparando a variação entre grupos com a variação dentro dos grupos. Um valor pseudo-F é calculado, e a significância das diferenças entre os grupos é avaliada por meio da permutação dos rótulos dos grupos. Anderson (2001) fornece uma descrição mais detalhada do teste PERMANOVA.

A Análise de Componentes Principais (PCA) foi realizada para explorar padrões e tendências na composição química multivariada dos grãos de ilmenita. Antes da análise, todas as variáveis foram padronizadas (média zero e variância unitária) para eliminar a influência de diferenças de escala entre os componentes químicos. Os dois primeiros componentes principais (PC1 e PC2) foram selecionados para representação gráfica, pois explicaram a maior proporção da variância total no conjunto de dados. O PC1 capturou a principal variação composicional entre as amostras, enquanto o PC2 revelou tendências geoquímicas secundárias não explicadas pelo PC1. O protocolo de PCA e PERMANOVA foi utilizado seguindo o exemplo de Monnier et al. (2022), que aplicou esses testes estatísticos para destacar fontes de fluidos em mineralizações de W-Sn com base em dados de elementos-traço em micas.

2. RESULTADOS

3.1 Contexto Geológico

Dados de química mineral de ilmenitas de rochas graníticas da região Centro-Oeste foram analisadas para a realização desse trabalho. A localização das áreas das amostras analisadas está representada na Figura 1;

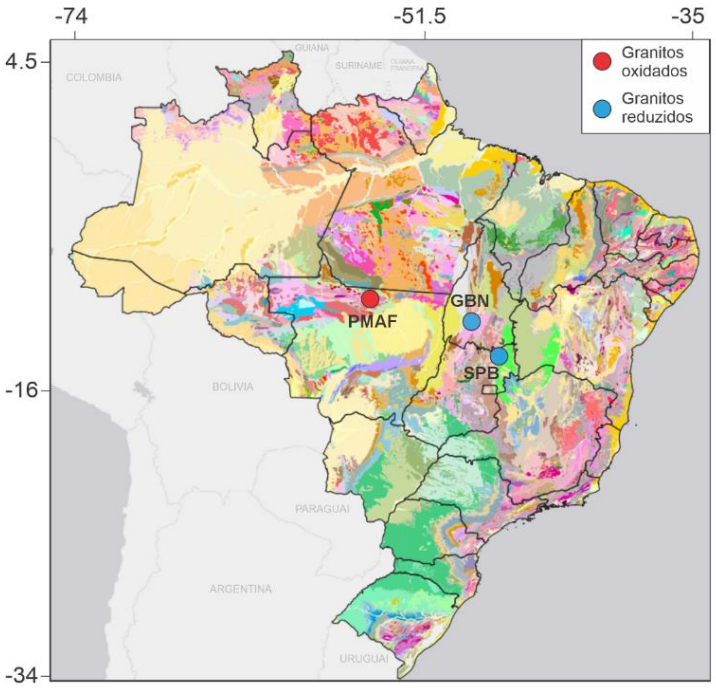


Figura 1. Mapa de localização com destaque para as suítes graníticas de onde foram coletadas as amostras. Pontos azuis representam granitos reduzidos e pontos vermelhos representam granitos oxidados. Mapa geológico do Brasil no fundo, fonte: https://geosgb.sgb.gov.br/geosgb/downloads.html. PMAF = Província Mineral Alta Floresta, SPB = Suíte Pedra Branca e GBN = Granito Brejinho de Nazaré.

3.2 Química Mineral

Dados analisados revelam composições distintas para ilmenitas de granitos oxidados e reduzidos. Ilmenitas de granitos reduzidos apresentam valores baixos de Fe_2O_3 e baixa variação de MnO, enquanto ilmenitas de granitos oxidados contém valores mais altos de Fe_2O_3, e alta variabilidade de MnO. Dessa forma, ilmenitas de plutons oxidados tendem a ter composição mais rica em pirofanita ($MnTiO_3$) e hematita (Fe_2O_3) (Figs. 2A, B e C).

Valores de Fe_2O_3de ilmenitas de granitos oxidados são mais altos se comparados aos dos granitos reduzidos. Ilmenitas de granitos oxidados são mais ricas em MnO se comparadas a dos granitos reduzidos.

3.3 Testes Estatísticos

O teste estatístico PERMANOVA revelou uma diferença estatisticamente significativa na composição química multivariada das ilmenitas entre ilmenitas oxidadas (n = 46) e ilmenitas reduzidas (n = 37) (Pseudo-F = 13,04, p = 0,0001). O alto valor de pseudo-F indica uma separação marcante entre os grupos e, dado o baixo valor de p, é improvável que as diferenças composicionais observadas tenham ocorrido ao acaso, o que corrobora a interpretação de uma distinção geoquímica real.

O diagrama binário da Análise de Componentes Principais (PCA) (Fig. 2D) foi utilizado para visualizar o agrupamento e a separação entre os grupos de ilmenitas. Os resultados sustentam a existência de assinaturas geoquímicas distintas entre as populações de ilmenitas oxidadas e reduzidas, em concordância com os achados da análise PERMANOVA. Conforme mostrado na Figura 3, a PCA (Fig. 4) também indica que Fe_2O_3 e MnO apresentam maior variabilidade do que TiO_2 e FeO, contribuindo de forma mais significativa para a diferenciação observada. As ilmenitas reduzidas estão geralmente associadas a escores mais baixos no PC2, refletindo menores concentrações de MnO e Fe_2O_3. Em contraste, as ilmenitas oxidadas exibem uma distribuição mais ampla ao longo de ambos os componentes principais e tendem a apresentar maiores teores desses óxidos, corroborando sua distinção geoquímica com base nas condições redox. O PC1 explica 62,27% da variância, enquanto o PC2 explica 21,36%.

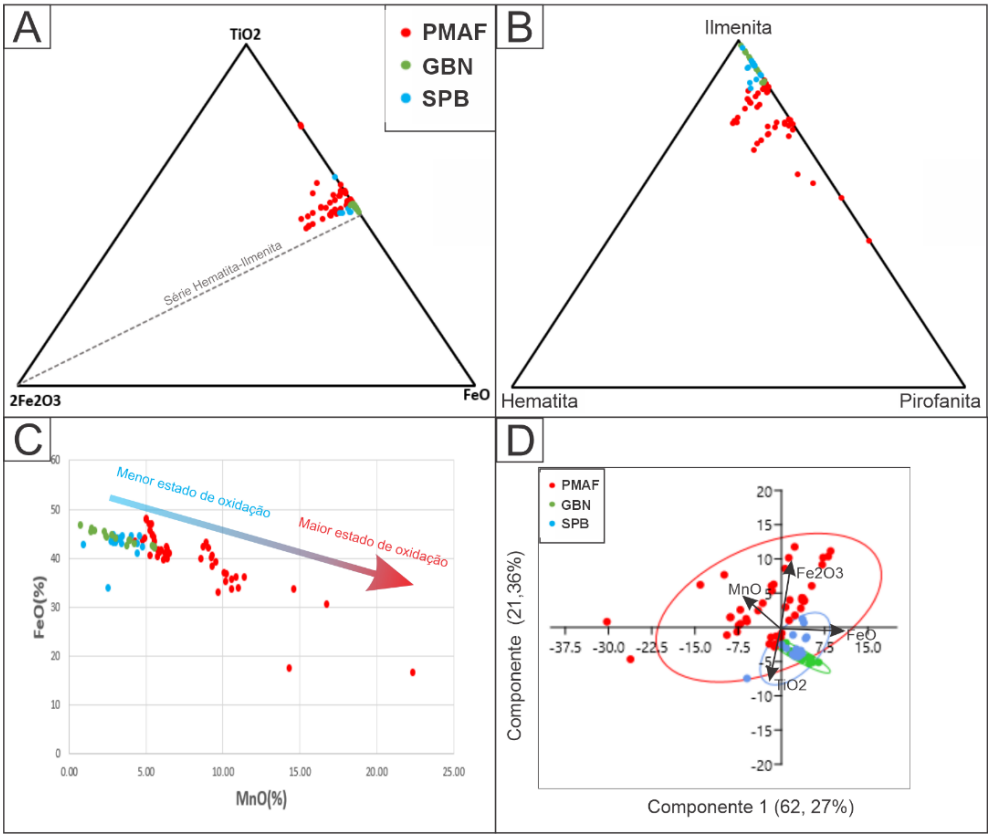


Figura 2.A: Diagrama ternário TiO_2 x $2Fe_2O_3$ x FeO (proporção molecular), com dados compilados de ilmenita plotados. O Fe_2O_3 é multiplicado por 2 para evidenciar uma maior dispersão nos dados. B: Diagrama ternário ilmenita x hematita x pirofanita, com dados compilados de ilmenita plotados. C: Diagrama binário MnO(%) x FeO(%), com dados de ilmenita plotados. D: Diagramas de Análise de Componentes Principais (PCA) projetando os componentes 1 e 2 para os elementos maiores analisados por EPMA. Os diferentes grupos de ilmenita estão identificados e agrupados em elipses que contêm pelo menos 95% das análises de cada grupo.

3. DISCUSSÕES

Como sugerido por autores como Czamanske & Mihalik (1972), Qijiang (1987) e Clark (1999), os dados mostram uma correlação entre o teor de Mn e Fe^{3+} em ilmenitas magmáticas e o estado redox dos magmas graníticos. Essa relação decorre da incorporação preferencial de Fe na magnetita, que cristaliza antes da ilmenita em condições magmáticas. Magmas graníticos reduzidos geralmente apresentam menor teor de óxidos e contêm menos magnetita em relação à

ilmenita, enquanto magmas oxidados exibem maior teor de óxidos e maior abundância de magnetita (Ishihara, 1977). Em magmas oxidados, a magnetita cristaliza de forma mais intensa nos estágios iniciais, incorporando uma quantidade significativa de Fe do magma. Assim, quando a ilmenita cristaliza em um estágio posterior, há uma maior incorporação de Mn devido à menor disponibilidade de Fe no magma.

Assim, essa correlação permite a classificação do potencial aurífero e cuprífero com base na química da ilmenita, sendo que ambientes mais oxidados são mais favoráveis a essas mineralizações. Em contraste, ambientes reduzidos estão geralmente associados a outros conjuntos metálicos, como Sn, W, Nb e Ta.

4. CONCLUSÕES

Os resultados deste estudo demonstram que a química da ilmenita, mesmo isoladamente, constitui um indicador eficaz das condições redox em magmas graníticos, complementando oxi-barômetros tradicionais. Essa abordagem revela-se uma ferramenta promissora para a prospecção mineral em terrenos graníticos, aplicável tanto a rochas sãs quanto a materiais secundários, como saprólitos e aluviões derivados de drenagens alimentadas exclusivamente por rochas graníticas.

REFERÊNCIAS

Anderson, M.J., 2001. A new method for non-parametric multivariate analysis of variance. Austral ecology 26, 32–46.

Arató, R. and Audétat, A., 2017. FeTiMM—A new oxybarometer for mafic to felsic magmas. *Geochemical Perspectives Letters*, *5*, pp.19-23.

Bray, J.R., Curtis, J.T., 1957. An ordination of the upland forest communities of southern Wisconsin. Ecological monographs 27, 326–349.

Clark, D.A., 1999. Magnetic petrology of igneous intrusions: implications for exploration and magnetic interpretation. Exploration Geophysics 30, 5–26.

Czamanske, G.K., Ishihara, S., Atkin, S.A., 1981. Chemistry of rock-forming minerals of the Cretaceous-Paleocene batholith in southwestern Japan and implications for magma genesis. Journal of Geophysical Research: Solid Earth 86, 10431–10469.

Ghiorso, M.S. and Evans, B.W., 2008. Thermodynamics of rhombohedral oxide solid solutions and a revision of the Fe-Ti two-oxide geothermometer and oxygen-barometer. *American Journal of science*, *308*(9), pp.957-1039.

Hammer, Ø., Harper, D.A., 2001. Past: paleontological statistics software package for education and data analysis. Palaeontologia electronica 4, 1.

Ishihara, S., 1977. The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks. Mining geology 27, 293–305.

Monnier, L., Salvi, S., Melleton, J., Lach, P., Pochon, A., Bailly, L., Béziat, D., De Parseval, P., 2022. Mica trace-element signatures: Highlighting superimposed W-Sn mineralizations and fluid sources. Chemical Geology 600, 120866.

Qijiang, Ren, 1987. Manganese content in ilmenite from intermediate-acid intrusions and its implication for petrogenesis. Acta Petrologica et Mineralogica 6, 235–246.

Takagi, T., Tsukimura, K., 1997. Genesis of oxidized-and reduced-type granites. Economic Geology 92, 81–86.

Caracterização petrográfica das Mineralizações Polimetálicas (Pb-Zn-Ag-Au-Cu) do Alvo Guarantã Ridge, Província Aurífera de Alta Floresta (MT)

Arruda, V.G.M.[1], Garcia, P.M.P.[2], Rossetti, L.M.M.[2]

[1]Faculdade de Geociências/ FAGEO-UFMT/Universidade Federal de Mato Grosso, Cuiabá-MT, Brasil, e-mail; gabriel.palmeiras151@gmail.com; [2] Faculdade de Geociências /FAGEO-UFMT/Universidade Federal de Mato Grosso, Cuiabá-MT, Brasil, e-mail; pedrompgarcia@yahoo.com.br; [3] Faculdade de Geociências /FAGEO-UFMT/Universidade Federal de Mato Grosso, Cuiabá-MT, Brasil, e-mail; lucas.rossetti@ufmt.br

Resumo: O alvo Guarantã Ridge é um prospecto localizado no município de Guarantã do Norte, Mato Grosso, no contexto da Província Aurífera de Alta Floresta, Cráton Amazônico. O alvo abriga mineralizações polimetálicas (Pb-Zn-Ag-Au-Cu), hospedados por rochas vulcânicas e piroclásticas. Apesar do potencial econômico, o Guarantã Ridge foi pouco pesquisado. Neste contexto, o presente trabalho tem como objetivo a caracterização petrográfica e a identificação de alterações hidrotermais nas rochas hospedeiras de mineralizações polimetálicas, bem como a investigação de possíveis controles litológicos das mineralizações do alvo Guarantã Ridge. Estudos petrológicos, realizados em amostras de afloramentos e testemunhos de sondagem, indicam um conjunto de rochas piroclásticas e vulcanossedimentares. Tufos cineríticos, *lapilli-tufos* e arenitos vulcanoclásticos são os principais litotipos hospedeiros da mineralização. Essas rochas apresentam alterações hidrotermais (potassificação, cloritização, sericitização, argilização). Os litotipos possuem, em geral, composição intermediária a ácida, podendo ser correlacionadas à sucessão inferior do Grupo Colíder, de idade paleoproterozoica. Os estudos petrográficos permitiram definir a evolução das paragêneses e das alterações hidrotermais, sugerindo mudanças na composição dos fluidos ao longo do tempo. A associação entre a mineralização e os tipos de alteração indicam sistemas hidrotermais rasos, compatível com processos epitermais.

Palavras-chave: Petrografia, Depósito Polimetálico, Paleoproterozoico, Província Aurífera de Alta Floresta, Cráton Amazônico.

1. INTRODUÇÃO

O município de Guarantã do Norte, localizado no extremo norte de Mato Grosso, destaca-se como uma das principais áreas com potencial para explotação mineral no estado. Historicamente a atividade garimpeira na região intensificou-se a partir da década de 1970, com a abertura da rodovia BR-163, quando foram identificadas ocorrências de ouro em depósitos aluvionares, seguidas por descobertas de mineralizações primárias na região de Peixoto de Azevedo. Posteriormente, novas ocorrências foram registradas em Guarantã do Norte, onde garimpeiros e agricultores identificaram ouro em depósitos eluvionares e aluvionares, iniciando a exploração local.

A partir de 1983, com o início da produção no depósito Serrinha, o município vivenciou uma pequena "corrida do ouro". A explotação passou a ocorrer tanto em mineralizações primárias, hospedadas em veios e rochas encaixantes, quanto em mineralizações secundárias associadas a depósitos sedimentares recentes, como aluviões, elúvios e colúvios (Garcia e Bonfim, 2022).

O alvo Guarantã Ridge é um prospecto mineral localizado na porção centro-sul do município de Guarantã do Norte (Fig.1A). O acesso à área é realizado pela rodovia BR-163, que conecta a cidade de Cuiabá (MT) a Santarém (PA).

Geologicamente, a área de estudo está localizada na porção centro-sul do Cráton Amazônico, inserida na parte leste da Província Aurífera de Alta Floresta (PAAF). A PAAF é constituída por sequências plutônicas, vulcânicas e vulcanossedimentares paleoproterozoicas, com afinidade cálcio-alcalina a alcalina, que são recobertas por unidades sedimentares mesoproterozoicas (Silva & Abram, 2008; Assis, 2015; Alves et al., 2019) (Fig.1B).

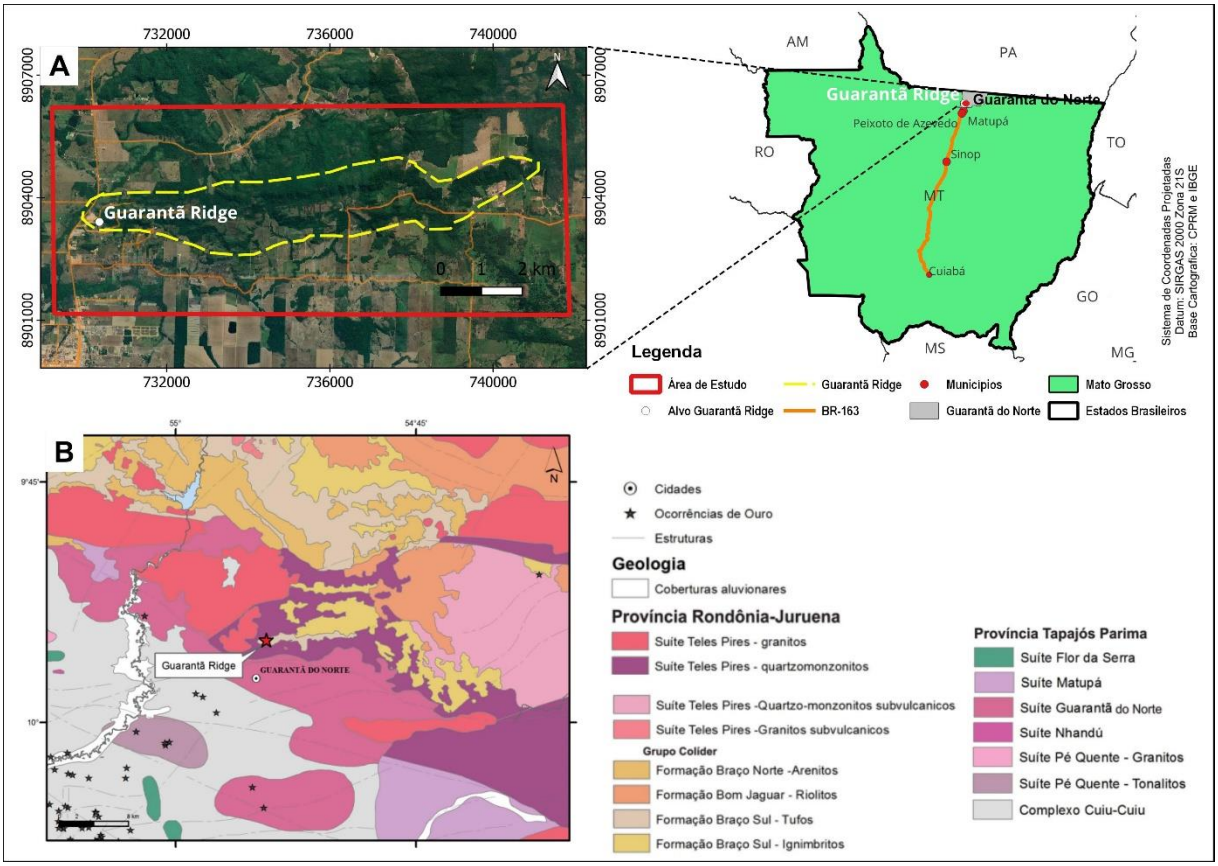


Figura 1. Localização e contexto geológico da área de estudo. A) Mapa de localização da área de estudo. B) Mapa geológico mostrando as unidades geológicas e a localização da mineralização no alvo Guarantã Ridge (modificado de Alves et al. 2019).

O Alvo Guarantã Ridge abriga depósitos polimetálicos (Pb-Zn-Ag-Au-Cu) hospedados em rochas vulcânicas e piroclásticas félsicas. Apesar da importância para a economia local e regional, esses depósitos minerais foram pouco estudados, tanto sob o ponto de vista acadêmico quanto corporativo. Neste contexto, o presente trabalho propõe a caracterização petrográfica e a identificação de alterações hidrotermais nas rochas hospedeiras das mineralizações polimetálicas do Alvo Guarantã Ridge. Além disso, busca-se investigar os possíveis controles litológicos que influenciam essas mineralizações.

2. MATERIAIS E MÉTODOS

Inicialmente, foram realizadas revisões e compilações de dados da literatura sobre a geologia regional da PAAF, seus ambientes tectônicos e mineralizações. Em seguida, foram preparados mapas pré-campo com o auxílio de imagens de satélite. A etapa de campo envolveu a descrição das propriedades macroscópicas dos litotipos hospedeiros e coleta de vinte e duas amostras de afloramento, além de seis amostras proveniente de três testemunhos de sondagens cedidos pela empresa Aura Minerals. Os estudos petrográficos foram realizados no Laboratório de

Pesquisa da UFMT, com microscópios de luz transmitida e refletida (modelos Olympus BX41 e BX51). Por fim, os dados foram tratados e interpretados para integração dos resultados.

3. RESULTADOS

3.1 Estratigrafia dos testemunhos de Sondagens do Alvo Guarantã Ridge

A partir das descrições de testemunhos de sondagem, complementada por estudos petrográficos das amostras, notou-se que as mineralizações estão hospedadas por dois litotipos principais: (1) tufos (cinza e *lapilli-tufo*) e (2) arenito vulcanoclástico. A Figura 2 apresenta a síntese das características macroscópicas dos litotipos e os tipos de alteração ao longo dos intervalos dos três testemunhos de sondagem do Alvo Guarantã Ridge.

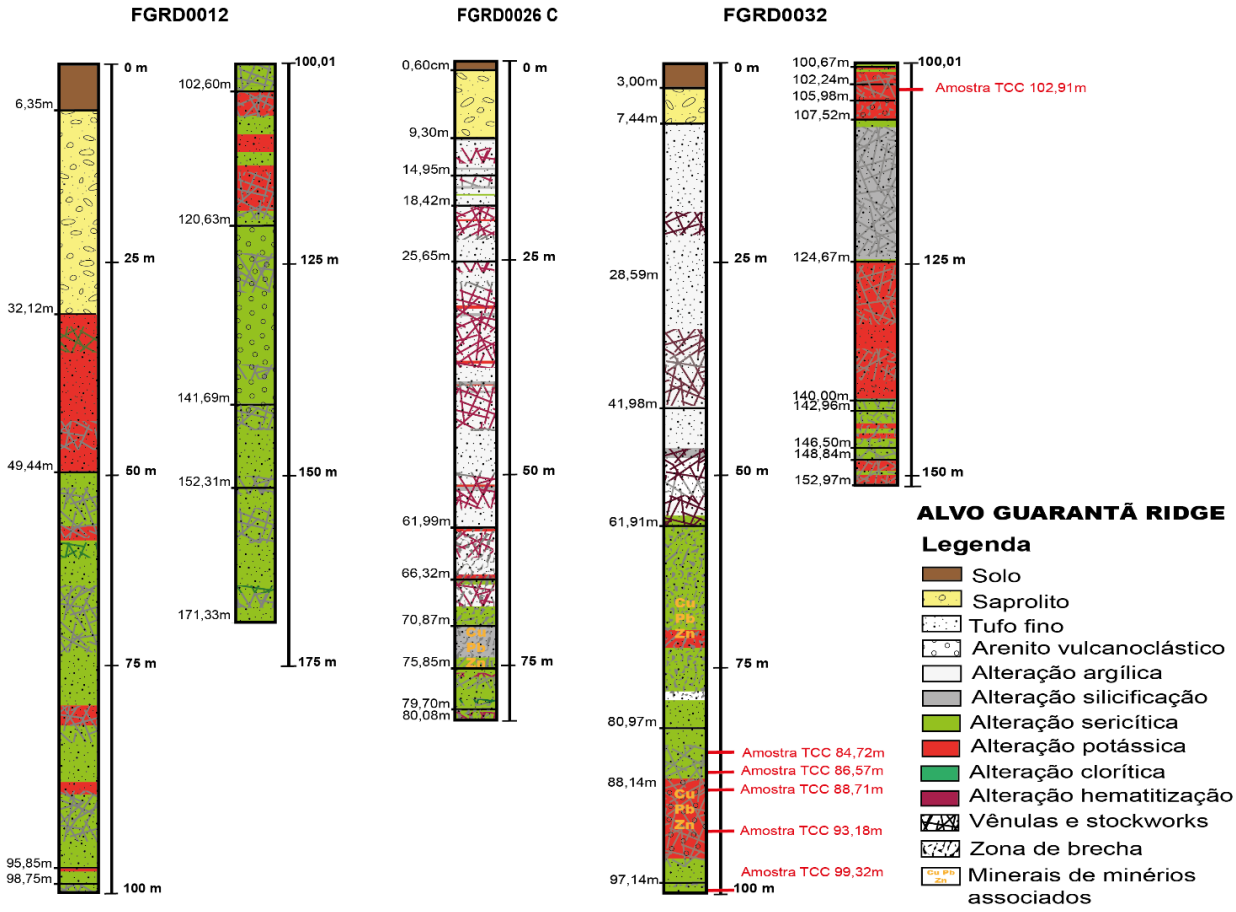


Figura 2. Estratigrafia dos testemunhos de sondagem dos Alvo Guarantã Ridge com os litotipos, intervalos de alterações hidrotermais e horizontes mineralizados. Dados provenientes de três furos de sondagem cedidos pela empresa Aura Minerals.

3.2 Caracterização Petrográfica

Os tufos são rochas hipocristalinas, afaníticas criptocristalinas, de granulação muito fina <0,2mm, inequigranulares, localmente porfirítica ou com texturas piroclásticas preservadas (Fig. 3A e B). A matriz da rocha é constituída por materiais muito fino, quartzo-feldspático, possivelmente associado à devitrificação de material originalmente amorfo (Fig. 3A e B). Os fenocristais representam menos de 10% do total da rocha e possuem formas anédricas a subédricas com tamanhos tipicamente inferiores a 1,5 mm (c. 0,5 a 1,5 mm). São predominantemente quartzo e comummente apresentam golfos de corrosão, fragmentos líticos e minerais máficos dispersos em

uma matriz muito fina (Fig. 3A e B). Os arenitos vulcanoclásticos possuem composição quartzo-feldspática, com os grãos bem selecionados angulares a subarredondado (0,5- 1 mm) (Fig. 3C e D). Os fenocristais ocorrem em 20% do total da rocha, possuem formas anédricas a subédricas com tamanhos tipicamente inferiores a 1,5 mm (c. 0,5 a 1,5 mm) e são predominantemente de fragmentos líticos (Fig. 3C e D). Altas concentrações de epídoto como o principal mineral alteração hidrotermal (Fig. 3D).

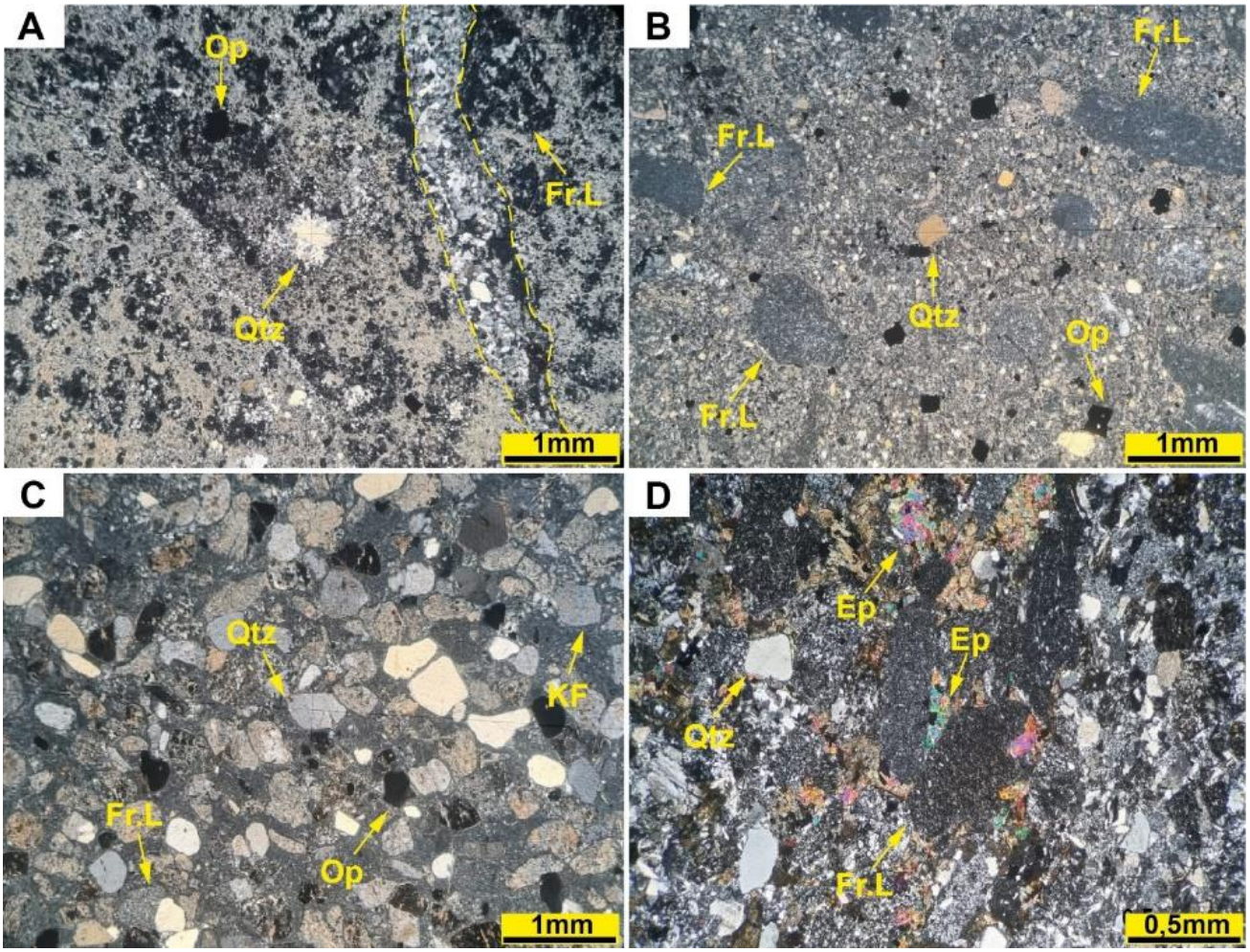


Figura 3. Fotomicrografias com os polarizadores paralelos. (A e B) Características petrográficas dos tufos. Características petrográficas dos arenito-vulcanoclástico (C e D). Legenda: **Qtz** = Quartzo; **KF** = K-feldspato; **Ep** = Epídoto; **Op** = Opaco; **Fr.L** = Fragmentos líticos.

4. DISCUSSÕES

Os dados litológicos e paragenéticos do Guarantã Ridge indicam que a mineralização polimetálica (Pb-Zn-Ag-Au-Cu) ocorre preferencialmente em rochas vulcânicas e piroclásticas alteradas, e evidenciam controle litológico e estrutural. Alterações potássica, sericítica, clorítica, argílica, carbonatação, silicificação e hematitização se distribuem ao longo do perfil, indicando variações na composição e temperatura dos fluidos. As zonas mineralizadas exibem associação de galena, esfalerita, pirita, calcopirita e hematita, hospedadas em brechas hidrotermais e *stockworks* com intensa silicificação.

Comparando com o depósito Francisco, o primeiro depósito epitermal polimetálico da PAAF (Assis, 2011). Os atributos principais do depósito do Francisco incluem; minério hospedado em unidade subvulcânica, com texturas indicativas de percolação de fluidos em nível crustal raso, com

grande aporte de fluidos meteóricos e paragênese dominada por sulfetos, típicos de depósitos epitermais de sulfetação intermediária. As zonas mineralizadas apresentam pirita, esfalerita, galena e hematita, ocorrendo em veios com intensa silicificação e halo sericítico, as alterações potássica, argílica e propilítica se distribuem mais distalmente (Assis, 2011). Essa semelhança reforça a hipótese de que o Alvo Guarantã Ridge possa estar relacionado a um sistema epitermal, como proposto para outros depósitos da PAAF (Assis, 2015).

5. CONCLUSÕES

Os estudos petrológicos e de testemunhos de sondagem indicam um conjunto de rochas piroclásticas e vulcanossedimentares como os principais litotipos hospedeiros das mineralizações. O alvo exibe claro controle litológico e estrutural, apresentando evidências de extensas atividades hidrotermais, sugerindo mudanças na composição dos fluidos ao longo do tempo. A associação entre a mineralização e os tipos de alteração indicam sistemas magmático-hidrotermal raso, compatível com processos epitermais. Os padrões mineralógicos em comparação com contextos regionais, interpreta-se que a hospedeira do alvo possui em geral composição intermediária a ácida correlacionáveis com a sucessão inferior do Grupo Colíder, de idade estaheriana.

Agradecimentos

VGAM agradece à CAPES pela concessão da bolsa de mestrado (código 001), à Faculdade de Geociências (FAGEO) e ao Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal de Mato Grosso (PPGEC-UFMT) pelo suporte prestado. Os autores são gratos à Aura Minerals pela disponibilização dos testemunhos de sondagem para descrição de amostragem.

REFERÊNCIAS

ALVES, C.L.; RIZZOTTO, G.J.; RIOS, F.S.; GONÇALVES, G.F. Áreas de relevante interesse mineral: Projeto evolução crustal e metalogenia da Província Mineral Juruena-Teles Pires. *Informe de Recursos Minerais*, Série Províncias Minerais do Brasil, n. 22. Goiânia: CPRM, 2019. 226 p.

ASSIS, R.R. *Depósitos auríferos associados ao magmatismo granítico do setor leste da Província de Alta Floresta (MT), Cráton Amazônico: tipologia das mineralizações, modelos genéticos e implicações prospectivas*. 2011. 428 f. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 2011.

ASSIS, R.R. *Depósitos auríferos associados ao magmatismo félsico da Província de Alta Floresta (MT), Cráton Amazônico: litogeoquímica, idade das mineralizações e fonte dos fluidos*. 2015. 320 f. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 2015.

GARCIA, P.M.P.; BONFIM, C.S. A mineração e os limites geográficos na colonização de Cuiabá e Mato Grosso. *Terrae Didatica*, v. 18, e022029, 2022.

SILVA, M.G.; ABRAM, M.B. *Projeto metalogenia da Província Aurífera Juruena-Teles Pires, Mato Grosso*. Goiânia: CPRM, 2008. v. 1, 212 p.

Caracterização Estrutural do Depósito Aurífero Ajuricaba, Lineamento Praia Grande–Salinas, Faixa Paraguai, MT

Barboza, E.S.[1], Mota, W.P.S.[1], Alencar, R.A.G.[1], Silva, C.H.S.[1], Geraldes M.C.[2], Rosa, S.V.R.[1], Lopes, K.A.[1]

[1]FAGEO-UFMT, Cuiabá-MT, Brasil e-mail: elzio.barboza@ufmt.br, wesleymota@email.com, carlos.silva1@ufmt.br;
[2]UERJ, Rio de Janeiro-RJ, Brasil e-mail: geraldes@uerj.br

Resumo: O depósito Ajuricaba, situado na porção norte do Lineamento Praia Grande–Salinas, insere-se na zona interna da Faixa Paraguai e hospeda mineralizações auríferas em veios de quartzo encaixados em metassedimentos polideformados do Grupo Cuiabá. As hospedeiras são distribuídas em dois conjuntos litológicos: areno-conglomerático e pelítico. A estruturação regional tem direção NE-SW, destaca-se nas cavas o acamamento (S0), foliação (S1), relacionada a dobras F1 assimétricas e reclinadas com vergência para SE; clivagem decrenulação e kinks bands (S2), plano-axial às dobras F2; Clivagem de fratura (S3) ortogonal as estruturas prévias. Foram identificadas quatro famílias de veios: V1, subparalelos ao S0/S1; V2, lenticulares, associados à S2; V3 e V4 ortogonais aos demais (NW-SE), sendo V3 lenticulares, sigmoidais, en échelon simples/conjugados e estilo crack jump com até 15 cm de espessura, e V4 maciços, tabulares, espessos com até 50 cm de espessura e textura maciça. As alterações hidrotermais presentes em V3 incluem albitização, ferro-carbonatação e sulfetação (pirita ± calcopirita). Os indicadores cinemáticos indicam que cisalhamento dúctil- rúptil, tanto dextral, quanto sinistral, tiveram influência na formação dos veios V3, que possuem os melhores teores de ouro.

Palavras-chave: Faixa Paraguai, Grupo Cuiabá, veios en échelon e crack jump, deformação rúptil-dúctil, zonas de cisalhamento.

1. INTRODUÇÃO

A Faixa Paraguai, importante cinturão neoproterozoico situado no centro-oeste brasileiro, abriga em sua poção interna diversas ocorrências auríferas associadas a veios de quartzo encaixados nos metassedimentos do Grupo Cuiabá, entre elas o depósito Ajuricaba. Tokashiki e Saes (2008) agruparam as rochas do Grupo Cuiabá em três formações: Campina de Pedra, Acorizal e Coxipó, sendo esta última a que hospeda o depósito estudado. Do ponto de vista estrutural a Faixa Paraguai tem direção NE-SW e as mineralizações concentram-se ao longo de dois lineamentos regionais paralelos entre si, um deles mais a oeste denominado Cangas-Poconé (LCP) e a leste Praia Grande-Salinas (LPGS) (Figura 1). Alguns trabalhos discutem a estruturação geral Grupo Cuiabá, com destaque para Alvarenga & Trompette (1993) e Barboza et al. (2018, 2020), outros abordam deformações nas cavas de depósitos minerais com ênfase na caracterização das estruturas de forma descritiva, em especial no LCP (Silva et al., 2002; Silva et al., 2006; Barboza, 2008, Costa et al. 2015, Vasconcelos et al., 2015), mas no LPGS os estudos são inexistentes. Nesse presente trabalho são apresentados os dados do levantamento estrutural na cava do depósito Ajuricaba localizada no norte do LPGS buscando entender melhor a distribuição dos veios mineralizados em relação as demais famílias de veios.

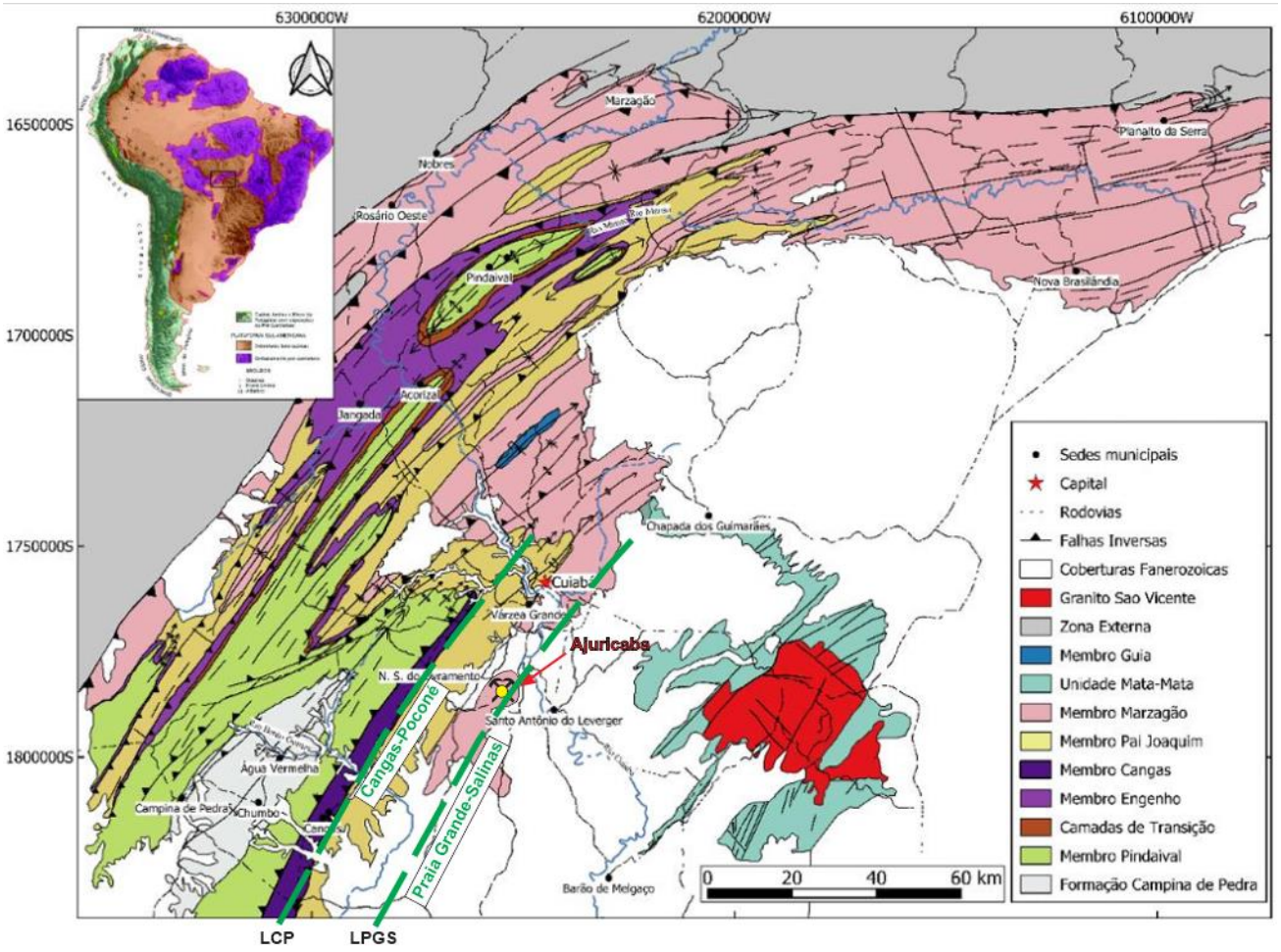


Figura 1: Mapa geológico da Faixa Paraguai na região de Cuiabá com a localização do depósito Ajuricaba e lineamento citados no texto. Obs.: Na porção superior esquerda: mapa geotectônico da América do Sul com a localização da Faixa Paraguai no centro da imagem. Modificado de (Alvarenga, 1988; Beal, *et al*., 2013).

2. MATERIAIS E MÉTODOS

Foram realizados mapeamento geológico de detalhe em escala 1:1.000 e levantamento estrutural no depósito Ajuricaba, com descrição de afloramentos, medições de elementos estruturais (foliações, lineações, planos de falha e veios) e coleta de amostras de rocha e quartzo. Análises cinemáticas e interpretação de feições rúptil-dúcteis foram feitas com detalhe visando entender os mecanismos de formação dos veios de maiores teores. A classificação dos veios foi realizada com base em orientação, geometria, textura interna e relação com elementos estruturais das rochas encaixantes.

3. RESULTADOS

Nas cavas do depósito Ajuricaba afloram dois conjuntos de rochas, sendo o primeiro areno-conglomerático constituído por metaconglomerados monomíticos e metarenitos de granulometria variada e o segundo pelítico, com filitos cinza e metassiltitos maciços. Estruturalmente identificaram-se três fases de deformação: (I) Fase D1 marcada por clivagem ardosiana (S1) associada a dobras F1 reclinadas com vergência SE; (II) Fase D2 associada a clivagem de crenulação (S2) plano-axial às dobras F2 que vergência para NW. Essas estruturas são visíveis principalmente nas rochas pelíticas; e (III) Fase D3 marcada por clivagem de fratura (S3) associadas a zonas de cisalhamento dúctil a rúptil, subverticais de cinemática reversa ou dextral.

As atitudes médias das principais estruturas planares observadas nas cavas do depósito Ajuricaba são: S1 com direção N30–50E e mergulho de 25–40° para NW; S2 com atitude média de N30E/30–40SE; e S3 com atitude N60W/80–85SW. A distribuição dessas estruturas está representada nos estereogramas da Figura 2, que evidenciam a orientação preferencial de cada fase de deformação.

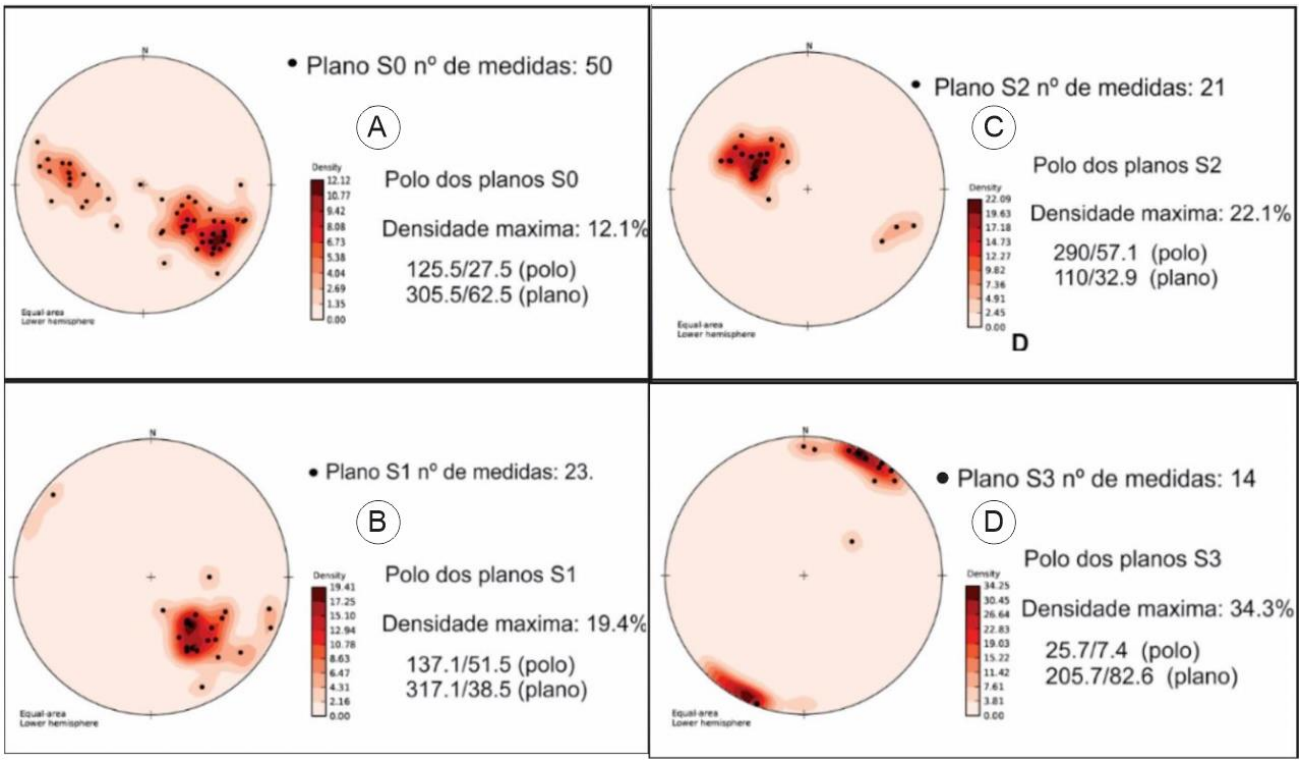


Figura 2: Estereogramas das estruturas planares no depósito Ajuricaba. A – Acamamento sedimentar. B-D – Foliações tectônicas S1 à S3, descritas no texto.

Foram observadas quatro famílias de veios de quartzo, sendo os dois primeiros V1 e V2 de direção NE-SW e os demais V3 e V4, NW-SE. Os veios V1 são subparalelo a S0 e S1, por vezes corta charneiras das dobras F1. Os veios V2 associados plano axial às dobras F2 que apresentam. Essas estruturas são mais evidentes nas rochas pelíticas. Os veios V3 e V4 são ortogonais as estruturas anteriores e se diferenciam por vários aspectos, por exemplo V3 tem arranjos en échelon simples (Figura 3A), conjugados (Figura 3B) e crack jump (Figuras 3C-D) sugerindo zonas de cisalhamento ao longo do plano de clivagem de fratura S3 e mergulhos preferenciais para SW. Os veios V4 são tardios, tem geometria tabular, espessuras de até 50 cm (em detrimento aos 15 cm máximos de V3), possuem textura maciça e apresentam aspecto mais leitoso tendo em vista a ausência de sulfetos, ou óxidos e segundo os mineradores são estéreis e com mergulhos verticais ou para NE.

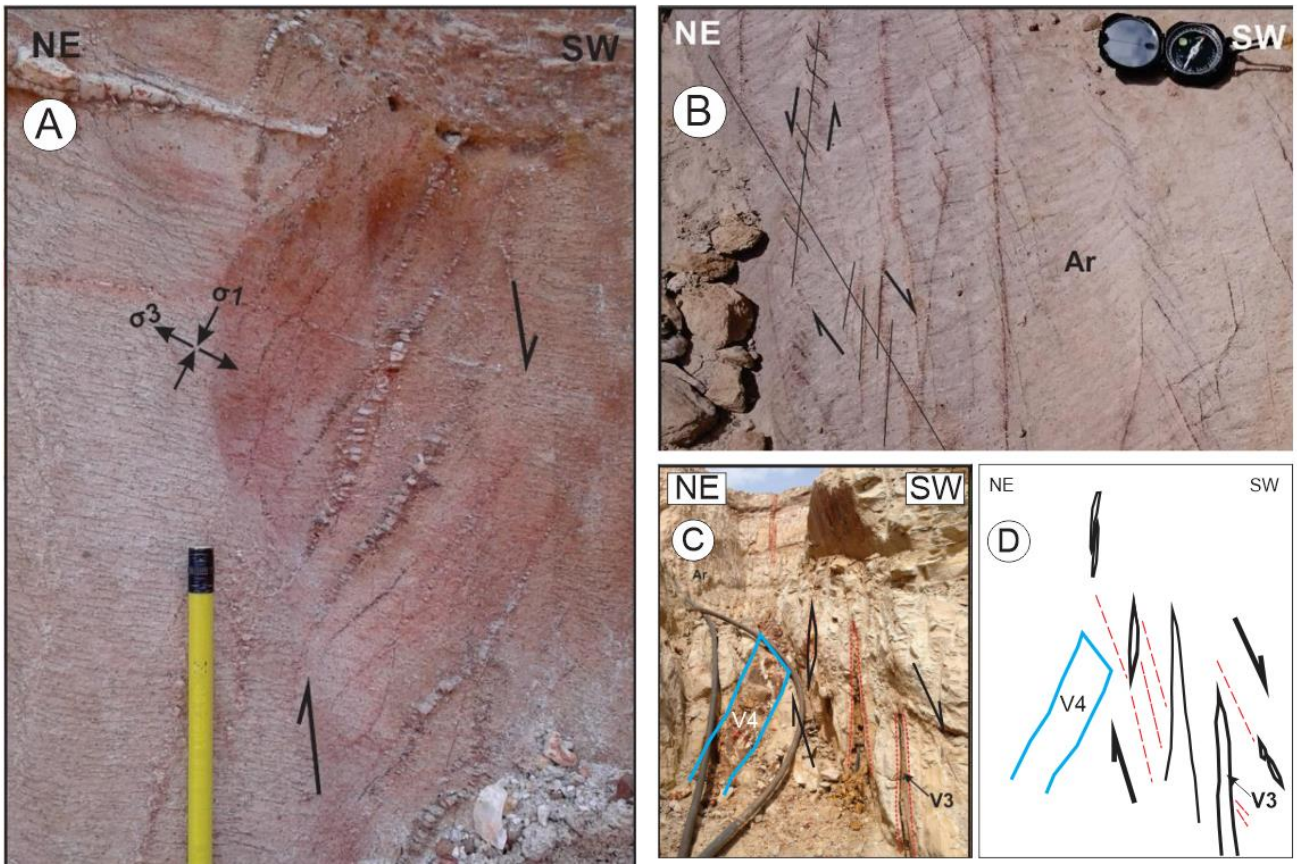


Figura 3: Fotografias de campo nas cavas do depósito Ajuricaba. A – Veios V3 en échelon com arranjo simples. B – V3 com arranjo conjugado, C e D – Veios V4 em estruturas crack jump e veio maciço V4 ao lado. Ar = arenito.

4. DISCUSSÕES

A distribuição dos veios e sua geometria sigmoidal revelam um controle estrutural significativo sobre a mineralização aurífera. Os veios V3 ocorrem preferencialmente em zonas de cisalhamento rúptil-dúctil paralelas a S3, com cinemática oblíqua, ora dextral ora sinistral. Esse padrão é compatível com regimes transpressivos e indica atividade tectônica progressiva responsável pela abertura de fraturas tensionais e preenchimento por fluidos mineralizantes. As texturas internas dos veios (maciças, foliadas e crack-seal) e a presença de alteração hidrotermal (albitização, carbonatação férrica e sulfetação) corroboram um ambiente favorável à precipitação de ouro em profundidades crustais intermediárias.

5. CONCLUSÕES

Os dados estruturais do depósito Ajuricaba indicam que as zonas de cisalhamento rúptil-dúctil associadas à foliação S3 exerceram papel fundamental na gênese e controle dos veios auríferos V3. Esses veios, caracterizados por geometrias en échelon simples, conjugadas e padrão crack jump, exibem arranjos compatíveis com regimes transpressivos e com cinemática alternando entre movimentos dextrais e sinistrais. A associação entre a geometria sigmoidal dos veios, suas texturas internas e as evidências de alteração hidrotermal (albitização, ferro-carbonatação e sulfetação) sugere que esses planos de cisalhamento funcionaram como canais preferenciais para o fluxo de fluidos mineralizantes. Além disso, a ausência dessas feições em veios tardios (V4), considerados estéreis, reforça a importância das estruturas D3 como controladoras da mineralização aurífera. Dessa forma, conclui-se que o controle estrutural, em especial por zonas de

cisalhamento dúctil-rúptil, é o principal fator geológico responsável pela geração e concentração do ouro no depósito. O ambiente tectônico, estruturas locais e tipologia das encaixantes sugerem que o depósito Ajuricaba é um depósito compatível com modelos orogênicos (Groves, 1998), por vezes hospedados em zonas de cisalhamento regionais.

Agradecimentos

Os autores agradecem ao curso de geologia e Faculdade de Geociências-FAGEO /UFMT pelo apoio logístico em campo e laboratórios durante trabalho de conclusão de curso dos alunos Wesley Pereira da Silva Mota e Rômulo Arante Gomes de Alencar, orientados pelo Prof. Elzio S. Barboza com contribuições do Prof. Carlos Humberto da Silva.

REFERÊNCIAS

Alvarenga C.J.S., Trompette R. 1993. Evolução Tectônica Brasiliana da Faixa Paraguai: A Estruturação da Região de Cuiabá. Revista Brasileira de Geociências, 18:323-327.

Barboza E.S., Geraldes M.C., Pinho F.E.C., Silva C.H., Fernandes C.J. 2020. Structural, stratigraphic and metallogenetic aspects of the Paraguay Fold and Thrust Belt: implications for gold mineralization and collage of the Gondwana. Geociências (São Paulo. Online), 38:377.

Barboza E.S., Santos A.C., Pinho F.E.C., Fernandes C.J., Geraldes M.C. 2018. Paraguay Belt lithostratigraphic and tectonic characterization: implications in the evolution of the orogen (Mato Grosso-Brazil). Journal of Sedimentary Environments, 3:54-73.

Beal V. 2013. Estratigrafia de sequências do Grupo Cuiabá, Faixa Paraguai Norte, Mato Grosso. MS Dissertation, Instituto de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal de Mato Grosso, Cuiabá, 134 p.

Costa B.S., Silva C.H., Costa A.C.D. 2015. Structural characterization of the internal domain of Paraguai Belt, in the Cangas region, south central portion of Mato Grosso, Brazil. Brazilian Journal of Geology, 45:35-49.

Groves, D.I., Goldfarb, R.J., Gebre-Mariam, M., Hagemann, S.G. & Robert, F., 1998. Orogenic gold deposits: a proposed classification on the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit type, Ore Geol. Rev., 13:7-27.

Silva C.H. 1999. Caracterização Estrutural de Mineralizações Auríferas do Grupo Cuiabá, Baixada Cuiabana (MT). MS Dissertation, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 134 p.

Silva C.H., Simões L.S.A., Ruiz A.S. 2002. Caracterização estrutural dos veios de quartzo auríferos da região de Cuiabá (MT). Revista Brasileira de Geociências, 32(4):407-418.

Silva C.H., Simões L.S.A., Ruiz A.S., Barboza E.S. 2006. Província Aurífera Cuiabá-Poconé - Estágio Atual do Conhecimento Geológico dos Depósitos de Ouro. In: Fernandes A.C.S., Viana D.A. (eds.) Coletânea Geológica de Mato Grosso, v. 2, p. 35-53.

Vasconcelos R.B., Ruiz S.A., Matos B.J. 2015. Polyphase deformation and metamorphism of the Cuiabá group in the Poconé region (MT), Paraguay Fold and Thrust Belt: kinematic and tectonic implications. Brazilian Journal of Geology, 45:51-63.

XVIII SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE
DESAFIOS E OPORTUNIDADES PARA A TRANSIÇÃO ENERGÉTICA
21 a 24 de setembro de 2025 | Brasília-DF

Avaliação preliminar do potencial de rochas máficas do Centro-Oeste para captura de CO_2 atmosférico por Intemperismo Aprimorado

Duarte, G.H.S.[1], Pierosan, R., Sabino, N.G.S., Oliveira, B.R.[3]

[1]Curso de Graduação em Geologia, Faculdade de Geociências, Universidade Federal de Mato Grosso (UFMT), Cuiabá, Mato Grosso, guilherme.mk3@hotmail.com, nafisabino7@gmail.com, [2]Faculdade de Geociências, Universidade Federal de Mato Grosso (UFMT), Cuiabá, Mato Grosso, ronaldo.pierosan@ufmt.br, [3]Faculdade de Geociências, Universidade Federal de Mato Grosso (UFMT), Cuiabá, Mato Grosso, bruno.oliveira6@ufmt.br

Resumo: O aumento das emissões de gases de efeito estufa tem impulsionado estratégias para mitigar as mudanças climáticas. A captura de CO_2 por Intemperismo Aprimorado (IA) ocorre devido a dissolução de silicatos que resulta na formação bicarbonato solúvel. Este estudo avalia o potencial máximo de captura de CO_2 pelas rochas máficas do Centro-Oeste do Brasil, aplicando a fórmula de Steinour modificada. Foram considerados dados litogeoquímicos compilados de trabalhos técnico-científicos, referentes às rochas máficas de 23 unidades litoestratigráficas dos estados de Goiás, Mato Grosso e Mato Grosso do Sul. As emissões foram determinadas a partir do Ciclo de Vida de Remineralizadores (CVR). Observa-se que o fator dominante e variável do CVR é o transporte, sendo que as emissões possuem uma relação direta com a distância que o remineralizador pode ser transportado para garantir emissões negativas. A partir do cálculo da distância máxima, e conhecendo o local de ocorrência dos basaltos, foram projetadas as áreas de emissão negativa de CO_2. Em Mato Grosso e Mato Grosso do Sul, essas áreas cobrem, respectivamente, 94,01% e 93,19% de seus territórios. Dessa forma, conclui-se que a região Centro-Oeste do país possui elevado potencial para emissões negativas de CO_2 a partir do IA de rochas máficas.

Palavras-chave: remineralizadores, máficas, Centro-Oeste, captura de CO_2, buffers.

1. INTRODUÇÃO

O aumento das emissões de gases de efeito estufa (GEE), especialmente dióxido de carbono (CO_2), tem impulsionado a busca por estratégias para mitigar os impactos das mudanças climáticas. A captura de CO_2 por Intemperismo Aprimorado (IA) é uma técnica que se baseia nas reações de dissolução de silicatos, como a anortita: $2CO_2^{+}\ 3H_2O + CaAl_2Si_2O_8 = Ca^{2+} + 2HCO^{3-} + Al_2Si_2O_5(OH)_4$ (West et al., 2005). Esta reação demonstra que, na presença de água e dióxido de carbono, os minerais silicáticos são dissolvidos pelo intemperismo e resultam na formação dos solos (ex: caulinita) e bicarbonato solúvel, além de liberar nutrientes (ex: cálcio) para o solo. Este processo ocorre de forma mais expressiva em climas tropicais (STALLARD,1988), favorecendo a utilização de remineralizadores de solos, que são rochas silicáticas cominuídas e aplicadas no solo agrícola com o objetivo de recompor macronutrientes como potássio e fosforo, e micronutrientes (BERGMANN, 2021), o que pode ser especialmente relevante para áreas de interesse agropecuário no Centro-Oeste.

Neste contexto, o presente trabalho apresenta os resultados das estimativas de potencial máximo de captura de CO_2, conforme a equação de Renforth (2019), e confronta este potencial com as emissões definidas pelo Ciclo de Vida de Remineralizadores (CVR), conforme equações de Silva (2022). Também foram projetadas as áreas de emissões negativas a partir da ocorrência de rochas máficas nos três estados da região Centro-Oeste e no Distrito Federal. Com isso, pretende-se contribuir para as discussões acerca da efetiva capacidade de captura de CO_2 por IA de rochas máficas.

2. MATERIAIS E MÉTODOS

O desenvolvimento do presente trabalho se iniciou por uma extensiva revisão bibliográfica, especialmente voltada para a compilação de dados litogeoquímicos de rochas máficas do Centro-Oeste do país. Foram consultados artigos científicos, teses, dissertações e relatórios técnicos. Foram consideradas rochas máficas de 23 unidades litoestratigráficas, sendo 11 no estado de Goiás (Sequência Metavulcanossedimentar Adelândia - SMVSA, Complexo Granulítico Anápolis-Itauçu - CGAI, Sequência Metavulcanossedimentar Iporá-Amorinópolis - SMVSIA, Complexo Máfico-Ultramáfico de Cana Brava - CMUCB, Unidade Córrego do Santo Antônio - UCSA, Unidade Córrego da Furna - UCF, Formação Córrego Manuel Leocádio - FCML, Rochas Metamáficas-Ultramáficas - RMU, Complexo Porangatu - CP, Complexo Máfico-Ultramáfico Niquelândia - CMUN, Sequência Metavulcanossedimentar Mara Rosa - SMVSMR), 9 em Mato Grosso (Gabro Juína - GJ, Formação Arinos - FA, Gabro Santa Inês - GSI, Suíte Intrusiva Figueira Branca - SIFB, Formação Tapirapuã - FT, Suíte Intrusiva Salto do Céu - SISC, Suíte Córrego Dourado - SCD, Suíte Máfica Vespor - SMV, Formação Paredão Grande - FPG), 3 em Mato Grosso do Sul (Grupo Alto Tererê - GAT, Grupo Serra Geral - GSG, Sequência Magmática da Serra da Alegria - SMSA) e no Distrito Federal não há ocorrências significativas de rochas máficas.

A partir dos dados compilados, foram calculadas as médias das composições químicas de elementos maiores para cada unidade e, a partir disso, foi estimado o potencial máximo de captura de CO_2 (E_{pot}), utilizando a fórmula de Steinour modificada e seguindo a metodologia proposta por Renforth (2019). A equação considera a razão entre os teores de óxidos presentes nas rochas e suas massas molares, multiplicados por coeficientes relativos ao pH estimado para as reações. Ainda considera a massa molecular do dióxido de carbono e a razão molar de CO_2 para cátions divalentes (Equação 1). Este cálculo fornece o valor médio de dióxido de carbono, em quilos de CO_2 por tonelada de rocha, que cada unidade pode capturar. O Ciclo de Vida de Remineralizadores (CVR) estabelecido por Silva (2022) pode ser utilizado para estimar as emissões de CO_2 durante todo o processo de extração, transporte e aplicação dos remineralizadores. Observa-se que o fator dominante e variável do CVR é o transporte, sendo que as emissões possuem uma relação direta com a distância que o remineralizador pode ser transportado para garantir emissões negativas. A partir disso, é realizado o cálculo da distância máxima que um remineralizador pode ser transportado por um caminhão movido a diesel para que ocorram emissões negativas de CO_2 (Equação 2). Conhecendo-se o local de ocorrência das rochas máficas, é possível projetar as áreas de emissão negativa de CO_2. Para isso, também foi considerada a sinuosidade das rodovias. A sinuosidade das estradas foi determinada com o auxílio do programa PostgreSQL, obtendo-se o índice de sinuosidade das estradas. A partir deste índice foi corrigido o valor da distância máxima e, em ambiente SIG, foram projetadas as áreas de emissão negativa de CO_2. Também em ambiente SIG, foram calculadas as percentagens dos territórios dos três estados do Centro-Oeste que estavam incluídas nessas áreas.

$$E_{pot} = \frac{M_{CO_2}}{100} \cdot \left(\alpha \frac{CaO}{M_{CaO}} + \beta \frac{MgO}{M_{MgO}} + \varepsilon \frac{Na_2O}{M_{Na_2O}} + \theta \frac{K_2O}{M_{K_2O}} + \gamma \frac{SO_3}{M_{SO_3}} + \delta \frac{P_2O_5}{M_{P_2O_5}} \right) \cdot 10^3 \cdot \eta$$

Equação 1. Fórmula de Steinour modificada por Renforth (2019).

$$\mathrm{dmax} = \frac{\mathrm{Cseq} - \mathrm{Cm} - \mathrm{Cap}}{\mathrm{Ct}}$$

Equação 2. Cálculo da distância máxima de transporte rodoviário dmax; Cseq é o carbono sequestrado total; Cm é a emissão de CO2 durante a mineração; Cap é a emissão liberada pela aplicação; e Ct é a emissão do transporte rodoviário por quilômetro.

3. RESULTADOS

A estimativa das áreas de emissões negativas de CO_2 por IA de rochas máficas do Centro-Oeste brasileiro pode ser representada pelos seus raios, que correspondem à distância máxima que um remineralizador pode ser transportado por um caminhão movido à diesel comum (Tab. 1), sem que haja balanço positivo de emissões.

Tabela 1. Distâncias máximas de transporte de remineralizadores para emissões negativas em cada unidade. O significado das abreviações constam no capítulo de Materiais e Métodos.

	Unidades	Distancias (km)		Unidades	Distancias (km)		Unidades	Distancias (km)
Goiás	SMVSA	308	Mato Grosso	GJ	297	Mato Grosso do Sul	GAT	321
	CGAI	325		FA	366		GSG	272
	SMVSIA	296		GSI	319		SMSA	264
	CMUCB	541		SIFB	227			
	UCSA	561		FT	326			
	UCF	322		SISC	267			
	FCML	484		SCD	308			
	RMU	400		SMV	346			
	CP	357		FPG	183			
	CMUN	434						
	SMVSMR	362						

As áreas de emissões negativas, para o estado de Goiás, abrangem todo o território e se estendem ao estado de Mato Grosso, cobrindo 41,98% do território, Mato Grosso do Sul, com 48,89% de cobertura e no Distrito Federal, a cobertura é de 100%. Para o estado de Mato Grosso, as áreas de emissões negativas incluem 94,01% do território, e recobrem pequenas porções dos estados de Goiás e Mato Grosso do Sul. Em Mato Grosso do Sul, 93,19% do território está coberto pelas áreas de emissões negativas, abrangendo, de forma pouco significativa, os estados de Goiás e Mato Grosso (Fig. 1). As estimativas das áreas de emissões negativas, somadas, abrangem 99,37% do território da região Centro-Oeste do país.

4. DISCUSSÕES

Foi possível constatar o grande potencial de captura de CO_2 por IA das rochas do estado de Goiás, tendo áreas de emissões negativas em média 26,52% maiores que aquelas dos estados de Mato Grosso e 28,42% maiores que as de Mato Grosso do Sul. Uma das possíveis interpretações para esta diferença é a expressiva ocorrência de terrenos Arqueanos e Proterozóicos no estado de Goiás, compostos por metaperidotitos, metagabros, serpentinitos, anfibolitos e etc. Estas rochas contêm significativos teores de bases divalentes, como MgO e CaO, que resultam em elevados valores de Epot. Destaca-se que pequenas variações composicionais de rochas semelhantes também resultam em áreas de emissões negativas significativamente distintas. Por exemplo, os basaltos da Formação Tapirapuã resultam em áreas 43% maiores que aquelas dos basaltos da

Formação Paredão Grande. Em termos composicionais, os basaltos da Formação Tapirapuã são mais enriquecidos em CaO e MgO e empobrecidos em K_2O, quando comparados aos basaltos da Formação Paredão Grande.

É importante salientar que os resultados do presente trabalho são estimativas baseadas essencialmente na composição química de rochas silicáticas e, portanto, devem ser assumidas como uma aproximação do potencial de captura de CO_2 atmosférico por IA. Dessa forma, estas estimativas devem ser consideradas com cautela, especialmente quando utilizadas para monetizar créditos de carbono. Power *et al.* (2025) destaca a importância de estimar adequadamente as taxas de captura de dióxido de carbono por IA, especialmente através da quantificação de carbono inorgânico. Estes autores salientam que fatores relacionados às composições químicas e mineralógicas das rochas podem superestimar estas taxas e que a divulgação de taxas de captura de CO_2 que considerem todas as fontes de incertezas poderão contribuir para determinação de créditos de carbono verificáveis e confiáveis.

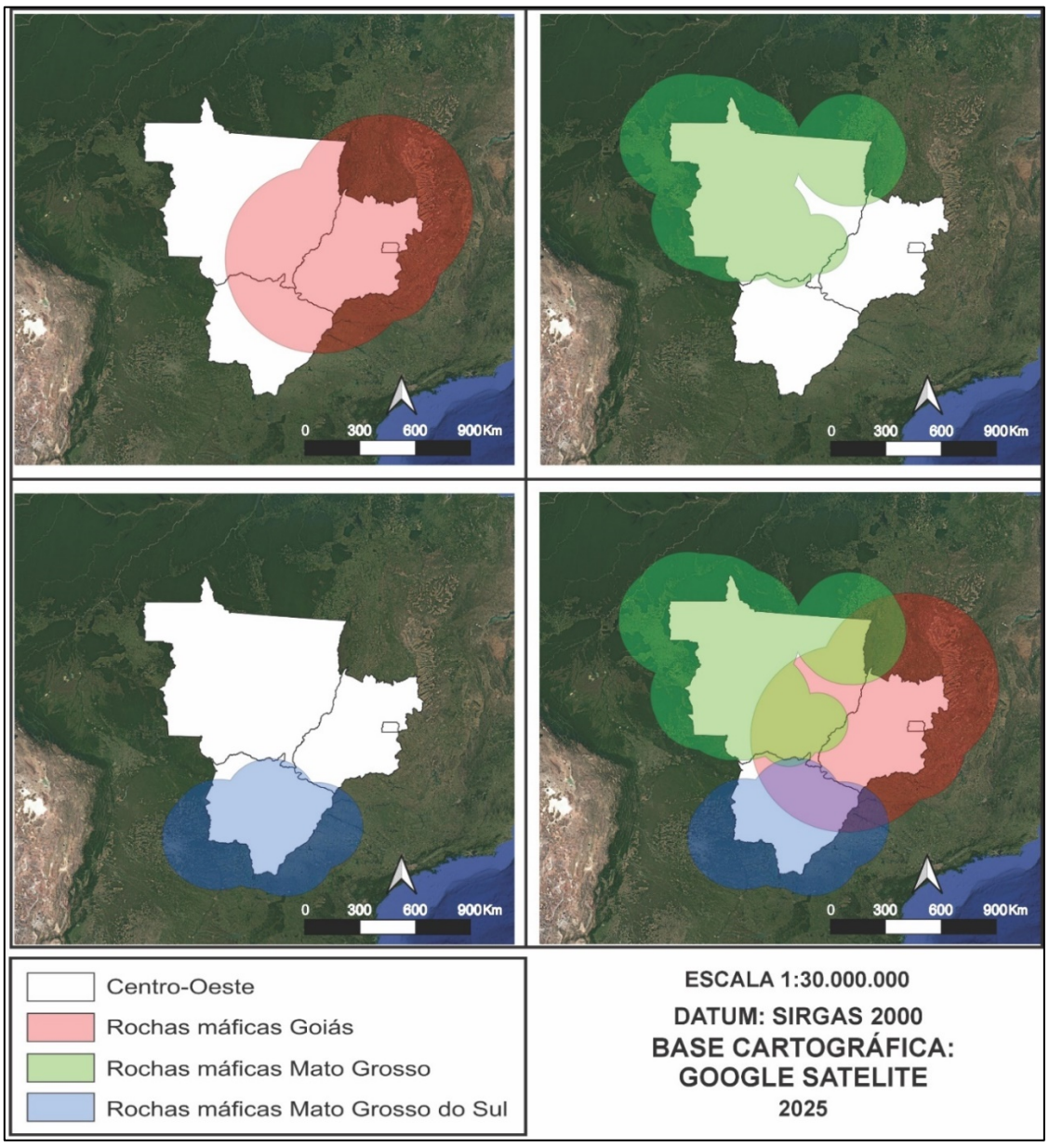


Figura 1. Mapa dos estados da região Centro-Oeste do Brasil com suas respectivas áreas de emissões negativas de CO_2 por IA.

5. CONCLUSÕES

Com os dados apresentados neste trabalho, pode-se notar o grande potencial do Centro-Oeste no sequestro de CO_2 atmosférico por Intemperismo Aprimorado. Por ser uma região com forte influência do agronegócio, é possível visualizar que com investimentos em pesquisas e análises que visam a aplicabilidade dos remineralizadores de solo, utilizando as unidades máficas do meio oeste, possibilitara que os seus três estados (Goiás, Mato Grosso e Mato Grosso do Sul) sejam grandes expoentes do país para a implementação de protocolos de redução de emissão de GEE's. Entende-se que estas estimativas podem estar superestimadas, porém, podem servir de parâmetro básico até que cálculos mais precisos de captura de CO_2 por remineralizadores sejam desenvolvidos e publicados.

Agradecimentos

À PRAE-UFMT pelo recurso financeiro de auxílio evento e ao PET Geologia.

REFERÊNCIAS

BERGMANN, MAGDA. Serviço Geológico do Brasil, CPRM, Programa Geologia, Mineração e Transformação Mineral – Avaliação dos Recursos Minerais do Brasil: Grupo Serra Geral da Bacia do Paraná no Rio Grande do Sul – Informe de Recursos Minerais: Série Insumos Minerais para a Agricultura, n° 26, 2021.

POWER, Ian M. et al. Are enhanced rock weathering rates overestimated? A few geochemical and mineralogical pitfalls. Frontiers in Climate, v. 6, p. 1510747, 2025.

RENFORTH, P. The negative emission potential of alkaline materials. Nature Communications, 10(1401), 2019. DOI: https://doi.org/10.1038/s41467-019-09475-5.

Silva, V.H., 2022, Avaliação de ciclo de vida de remineralizadores derivados de basaltos no manejo de solos agrícolas da Bacia do Paraná: Trabalho de Conclusão de Curso, Universidade Federal de São Paulo, Instituto do Mar, 52 p.

STALLARD, Robert F. Weathering and erosion in the humid tropics. In: Physical and chemical weathering in geochemical cycles. Dordrecht: Springer Netherlands, 1988. p. 225-246.

WEST, A. J.; GALY, A.; BICKLE, M. Tectonic and climatic controls on silicate weathering. Earth and Planetary Science Letters, 235(1-2), 211-228, 2005.

Sismologia Passiva Aplicada à exploração de Pegmatitos: Estudo de Caso com HVSR na Província Pegmatítica de Mata Azul

Gomes-Silva, D.I.[1], Ribeiro, C.V.A., Marotta, G.S., França, G.S.L., Dantas, E.L.[5]

[1]Observatório Sismologico/Instituito de Geociencias/Universidade de Brasília, DF, Brasil, daniele.ingredy@aluno.unb.br; [2]Universidade de Brasília, DF, Brasil, carlos.vinicius@aluno.unb.br; [3]Observatório Sismologico/Instituito de Geociencias/Universidade de Brasília, DF, Brasil, marotta@unb.br; [4]AGG, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, georgesand@usp.br; [5]LEGGA, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, elton@unb.br

Resumo: Este trabalho investigou a aplicação da técnica de razão espectral do ruído ambiental (HVSR) para caracterizar a resposta sísmica de corpos pegmatíticos em subsuperfície. O experimento foi conduzido no subgrupo norte do campo pegmatítico Mata Azul, sudeste do Tocantins, onde oito estações de período curto registraram ruído ambiental sobre dois corpos previamente mapeados em superfície. A área foi marcada por intensa atividade mineral, em uma zona de difícil acesso, impossibilitando a aplicação de métodos convencionais em maior escala, o que motivou o uso do HVSR como alternativa geofísica de baixo custo e mais fácil implementação. O perfil sísmico revelou cinco faixas de frequência, 0.4, 0.7, 1.4, 4 e 20Hz com pelo menos dois picos distintos em todas as estações. As estações situadas diretamente sobre os pegmatitos apresentaram perturbações notáveis tanto na frequência quanto na amplitude dos picos. Além disso, observou-se uma direção preferencial E–W nos picos associados aos pegmatitos, sugerindo a discordância desses corpos com as camadas encaixantes. Esses resultados indicam que a técnica HVSR é sensível à presença de corpos pegmatíticos e pode ser uma ferramenta para mapeamento geofísico em áreas de mineração complexas, contribuindo para a caracterização estrutural de depósitos minerais.

Palavras-chave: exploração, hvsr, pegmatitos, sismologia-passiva, mineralização.

INTRODUÇÃO

A identificação de depósitos minerais em subsuperfície está diretamente associada a correta aplicação de técnicas geofísicas. Apesar de amplamente utilizada em contextos de bacias sedimentares, as técnicas de sismologia ainda foram pouco exploradas na investigação de mineralizações em terrenos cristalinos. Recentemente, diversos estudos demonstraram a utilização de técnicas de sismologia passiva, como a Razão Espectral das Componentes Horizontais pela Vertical (HVSR) para identificar contrastes de velocidade no embasamento cristalino (e.g., Reid et al., 2025). Estas técnicas se destacam de outras técnicas geofísicas, como gravimetria e magnetometria, pela sua versatilidade, facilidade de aquisição e resolução em profundidades rasas (< 1000 m). Desta forma, o presente trabalho descreve a primeira aplicação desta técnica para entender a geometria de corpos pegmatíticos da Província de Mata Azul, no estado do Tocantins. Nesta região, diversos pegmatitos, com direção preferencial E-W, ocorrem como corpos intrusivos em rochas do grupo Serra da Mesa. Contudo, o clima da região é responsável por extensos perfis de intemperismo, dificultando a identificação destes corpos em superfície. Com base nos

resultados de sismologia passiva, foi possível definir a espessura do solo e da rocha intemperizada acima destes corpos. Além disso, foi possível inferir a geometria do corpo, tendo implicações para a prospecção de pegmatitos em subsuperfície.

1. MATERIAIS E MÉTODOS

A Razão Espectral Horizontal-Vertical (HVSR) é um método baseado na teoria do campo difuso que utiliza o ruído ambiental para identificar picos de frequência fundamental. A técnica explora o contraste de impedância entre camadas e assume a presença de ondas de corpo e de superfície no sinal registrado.

Para a aquisição de dados, implantou-se um perfil linear de oito estações temporárias, abrangendo cerca de 1 km, cortando o pegmatito Zé do Fole. Além disso, foram realizadas três análises pontuais nos corpos Boanerges e Marimbondo. Em cada estação, utilizou-se um sismômetro de período curto, com registros contínuos de ruído ambiental de aproximadamente 30 minutos. Os dados brutos foram pré-processados, onde foram cortados e filtrados para remoção de ruídos indesejados. O processamento subsequente foi realizado com o pacote HVSRpy (Vantassel et al., 2021), aplicando-se média geométrica dos espectros e janelamento dos sinais. Para cada curva HVSR resultante, identificaram-se os picos de frequência predominantes, os quais foram submetidos aos critérios de confiabilidade do protocolo SESAME (Teves Costa, 2004). Adicionalmente, realizou-se uma análise azimutal das curvas para identificar direcionalidades preferenciais associadas às frequências destacadas.

Para o cálculo das profundidades associadas às frequências obtidas, foram utilizadas as relações de Vs – profundidade estabelecidas por Brocher (2005). Desta forma, foi estabelecida uma relação empírica entre a frequência fundamental do pico HVSR (Vs = *f*0 * 4h) e a profundidade da camada em contraste, considerando um aumento exponencial de Vs devido à pressão de confinamento.

2. RESULTADOS

As curvas de HVSR resultantes exibiram um total de 28 picos, distribuídos em cinco faixas de frequência, conforme detalhado na Tabela 1. Cada curva apresentou, no mínimo, dois picos, com algumas curvas apresentando até cinco picos distintos. Todas as estações apresentaram picos abaixo de 1 Hz, geralmente de menor amplitude, enquanto os picos até 2Hz apresentam a maior amplitude em relação aos demais picos. A análise azimutal destaca que a maioria dos picos apresenta uma orientação predominante 180 Az, enquanto os picos em torno de 3-6 Hz apresentam orientação tendendo a 045 – 090Az. Picos acima de 10 Hz foram identificados na maioria das estações.

Tabela 1: Localização das estações e picos de frequência do HVSR observadas. Datum WGS84 23S.

Pegmatito	Estação	Longitude	Latitude	Profundidade (m)				
				f0	f1	f2	f3	f4
Zé do Fole	MAZ-06	779840	8599340	1590	216		36	3
Zé do Fole	MAZ-05	779858	8599110	1897	230	153		16
Zé do Fole	MAZ-02	779934	8598856	1819	800	429	80	6
Zé do Fole	MAZ-03	779942	8598805	987	438		83	
Zé do Fole	MAZ-04	779937	8598782	1221	930	353	74	8
Zé do Fole	MAZ-16	779929	8598747	850	466			
Zé do Fole	MAZ-17	779904	8598710	1078	396			

Zé do Fole	MAZ-18	779872	8598574	1292	321		5
Zé do Fole	MAZ-19	779896	8598521	1366	390		
Boanerges	MAZ-21	780579	8591997	768	457	40	
Boanerges	MAZ-22	780584	8591905	684	357		3
Boanerges	MAZ-23	780446	8593023	701	440		4
Marimbondo	MAZ-24	777512	8591533	1629	421	49	
Marimbondo	MAZ-25	777559	8591562	876	434	38	
Marimbondo	MAZ-26	777729	8591655	839	451	66	6

Os resultados indicam que os picos acima de 3.8 Hz correspondem a rocha intemperizada e solo, com uma profundidade para o solo variando entre 3 e 16 m, e entre 36 e 80 m para a rocha alterada. No perfil realizado no pegmatito Zé do Fole, as estações próximas a superfície aflorante do corpo apresentam picos entre 1.2 e 2.4 Hz, correspondendo a profundidades entre 429 e 353 m, respectivamente. Picos em frequências mais baixas, presentes em todas as estações, podem ser correlacionados a contrastes entre as rochas encaixantes, com a presença de uma camada entre 290 e 930 m e outra abaixo de 850 – 1800 m. Para o pegmatito Boanerges, a espessura para máxima para o solo foi de 4 metros, com cerca de 40 metros de rocha intemperizada. Os demais picos indicam a presença de camadas contrastantes entre 357 e 457 m e 684 – 768 m, podendo ser correlacionadas a profundidade máxima do pegmatito e da rocha encaixante, respectivamente. Por fim, para o pegmatito Marimbondo, foi determinado uma espessura de 6 metros para o solo e uma espessura variando entre 38 e 66 metros para a rocha alterada. As três estações obtiveram um pico claro entre 421 e 451 m, que pode representar a profundidade máxima do corpo.

3. DISCUSSÕES

As técnicas de sismologia passiva ainda são pouco utilizadas na exploração mineral (e.g., Reid et al., 2025). O método HVSR, criado originalmente para definir contrastes entre solo-rocha e camadas sedimentares, pode ser utilizado para definir contrastes entre rochas cristalinas com propriedades físicas distintas, como o caso de pegmatitos e rochas metassedimentares.

No caso da Província Pegmatítica do Tocantins, a região é de difícil acesso e apresenta perfis de intemperismo extensos. Consequentemente, a quantificação da espessura destas zonas, de forma prática e indireta, é fundamental para as etapas iniciais de exploração destas rochas. A análise através do método HVSR nestes pegmatitos indicou perfis de intemperismo extensos, com até 83 metros no pegmatito Zé do Fole, e estimativas entre 40 e 60 metros para os pegmatitos Boanerges e Marimbondo.

A análise ao longo do perfil no pegmatito Zé do Fole sugere uma correlação entre a região aflorante do corpo pegmatítico e variações na amplitude da curva HVSR (Figura 1). Além disso, uma anomalia menor, correlacionada em superfície com um dique métrico não explorado, é também observada na seção. Esta região também é caracterizada por variações na profundidade dos picos de frequência mais baixa, sugerindo um controle estrutural e profundo para a origem dos pegmatitos da região. A análise azimutal indica uma orientação principal E-W para os picos associados aos corpos pegmatíticos, consistente com observações de campo e de sensores remotos.

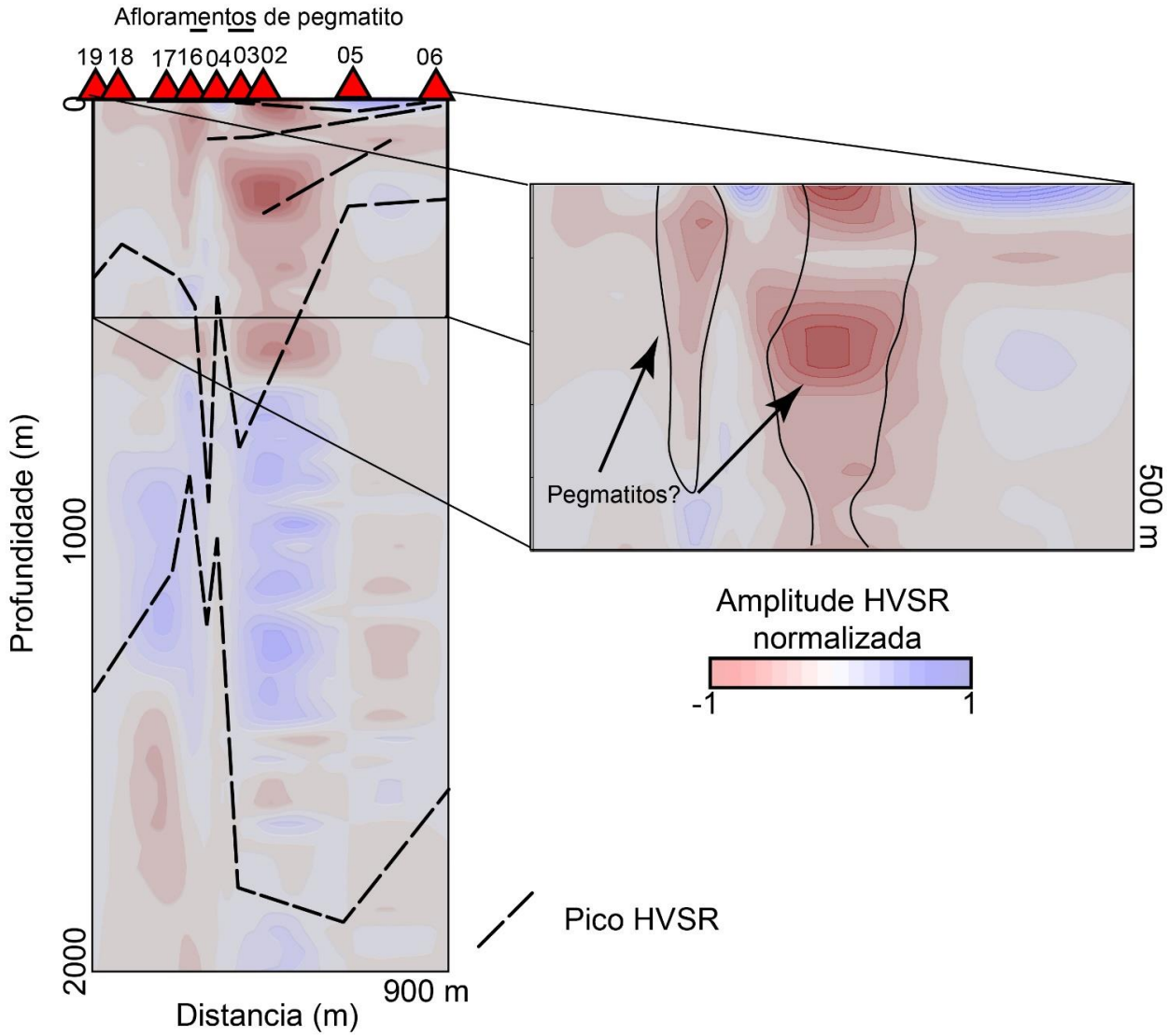


Figura 1. Perfil S-N ao longo do pegmatito Zé do Fole. O recorte a direita mostra em detalhe a seção até a profundidade de 500 metros.

4. CONCLUSÕES

Técnicas de sismologia passiva, apesar de pouco aplicadas, apresentam grande potencial para aplicação na exploração mineral. A aplicação do método HVSR na Província Pegmatítica de Mata Azul permitiu inferir a espessura do pegmatito intemperizado, bem como a sua continuidade até cerca de 500 metros. A análise azimutal permitiu estimar as orientações preferenciais de cada pico, sugerindo uma orientação principal E-W para os corpos pegmatíticos da região. Por fim, a análise dos picos de baixa frequência sugere um controle estrutural, e profundo, para a origem dos corpos pegmatíticos da região.

Agradecimentos
Gostaríamos de expressar nossa gratidão aos proprietários das terras que nos receberam e permitiram o acesso indispensável para a coleta de dados em campo.
Financiador(es)/*Financial Support:* Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior, código de financiamento 001. Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia de Estudos Tectônicos (INCT-ET, financiado pelo CNPq, CAPES e FAPDF).

REFERÊNCIAS

Brocher, T.M., (2005), Compressional and shear wave velocity versus depth in the San Francisco bay area, California: Rules for USGS bay area velocity model 05.0.0: U.S. Geological Survey, Open-File Report 2005-1317, doi: 10.3133/ofr20051317.

Reid, A., Olivier, G., Jones, T. (2025). Ambient Noise Tomography: A Sensitive, Rapid, Passive Seismic Technique for Mineral Exploration. doi: 10.5382/SEGnews.2025-140.fea-01

Teves Costa, P. (2004). GUIDELINES FOR THE IMPLEMENTATION OF THE H/V SPECTRAL RATIO TECHNIQUE ON AMBIENT VIBRATIONS MEASUREMENTS, PROCESSING AND INTERPRETATION SESAME European research project WP12-Deliverable D23.12. http://sesame-fp5.obs.ujf-grenoble.fr/index.htm

Vantassel, J. P., Cox, B. R., & Brannon, D. M. (2021). HVSRweb: An Open-Source, Web-Based Application for Horizontal-to-Vertical Spectral Ratio Processing. In IFCEE 2021 (pp. 42–52). https://doi.org/https://doi.org/10.48550/arXiv.2106.06050

Investigação em subsuperfície de mineralização do tipo VMS através da sismologia passiva: o caso do corpo C1, Complexo Palmeirópolis

Gomes-Silva, D.I.[1], Ribeiro, C.V.A.[2], Marotta, G.S.[3], França, G.S.L.[4], Dantas, Elton L.[5]

[1]Observatório Sismologico/Instituito de Geociencias/Universidade de Brasília, DF, Brasil, daniele.ingredy@aluno.unb.br; [2]Universidade de Brasília, DF, Brasil, carlos.vinicius@aluno.unb.br; [3]Observatório Sismologico/Instituito de Geociencias/Universidade de Brasília, DF, Brasil, marotta@unb.br; [4]AGG, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, georgesand@usp.br; [5]LEGGA, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, elton@unb.br

Resumo: A mineralização de Zn-Pb-Cu no Complexo Palmeirópolis, Tocantins, ocorre no contato entre rochas máficas e félsicas. Estas rochas apresentam propriedades de Vp, Vs e densidade distintas, permitindo a aplicação de técnicas de sismologia passiva para quantificar a profundidade destes contrastes. A partir de uma seção com cinco estações, a geometria desta mineralização foi investigada através da técnica HVSR, e comparada com uma seção de IP realizada pela CPRM na década de 80. Os resultados indicam a presença da mineralização no contato entre as rochas máficas e félsicas, com a quantificação da espessura destas camadas até cerca de 500 metros. Ao comparar com a seção de IP, observou-se que a profundidade e a geometria das anomalias são similares, embora a técnica de IP tenha revelado uma profundidade máxima de 200 metros. Dessa forma, as técnicas de sismologia passiva emergem como uma abordagem muito promissora para a investigação de mineralizações em subsuperfície.

Palavras-chave: exploração, hvsr, pegmatitos, sismologia-passiva, mineralização.

INTRODUÇÃO

O crescente avanço na exploração mineral está diretamente relacionado ao desenvolvimento e à aplicação de novas metodologias geofísicas, especialmente em depósitos com geometria complexa ou assinatura geofísica sutil. Enquanto a maior parte dos depósitos em superfície já foram descobertos, a sua correta identificação em subsuperfície ainda carece de técnicas adequadas e de baixo custo. Dentre os sistemas mineralizados, os depósitos do tipo VMS (Volcanogenic Massive Sulfide) se destacam por sua relevância econômica, com concentrações significativas de Zn, Pb e Cu. No entanto, a expressiva variabilidade interna desses depósitos — tanto litológica quanto estrutural — exige abordagens integradas e metodologias adaptadas a cada contexto geológico.

O depósito Zn-Pb-Cu de Palmeirópolis, localizado no sul do Tocantins, exemplifica essa complexidade. Ele está inserido no Complexo Palmeirópolis, uma sequência vulcano-sedimentar mesoproterozoica (~1,25 Ga; Araujo et al., 1996; Ferreira Filho et al., 2010; Frasca & Ribeiro, 2019b), parte da Faixa de Dobramentos Brasília (Uhlein et al., 2012). As rochas foram metamorfisadas entre 800 e 780 Ma (Araujo et al., 1995, 1996; Ferreira Filho et al., 2010) e apresentam três principais fases de deformação (Frasca & Ribeiro, 2019b).

O complexo é dividido em quatro unidades litológicas, sendo que apenas as metavulcânicas básicas e ácidas ocorrem no depósito. Segundo o modelo 3D de Oliveira et al. (2022), a mineralização VMS ocorre preferencialmente no contato entre anfibolitos e xistos.

A área foi inicialmente estudada pela CPRM nas décadas de 1970 e 1980, por meio de mapeamento geológico, sondagens e levantamento aerogeofísico (VTEM), sendo também responsável pela subdivisão do depósito em quatro zonas mineralizadas (C1 a C4), nomenclatura adotada por trabalhos posteriores. C1 a C3 concentram corpos tabulares ou lentes com sulfetos maciços e forte contraste físico, enquanto C4 se diferencia por conter sulfetos disseminados em rochas riolíticas, com geometria anelar e assinatura geofísica atenuada, o que dificulta sua detecção por métodos tradicionais.

Neste trabalho, são apresentados os resultados preliminares da aplicação do método HVSR (Horizontal-to-Vertical Spectral Ratio) na zona C1, com o objetivo de avaliar sua eficácia como ferramenta auxiliar na caracterização de depósitos VMS não expostos em superfície.

1. MATERIAIS E MÉTODOS

A Razão Espectral Horizontal-Vertical (HVSR) é uma técnica fundamentada na teoria do campo difuso, empregando o ruído ambiental para detectar picos de frequência fundamental. Esse método analisa o contraste de impedância entre diferentes camadas geológicas, levando em conta as ondas de corpo e de superfície presentes no sinal captado.

Neste estudo, foi implantado um perfil com cinco estações temporárias, distribuídas ao longo de uma linha com orientação aproximada E–W e cerca de 250m de extensão. Em cada ponto, utilizou-se uma única estação de período curto, com registro contínuo de ruído ambiental com duração de aproximadamente 30 minutos. A escolha da localização do perfil foi motivada, em parte, pela existência de um levantamento de Polarização Induzida (IP) realizado pela CPRM na década de 1980.

A seção IP utilizada foi extraída de uma imagem digitalizada de relatório técnico da CPRM, contendo representação em perfil XZ com valores pontuais de polaridade. Essa imagem foi georreferenciada, extraindo os valores com suas coordenadas espaciais, permitindo a reconstrução da seção e comparação aos resultados do HVSR.

Os dados sísmicos brutos foram submetidos a pré-processamento, que incluiu cortes e filtragens para eliminar ruídos indesejados. Em seguida, foram processados utilizando o pacote HVSRpy (Vantassel et al., 2021). Realizou-se a média geométrica dos espectros e o janelamento dos sinais. Para cada curva HVSR gerada, foram identificados os picos de frequência predominante, os quais foram avaliados segundo os critérios de confiabilidade estabelecidos pelo protocolo SESAME.

Em seguida, os dados de frequência fundamental foram invertidos no software HV-Inv (García-Jerez et al., 2016) para estimativa de profundidade das interfaces representadas pelos picos. Como parâmetros de entrada para a inversão, foram utilizados valores de Vp e densidade estimados a partir da análise geoquímica dos testemunhos de sondagem localizados ao longo do perfil, disponibilizados pela empresa Alvo Minerals.

Por fim, os resultados da inversão foram utilizados para interpolar a frequência ao longo da profundidade, compondo uma seção contínua de variação espectral associada às camadas geológicas subsuperficiais.

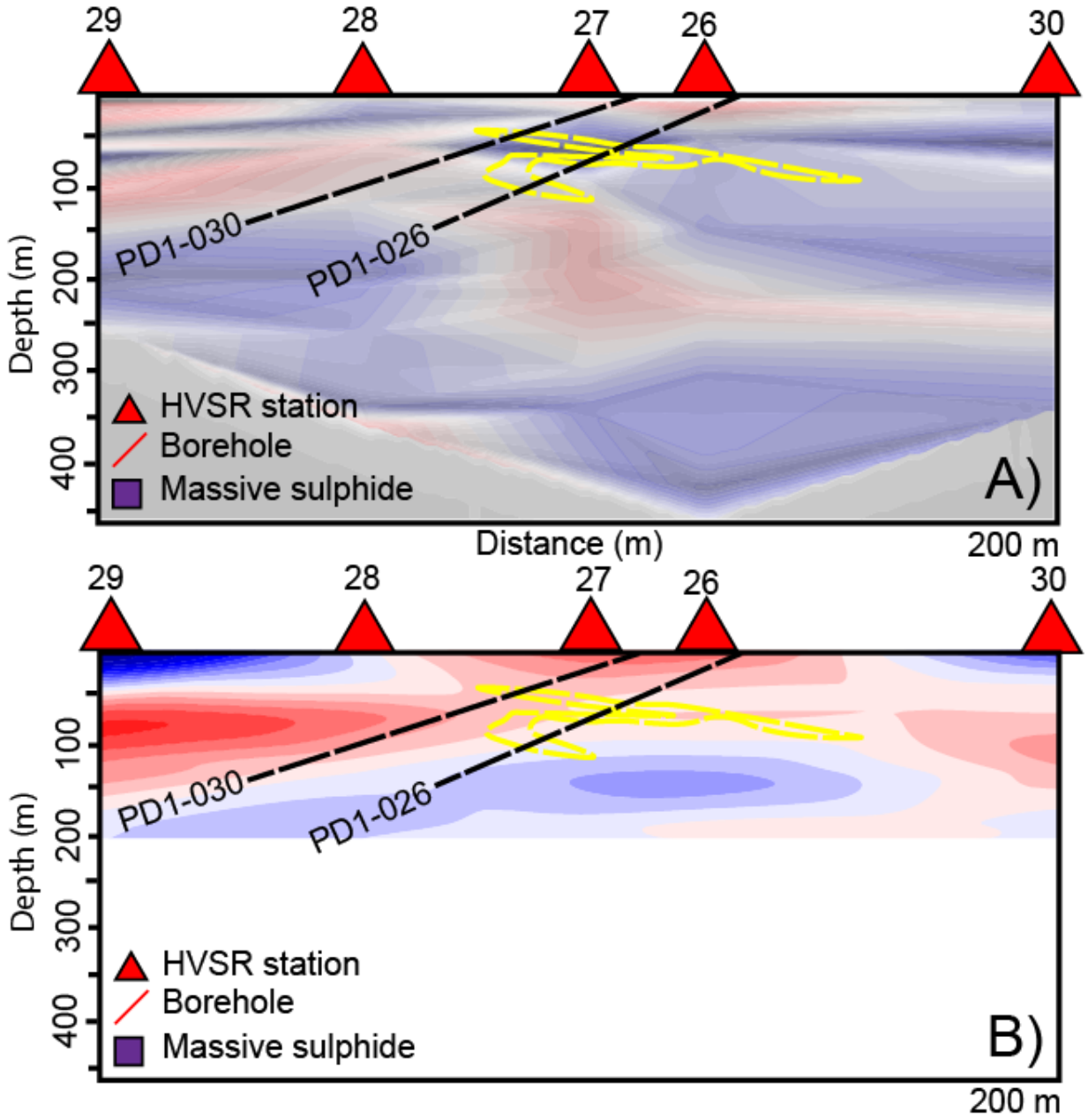
2. RESULTADOS

Foram recuperados 20 picos a partir de 5 curvas, resultando em uma média de 4 picos por curva. As frequências médias observadas foram de 0,5 Hz, 1,2 Hz, 3 Hz e 19 Hz. Os resultados obtidos para a velocidade de propagação (Vp) e a densidade, calculados por meio de análise geoquímica e inferidos a partir da inversão, mostram valores significativamente mais baixos para o

xisto e valores mais altos para o anfibolito, tanto em relação à Vp quanto à razão entre Vp e densidade.

A inversão dos dados, considerando um modelo de dez camadas, permitiu definir a intercalação entre as camadas de xisto e anfibolito até profundidades de 460 metros. A região da mineralização coincide com camadas de baixa razão Vp/densidade, em profundidade em torno de 56 metros.

Os resultados foram interpolados e comparados com os dados de IP, com profundidade máxima de 200 metros. Em ambos os casos, camadas contrastantes em profundidades similares puderam ser observadas, coincidindo com a zona mineralizada. A análise individual dos produtos da inversão indica uma camada com razão Vp/densidade baixa em 56 metros, marcando o início da mineralização abaixo da estação.



3. DISCUSSÕES

Definir a geometria e continuidade de corpos mineralizados em subsuperfície geralmente requer o uso intenso de sondagem e técnicas geofísicas indiretas. Contudo, o custo operacional de destas técnicas é elevado, dificultando a inferência durante os estágios iniciais de prospecção. Neste contexto, técnicas de sismologia passiva, principalmente o método HVSR, permitem modelos iniciais de subsuperfície sem o uso de grandes equipes de campo ou durante longos períodos.

A aplicação do HVSR no corpo mineralizado em Zn-Pb-Cu C1, no complexo Palmeirópolis, permitiu definir os principais contatos litológicos, bem como o início do intervalo mineralizado. Em comparação com a seção de IP, a geometria e profundidade das anomalias é similar, contudo, a técnica do HVSR permitiu estimar a continuidade das camadas até profundidades em torno de 500 metros.

Desta forma, a aplicação de técnicas de sismologia passiva para a exploração mineral permite a inferência de unidades litologicas em subsuperfície, podendo ter um papel importante na definição de alvos para sondagem e para a quantificação do tamanho de reservas.

4. CONCLUSÕES

A aplicação da técnica HVSR em corpos de sulfeto mineralizados em Zn-Pb-Cu do Complexo Palmeirópolis permitiu a identificação de camadas em subsuperfície até profundidades em torno de 500 metros. A região mineralizada ocorre no contato entre rochas máficas e félsicas, com o topo da camada consistente com os resultados da inversão. Em comparação com a seção de IP, a geometria e profundidade das anomalias é similar, com os resultados do HVSR atingindo profundidades maiores. Os resultados indicam um papel promissor da sismologia passiva para a exploração mineral em subsuperfície.

Agradecimentos

Gostaríamos de expressar nossa gratidão aos proprietários das terras que nos receberam e permitiram o acesso indispensável para a coleta de dados em campo. À empresa Alvo Minerals, por ceder os dados de poços e geoquímica por eles realizada, além de toda cooperação.

Financiador(es)/*Financial Support:* Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior, código de financiamento 001. Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia de Estudos Tectônicos (INCT-ET, financiado pelo CNPq, CAPES e FAPDF).

REFERÊNCIAS

Araujo, S.M. de, Fawcett, J.J., Scott, S.D., 1995. METAMORPHISM OF HYDROTHERMALLY ALTERED ROCKS IN A VOLCANOGENIC MASSIVE SULFIDE DEPOSIT: THE PALMEIRÓPOLIS, BRAZIL, EXAMPLE.

Araujo, S.M., Scott, S.D., Longstaffe, F.J., 1996. Oxygen isotope composition of alteration zones of highly metamorphosed volcanogenic massive sulfide deposits; Geco, Canada, and Palmeiropolis, Brazil. Economic Geology 91, 697–712. https://doi.org/10.2113/gsecongeo.91.4.697

Ferreira Filho, C.F., Pimentel, M.M., 2000. Sm–Nd isotope systematics and REE data for leucotroctolites and their amphibolitized equivalents of the Niquelândia Complex upper layered series, central Brazil: further constraints for the timing of magmatism and high-grade metamorphism. J South Am Earth Sci 13, 647–659. https://doi.org/10.1016/S0895-9811(00)00051-1

Ferreira Filho, C.F., Pimentel, M.M., de Araujo, S.M., Laux, J.H., 2010. Layered intrusions and volcanic sequences in Central Brazil: Geological and geochronological constraints for Mesoproterozoic (1.25 Ga) and Neoproterozoic (0.79 Ga) igneous associations. Precambrian Res 183, 617–634. https://doi.org/10.1016/j.precamres.2010.06.008

Frasca, A.A.S., Ribeiro, P.S.E., 2019a. Carta geológica-geofísica: folha SD.22-X-D-III, in: Frasca, A.A.S. (Ed.), Escala 1:100.000. (Projeto Evolução Crustal e Metalogenia Da Porção Centro-Norte Da Faixa Brasília). CPRM - Serviço Geológico do Brasil, Goiânia.

Frasca, A.A.S., Ribeiro, P.S.E., 2019b. Evolução crustal e metalogenia da porção centro norte da faixa Brasília: estados do Tocantins e Goiás, in: Províncias Minerais Do Brasil. CPRM - Serviço Geológico do Brasil, Goiânia, pp. 1–318.

García-Jerez, A., Piña-Flores, J., Sánchez-Sesma, F.J., Luzón, F., Perton, M., 2016. A computer code for forward calculation and inversion of the H/V spectral ratio under the diffuse field assumption. Comput Geosci 97, 67–78. https://doi.org/10.1016/j.cageo.2016.06.016

Oliveira, S.B. de, Torresi, I., Rossi, D.A.L., 2022. 3D structural control and spatial distribution of Zn-Pb-Cu grades in the Palmeirópolis VMS deposit, Brazil. Applied Earth Science 131, 69–85. https://doi.org/10.1080/25726838.2022.2054176

Uhlein, A., Fonseca, M.A., Seer, H.J., Dardenne, M.A., 2012. TECTÔNICA DA FAIXA DE DOBRAMENTOS BRASÍLIA – SETORES SETENTRIONAL E MERIDIONAL. Geonomos 20, 14.

Vantassel, J.P., Cox, B.R., Brannon, D.M., 2021. HVSRweb: An Open-Source, Web-Based Application for Horizontal-to-Vertical Spectral Ratio Processing, in: IFCEE 2021. American Society of Civil Engineers, Reston, VA, pp. 42–52. https://doi.org/10.1061/9780784483428.005

Wosniak, R., Sardou Filho, R., Duque, T.R.F., Couto Junior, M.A., Marques, E.D., Brito, A.A. de, Pereira, L.F., 2020. Relatório de reavaliação do patrimônio mineral Palmeirópolis : estado de Tocantins, 26th ed. CPRM – Serviço Geológico do Brasil, Brasília.

Zolensky, M.E., Sylvester, P.J., Paces, J.B., 1988. Origin and significance of blue coloration in quartz from Llano rhyolite (llanite), north-central Lllano County, Texas. American Mineralogist 313–332.

Química mineral de turmalina em albita granitos da Suíte Aurumina e suas rochas encaixantes, Monte Alegre de Goiás (GO)

Laplagne, D.L.C.[1]; Cuadros, F.A.J.[1]

[1]Universidade de Brasília, Brasília-DF, fecuadros@unb.br

Resumo: Este trabalho caracteriza a química mineral da turmalina em albita granitos da Suíte Aurumina, localizada em Monte Alegre de Goiás (GO), na Província Tocantins. A turmalina, mineral sensível a variações químico-isotópicas, foi analisada por microssonda eletrônica em amostras de granitos e rochas encaixantes (mica xistos da Fm. Ticunzal). As análises revelaram zonamentos composicionais, predominância de turmalinas alcalinas (schorlita, dravita, flúcida) e associações com ambientes hidrotermais, indicando o potencial dessas turmalinas como vetores de prospecção mineral, especialmente para estanho.

Palavras-chave: Suíte Aurumina, Turmalinas, Análise química e mineral, Faixa Brasília, Depósitos de estanho.

INTRODUÇÃO

A turmalina ocorre em diversos tipos de depósitos minerais e pode ser utilizada para inferir a natureza e evolução dos fluidos formadores de minérios. Devido à sua ampla gama de composição e retenção de assinaturas químicas e isotópicas, a turmalina pode ser o único registro robusto dos processos mineralizantes originais em alguns depósitos. Microtexturas e análises in situ de variações composicionais e isotópicas na turmalina relacionada ao minério fornecem perspectivas valiosas sobre sistemas hidrotermais em ambientes de fundo do mar, sedimentares, magmáticos e metamórficos (Slack e Trumbull, 2011).

Os magmas mais tardios e evoluídos da Suíte Aurumina deram origem a albita turmalina granitos, os quais ocorrem, ocasionalmente, na forma de pegmatitos com mineralizações associadas de cassiterita magmática. A Suíte Aurumina compreende uma extensa área de granito de natureza peraluminosa no centro do Brasil, próxima à fronteira entre os estados de Goiás e Tocantins. Ela faz parte do embasamento da Faixa de Dobramento Brasília. Os granitos da suíte Aurumina são intrusivos em xistos e paragnaisses da Formação Ticunzal do Paleoproterozoico (Botelho et. al., 2006; Cuadros et al., 2017).

Trabalhos anteriores nessas rochas não caracterizaram em detalhe a química mineral da turmalina, a qual tem potencial de fornecer informações relevantes quanto à origem e evolução do magmatismo da suíte. Assim a pesquisa tem o intuito de caracterizar detalhadamente do ponto de vista petrográfico e químico mineral, a turmalina dos albita granitos da Suíte Aurumina, e algumas de suas rochas encaixantes, para que o seu perfil geoquímico possa servir como vetor de exploração de depósitos de minérios nessas e outras regiões vizinhas no futuro.

MATERIAIS E MÉTODOS

O estudo utilizou cinco lâminas delgadas de albita-granitos da Suíte Aurumina e mica-xistos turmalinizados da Formação Ticunzal, coletados em Monte Alegre de Goiás e preparados no

laboratório de laminação do IGD–UnB. A identificação mineralógica e descrição petrográfica foram realizadas em microscópio de luz transmitida e refletida, visando selecionar fases representativas para análise em microssonda eletrônica (JEOL JXA-8230 superprobe, IGD–UnB). As análises quantitativas foram conduzidas por espectrometria de dispersão de comprimento de onda (WDS), para os elementos Na, Mg, F, Si, Al, K, Ca, Sn, Ti, Mn, Cu, V e Fe. As condições operacionais foram: feixe de 3 µm, 20 kV de voltagem, 20 nA de corrente, tempo de contagem de 10 s nos picos e 5 s no background, exceto para Sn e Cu (30 s nos picos e 15 s no background).

RESULTADOS

Descrição Petrográfica

Presentes em amostras de turmalinitos hidrotermais, albita turmalina granito, muscovita albitito, e xisto grafitoso turmalinizado, os cristais de turmalina das rochas analisadas possuem comprimento desde alguns milímetros a centímetros, e e são euédricos em suas seções basais, com algumas porções bastante fraturadas. A grande maioria das turmalinas apresenta textura poiquiloblástica, com inclusões de quartzo, plagioclásio e muscovita.

Em todas as rochas sendo um mineral pleocróico, sua coloração varia com ω: marrom escuro, marrom claro e verde acinzentado, e ε: creme, amarelo escuro e amarelo pálido. Os cristais de turmalina descritos apresentam um zoneamento composicional que varia da borda para o centro. Esse zoneamento é caracterizado por diferentes colorações, com variações na intensidade de um tom azul no centro dos cristais. Observa-se ainda que alguns cristais possuem um zoneamento mais pronunciado do que outros. Além disso, há um pequeno grupo de cristais de turmalina que não apresenta o referido zoneamento composicional. A assembleia mineral das lâminas é definida por turmalina, quartzo, muscovita, biotita, plagioclásio, ortoclásio, com granada e opacos.

Química mineral

De modo geral, as turmalinas apresentam alto teor de álcalis ($Na_2O + K_2O$) que varia de 2,82% a 1,65% em valores de peso, o que leva à classificação no grupo das alcalinas, com o sítio W predominantemente preenchido por OH (0,91-0,32 apfu (átomos por fórmula unitária) mediante balanceamento estequiométrico), e por vezes por F (0,68-0,09 apfu). No sítio Y há uma leve predominância de Fe (1,68-0,54 apfu) em relação ao Mg (1,83-0,29 apfu). Ao unificar os dados, todos os grupos de turmalinas são alcalinas, com composições variando entre schorlita, dravita, flúor-schorlita e flúor-dravita, como indicado pelos diagramas ternários de (Na+K)-Ca-□ no sítio X, O-F-OH no sítio W, e 2Li-Fe-Mg no sítio Y (Fig. 1 Relativo aos elementos Ti, Fe e Mg, as turmalinas são predominantemente ricas em Fe, visto nas amostras de AUFC-Tur, AUFC-13-5, PA1B-AUFC, que são turmalinito hidrotermal, albita turmalina granito, e muscovita albitito, respectivamente, com teor Fe de 0,54 a 1,68, Ti de 0,02 a 2,44, e Mg de 0,29 a 1,83 apfu, com pequenas variações de turmalinas que tendem a ser mais ricas em Ti, como na amostra AUFC-Tur. Levando em consideração os elementos Fe, Cu e Sn, ela é mais rica em Fe em todas as amostras, com poucos cristais das amostras AUFC-53-XT e PA1B-AUFC apfu, com Fe de 0,54 a 1,68 apfu, e Cu de 0,01 a 0,55 apfu (Fig. 1).

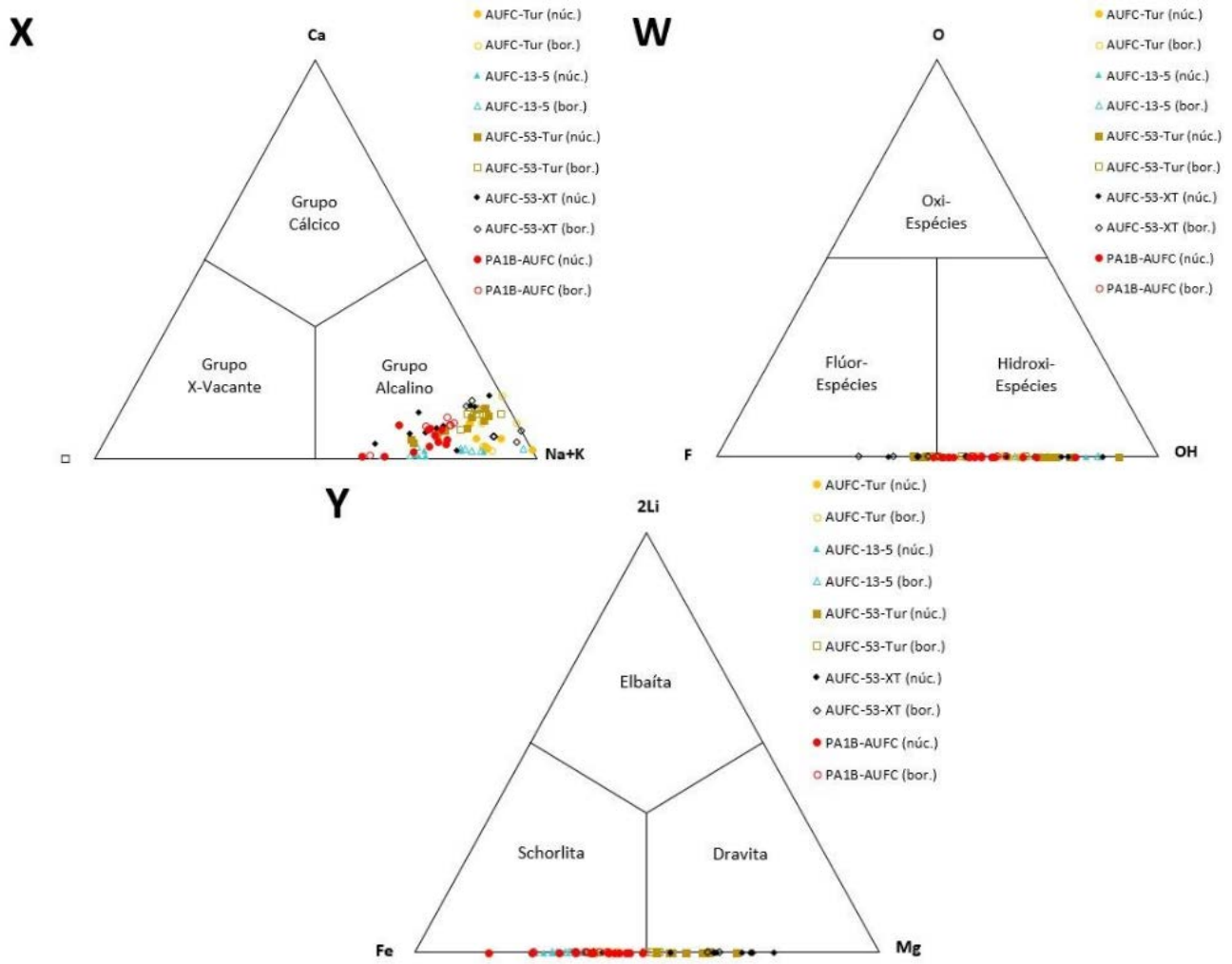


Figura 1. Composições das turmalinas plotadas em gráficos ternários com diferentes elementos, para os sítios X, W e Y, respectivamente. Sendo AUFC-Tur turmalinito hidrotermal, AUFC-13-5 albita turmalina granito, AUFC-53-Tur turmalinito hidrotermal, AUFC-53-XT xisto grafitoso, e PA1B-AUFC muscovita albitito.

DISCUSSÕES

Comparação com turmalinas de depósitos de Estanho

Nos estudos realizados por Baksheev et. al. 2012, depósitos de estanho de Sherlovaya Gora SnPb-Zn, as turmalinas com zoneamento apresentam seu núcleo enriquecido em Sn (máx. 0,06 apfu) e Fe (em muitas análises, mais de 3 apfu), que estão uniformemente distribuídos no núcleo do cristal zonado. Isso indica a incorporação de Sn na estrutura cristalina da turmalina, ao invés de inclusões minúsculas de minerais portadores de Sn. Com base no mapeamento por raios-X de microssonda eletrônica, Mlynarczyk & Williams-Jones (2006) sugeriram a incorporação de estanho na estrutura da turmalina, assim como ocorre nas turmalinas das amostras de turmalinitos hidrotermais, albita turmalina granito, xisto grafitoso e muscovita albitito da Suíte Aurumina. No geral, o menor conteúdo de Sn (até 0,026 apfu) e Fe (média de 2,499 apfu) ocorre em zonas intermediárias. Esses valores estão entre os mais altos registrados em turmalina de depósitos de Sn (Baksheev et. al., 2012).

No estudo apresentado por Yu 2019, são relatadas turmalinas pertencentes a depósitos do tipo skarn, como as de Galinge. Essas são encontradas na assembleia típica desse depósito, que se acredita serem formadas a partir de fluidos magmático-hidrotermais derivados de granito, com base na próxima associação a plutons. As composições químicas de turmalinas relacionadas a minérios hidrotermais foram compiladas no estudo de Yu 2019, a partir de diferentes tipos de depósitos hidrotermais, incluindo depósitos do tipo greisen e veios relacionados a granitoides com Sn ± W (fig. 2). Segundo a figura 5b, as turmalinas dos albititos, turmalinitos e granitos de Monte

Alegre caem no campo esperado para os depósitos do tipo greisen e veios relacionados a granitoides com Sn ± W, o que corrobora com o contexto de hidrotermalismo e relação com depósitos de Sn das rochas aqui analisadas, conforme explicitado pelos gráficos da figura 2, exceto pelas amostras AUFC-53-Tur de Riacho dos Cavalos, um turmalinito de avançado grau de hidrotermalismo, e AUFC-53-XT, um xisto turmalinizado da Fm. Ticunzal, as quais possuem composição mais magnesiana. Essa composição ocorre possivelmente devido a herança composicional dos xistos da Formação Ticunzal, mais ricos em Mg, em detrimento dos granitos encaixantes da Suíte Aurumina, conforme afirma Cuadros, 2017.

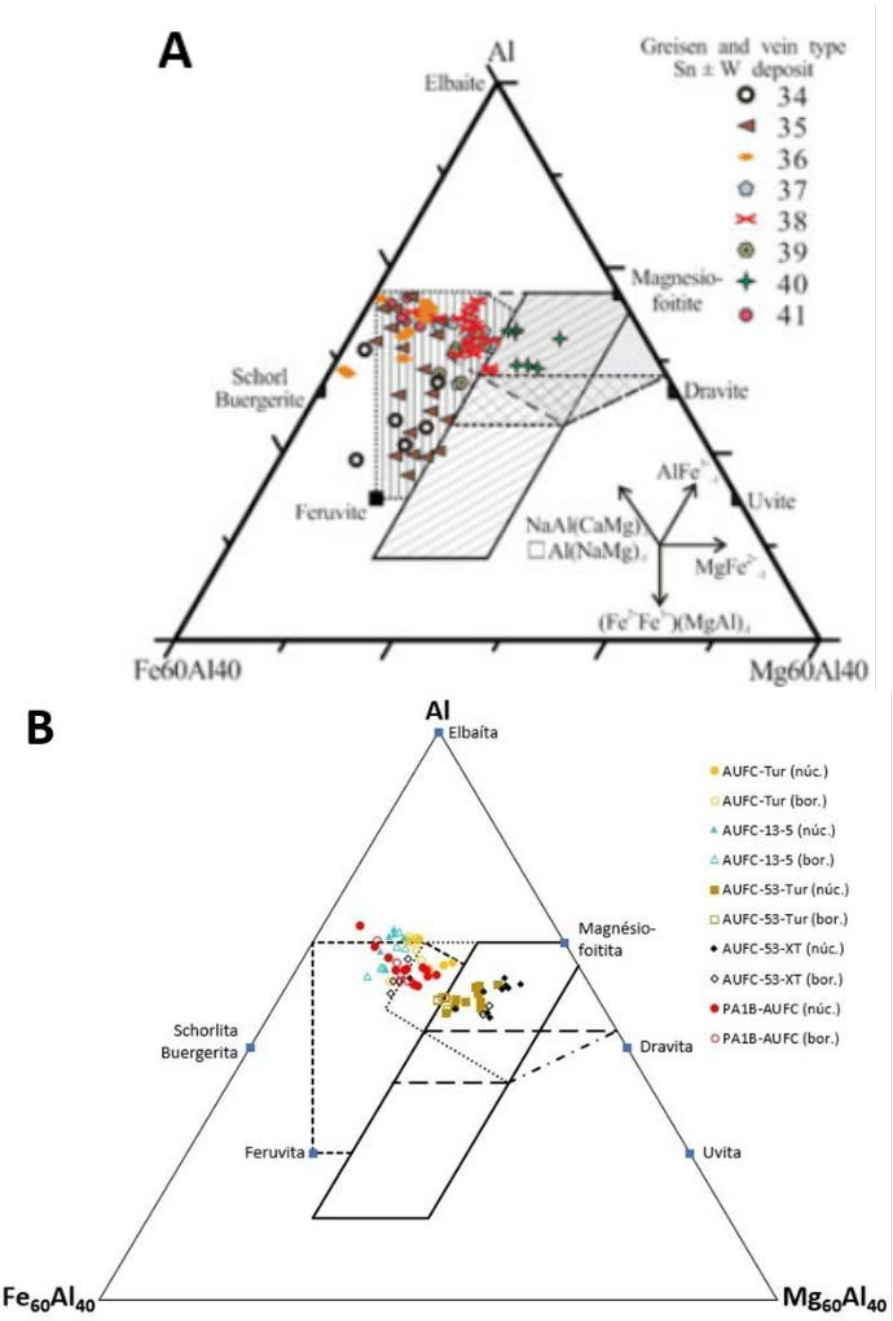


Figura 2. A) Gráfico ternário de variação nas turmalinas de depósitos do tipo greisen e veios relacionados a granitoides com Sn ± W. B) Gráfico ternário de variação nas turmalinas de Monte Alegre – GO.

CONCLUSÕES

A caracterização detalhada da turmalina de vários litotipos associados à Suíte Aurumina, em Monte Alegre de Goiás, fornece dados para futuras explorações minerais. As turmalinas estudadas apresentam composições químicas variadas, predominantemente alcalinas, e

pertencentes às espécies schorlita, dravita, flúor-schorlita e flúor-dravita, com variações no teor de Fe, Mg, Ti, Cu e Sn. O zoneamento composicional observado, assim como as variações de elementos traço, como o estanho, sugere uma incorporação de elementos durante diferentes fases de cristalização e alterações hidrotermais.

Os dados obtidos corroboram a associação dessas turmalinas com ambientes magmáticos e hidrotermais relacionados a granitos peraluminosos do tipo LCT (Černý, 1991), com possível participação de fluidos enriquecidos em metais. Em comparação com turmalinas de depósitos de cobre e estanho conhecidos, as turmalinas da Suíte Aurumina apresentam composições químicas compatíveis com o segundo tipo, o que reforça o potencial metalogenético da região, especialmente para mineralizações de estanho e tungstênio.

Dessa forma, a turmalina se mostra uma ferramenta eficiente para a compreensão dos processos hidrotermais e magmáticos atuantes na região, além de se apresentar como um possível indicador geoquímico para a prospecção de depósitos minerais, contribuindo para o conhecimento geológico e metalogenético da porção central do Brasil.

Agradecimentos

Agradeço a Universidade de Brasília, e ao Instituto de Geociências pelos espaços cedidos para a realização da pesquisa. Agradeço ainda ao meu orientador Prof. Dr. Federico Cuadros por toda ajuda e orientação para que o trabalho fosse realizado com êxito.

REFERÊNCIAS

ALMEIDA, F.F.M. et al. (1981). O Cráton do Paramirim e suas relações com o do São Francisco. In: Simp. Cráton do São Francisco. Salvador: SBG, p. 1-10.

BASKHEEV IA, Prokof'ev VY, Zaraisky GP, Chitalin AF, Yapaskurt VO, Nikolaev YN, Tikhomirov PL, Nagornaya EV, Rogacheva LI, Gorelikova NV, Kononov OV (2012) Tourmaline as a prospecting guide for porphyry-style deposits. Eur J Mineral 24: p. 957–979 (https://doi.org/10.1127/0935-1221/2012/0024-2241)

BOTELHO, N.F. et al. (2006). The Paleoproterozoic peraluminous Aurumina granite suite. IGCP509: p. 92.

ČERNÝ, P. (1991). Fertile granites of Precambrian rare-element pegmatite fields. Precambrian Research, 51(1-4): 429–468.

CUADROS, F.A. (2017). Relações petrogenéticas entre a suíte granítica Aurumina e a Fm. Ticunzal. Tese (Doutorado em Geologia) – UnB.

FUCK, R.A.; PIMENTEL, M.M. (1994). Compartimentação tectônica na porção oriental da Província Tocantins. In: Congresso Brasileiro de Geologia. 38, Anais. Balneário Camboriú, p. 215–216.

MLYNARCZYK, M.S.J. & Williams-Jones, A.E. (2006): Zoned tourmaline associated with cassiterite: implications for fluid evolution and tin mineralization in the San Rafael Sn-Cu deposit. Can. Mineral., 44, p. 347–365.

PIMENTEL, M.M. et al. (2000). The basement of the Brasília Belt and the Goiás Magmatic Arc. In: Cordani et al. 31st IGC, Rio de Janeiro, p. 195–229.

PIMENTEL, M.M. et al. (2004). O embasamento da Faixa Brasília e o Arco Magmático de Goiás. In: Geologia do continente Sul-Americano. São Paulo: Beca, p. 355–368.

SLACK, J.F., TRUMBULL, R.B., 2011. Tourmaline as a recorder of ore-forming processes. Elements 7, p. 321–326. (https://doi.org/10.2113/gselements.7.5.321.)

XVIII SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE
DESAFIOS E OPORTUNIDADES PARA A TRANSIÇÃO ENERGÉTICA
21 a 24 de setembro de 2025 | Brasília-DF

The Paleoproterozoic Raimunda Deposit: Au (±Cu) porphyry-type Deposit, Juruena Mineral Province, south Amazonian Craton (Brazil)

Lopes, A.A.C.[1] e Moura, M.A.[2]

[1]Engineering Center/Federal University of Pelotas, Pelotas-RS, Brazil, adriana.lopes@ufpel.edu.br; [2]Institute of Geosciences/ University of Brasília, Brasília-DF, Brazil, mamoura@unb.br

Abstract: The Juruena Mineral Province is an emerging world-class mineral province in the southern Amazonian Craton, due to numerous Au-Cu and base metal deposits, such as the Raimunda deposit, related to Novo Mundo 2.03–1.98 Ga I-type calc-alkaline granites. The hydrothermal alteration comprises Na-metasomatism, microclinization, propylitic and sericitic alteration, silicification, a sulfide stage and late carbonate alteration. The sulfide stage is represented by gold inclusions and fracture-filling grains in pyrite, chalcopyrite, and Cu-Bi sulfides. Chlorite geothermometer and fluid inclusion data indicate temperature conditions of 325–380 °C for the mineralization. The coexistence of high-temperature aqueous and aqueous-carbonic fluid inclusions reveals a mixing of medium-saline hot fluids with cooler and low-saline fluid. The $\delta^{18}O_{fluid}$ (3.11–7.86‰) and $\delta^{34}S_{py}$ data (-1.4–0.1‰) are coherent to the magmatic origin of the mineralizing fluid. Gold was initially transported as chlorine complexes in a hot, high-salinity, acidic, and oxidized fluid from the magma chamber and later as H_2S^- complexes. The chemical-physical instability during fluid ascent is interpreted as a triggering factor for ore precipitation. The results offer valuable insights into the genesis of porphyry–Au deposits and their implications for prospecting in the Amazonian Craton.

Key-words: Amazonian Craton, fluid inclusions, stable isotope, porphyry Au (±Cu) deposit.

1. INTRODUTION

The Amazonian Craton (Brazil) has undergone a series of calc-alkaline granitic events over its geological history, some of which led to gold and other metal mineralization (Dardenne & Schobbenhaus 2001). In the Juruena Mineral Province, primary gold mineralization associated mainly with granite systems and, subordinately, with volcanic sequences occur either disseminated or hosted into veins and stockwork-veins (Juliani *et al.* 2021). The Novo Mundo granite complex, which hosts the Raimunda deposit, the main object of this study, hosts several mineral deposits, including the Raimunda deposit, located in its northwestern region.

This study integrates new petrological, ore mineral chemistry, fluid inclusion, and stable isotope data from a preserved Paleoproterozoic deposit, located in the southern Amazonian Craton, and proposes a metallogenetic model for the Raimunda deposit and other analogous deposits in Brazil and worldwide.

2. GEOLOGY OF THE DEPOSIT

The exploration area of Novo Mundo Paleoproterozoic Complex exhibits surface coverage that contains dozens of mineral deposits that host Paleoproterozoic Au mineralization (Assis *et al.* 2017), Au-Cu-Mo (Poggi *et al.* 2022), and Cu (Teixeira *et al.* 2023) along a NW-SE-striking lineament.

The figure 1 shows the regional environment of the Amazonian Craton, highlighting the study area, in the Juruena Province. The Raimunda deposit is associated with monzonite, biotite

granodiorite, monzogranite and syenogranite facies. The last two are the main host rocks of the deposit. The granites are cut by dikes of basaltic–andesite and andesite compositions.

3. MATERIAILS AND METHODS

The 60 polished thin sections were made at the thin-section laboratory of the Geosciences Institute of the University of Brasília (LABLAM-UnB). The petrographic descriptions were carried out at the Microscopy Laboratory of the UnB Geosciences Institute, as well as at the UnB Fluid Inclusions Laboratory (LIF-UnB).

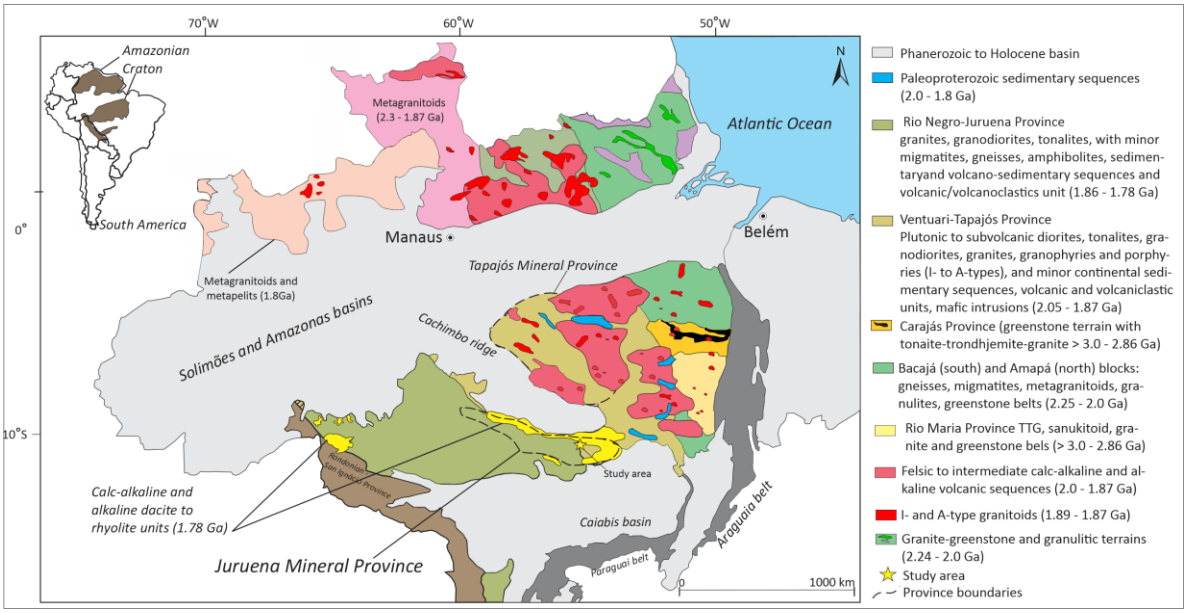


Figure 1. Geological and tectonic map of the Amazonian Craton base on Juliani *et al.* (2021) and geochronological provinces based on Tassinari & Macambira (1999). The study area is highlighted in the eastern part of the Juruena Mineral Province.

The mineral chemistry analyses were determined using a JEOL® JXA-8230 Electron Probe Micro-analyzer (EPMA) at the Institute of Geosciences, University of Brasília, in silicates and sulfides and gold. Chlorite temperatures were calculated using Cathelineau (1988).

The fluid inclusion data were obtained with a LINKAM THMSG600 heating-freezing system (Linkam Scientific, Salfords, Surrey, UK) mounted on an Olympus BX-50 petrographic microscope (Olympus Corporation, Tokyo, Japan), at the LIF-UnB. The calibration was carried out using synthetic H_2O–NaCl two-phase and H_2O–CO_2 three-phase fluid inclusions at speed rates of 2 to 15 °C/min, with an estimated accuracy of ± 0.5 °C for freezing (±25 at -150 °C), and ± 2 °C for heating (above 350 °C). The O and S stable isotope analyzes were performed at the Queen's Facility for Isotope Research (QFIR) laboratory at Queen's University, Ontario, Canada.

4. RESULTS

The hydrothermal alteration and mineralization are mainly observed through pervasive zones, and the more affected rocks are the monzo- to syenogranite facies. Based on overprinting relationships, mineralogy, and alteration assemblages, seven alteration zones are recognized: (1) early sodic metasomatism (albite); (2) microclinization (Or/Mcc-Qz1-Hem); (3) propylitic alteration (Ep-Chl1-Cb-Rt-Ttn-Py1); (4) sericitic alteration (Ms-Chl2-Qz2-Py2-Au1); (5) silicification (Qz3); (6) main mineralization phase: sulfide stage (Au2-Py3-Ccp-Bin and other Bi- and Cu sulfides); and (7) late-stage carbonate alteration and chloritization (Cb- Chl3-Qz4). All sulfides are in equilibrium with Py3 making up the main mineralization stage at the Raimunda deposit. Gold occurs either as inclusions (Au1) or fracture-fills (Au2).

The chemical composition of chlorite, after biotite (Chl1), in equilibrium with muscovite and epidote (sericitic alteration) (chl2), and in association with the late-stage carbonatization (Chl3), shows compositions plot at the transition between clinochlore-chamosite (Fig. 2).

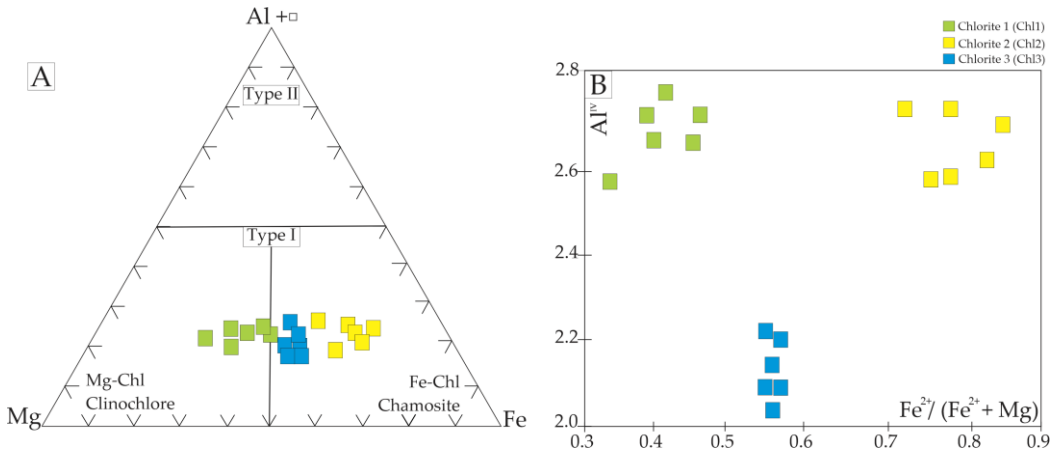


Figure 2. A) Ternary diagram Mg, Al + □ (□ corresponds to the octahedral vacancy) and Fe, allocating the Fe-rich (chamosite) and Mg-rich (clinochlore) types; B) Diagram showing the covariance between the $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ ratio and Al^{IV} for the chlorites of the deposit.

Nine primary and secondary fluid inclusion types were described according to the fluid inclusion assemblage (FIA) criteria proposed by (Goldstein and Reynolds 1994), which is based on the classification criteria of (Shepherd 1985). Three model systems were identified: H_2O-NaCl/ H_2O-NaCl-$CaCl_2$/ H_2O-NaCl-CO_2. The microthermometric primary H_2O-NaCl system fluid inclusions data shows *T*e = -24 to -21 °C; Tm_{ice} = -6.4 to -0.8 °C; Th_t = 233.5–471.2 °C; salinity = 1.39–9.72 wt.% NaCl eq.; density= 0.41–0.89 g/cm^3. For the H_2O-NaCl secondary fluid inclusions: Tm_{ice} = -4.7 to -0.1 °C; Th_t = 98–195 °C and 200.5–297 °C; salinity = 0.53–6.74 wt.% NaCl eq.; density = 0.71–0.97 g/cm^3. For the H_2O-NaCl-$CaCl_2$ system: *T*e: -55 to -51.2 °C; Tm_{ice} = -43.2 to -37.8 °C; Tm_{hh} = -10.6 to -1.1 °C; Th_t = 100.6 to 251.5 °C; salinity = 33.02–38.21 wt.% NaCl + $CaCl_2$ eq.; density = 0.87–0.97 g/cm^3.

The oxygen data were obtained for Qz2 (Ms-Qz2-Py2-Au1) and for Qz3 (Py3-Au2-Ccp-Cc-Bin and Cu sulfides); sulfur data were obtained for Py2 (sericitic alteration) and Py3 (sulfide stage). The $\delta^{18}O$ values of quartz vary between 9.0 and 12.6‰ and the isotopic values of the fluid ($\delta^{18}O_{H2O}$) are between 325–380 °C. $\delta^{34}S_{py}$ values vary from -1.4 to +0.1‰.

5. DISCUSSION

The Au (±Cu) Raimunda hydrothermal deposit is hosted in the monzogranite (2.029 ± 4 Ma) and syenogranite (1987 ± 7.4 Ma to 1964 ± 1 Ma) facies, which are part of the Cuiú-Cuiú granite complex (2.03 and 1.98 Ga), eastern region of the Juruena Mineral Province (Testa 2018).

The evolution of the mineralizing hydrothermal system goes through the development of sericitic alteration (represents the first mineralization stage; 340 –370 °C based on chlorite chemistry Chl2), followed by the main ore precipitation stage, sulfide stage (325–380 °C, based on the homogenization temperature of type 1-a fluid inclusions). The following post-mineralization stage is represented by chloritization–carbonate alteration (marked by cooling and de- compression of hydrothermal fluids; 262–280 °C, based on chlorite geothermometer chl3).

Isotopic and fluid inclusion data indicate an evolution from hot, medium-salinity fluid (>450 °C; ≤10 wt.% NaCl eq.) to cooler, medium- to low-salinity fluids (<300 °C; ≤5 wt.% NaCl eq.) The evolution of the medium-salinity and very hot system (>470 °C) is linked to the stages of hydrothermal alteration prior to mineralization and the medium to low salinity (<10 wt.% NaCl eq.) progressively cooler (<380 °C) is associated with the main to late alteration stages. Furthermore, the transition from microclinization into late carbonate alteration can suggest a progressive increase in pH values (Reed 1997, Baker 2002, Chiaradia 2020) which likely lasted throughout ore precipitation.

The calculated isotopic composition of the hydrothermal fluid is compatible with the magmatic compositional isotopic range expected for world-class porphyry-type magmatic-hydrothermal deposits, with a homogeneous isotopic fluid ($\delta^{18}O_{H2O}$, 6–10‰) (Li *et al.* 2022, Zeng *et al.* 2023). The results are similar to paragenetic and fluid inclusion data and point to mixing between magmatic and meteoric fluids ($\delta^{18}O$ of -10 to -20‰; Craig 1961).

The hypothesis is that during the final stage of granite crystallization (~2.03–1.98 Ga), high-salinity and higher-temperature single-phase fluids were exsolved from a magma at high depth. These fluids went through immiscibility and separated into H_2O-NaCl and CO_2-rich fluids. During their ascent, fluids decompressed and cooled down, while ions (e.g., Au^+, Ag^+, Te^{2-} and S^{2-}) precipitated along favorable structures, under proper P–T conditions, giving rise to the first mineralization stage. Other ore-forming elements (i.e., Au, Cu^+, Ag^+, Fe^{2+} and S^{2-}, Te $^{2+}$) were exsolved from the magmatic fluid and precipitated along microfractures and stockwork sulfide veins (Fig. 3). All these features are compatible with those of porphyry magmatic-hydrothermal deposits, commonly found in Phanerozoic volcano-plutonic settings, e.g., (Groves & Bierlein 2007). It is likely associated with mineralizing events reported earlier for the Tapajós-Parima Paleoproterozoic Province (Guimarães 2021).

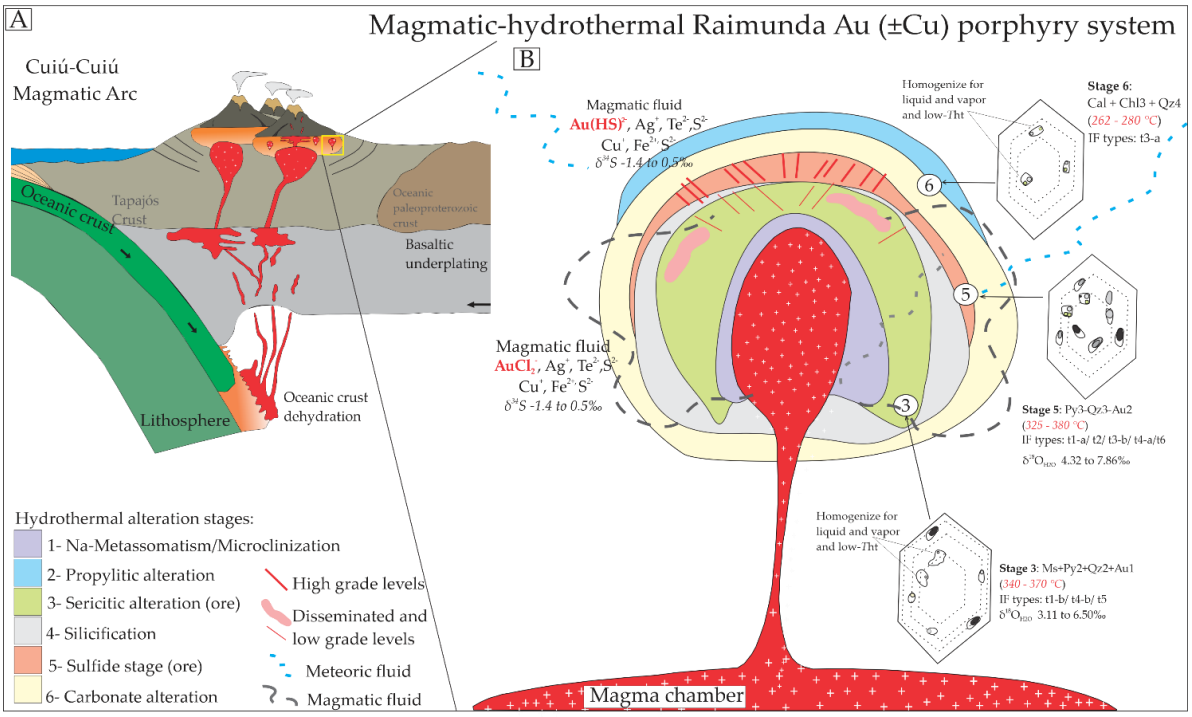


Figure 3. Graphic mineralization model showing the magmatic and hydrothermal periods of the Raimunda Au (±Cu) deposit, Juruena Mineral Province. A) The schematic representation of granite generation to Novo Mundo granites (2.03–1.96 Ga); B) The hydrothermal and fluid evolution. The zonation is only illustrative, as there is an overlap of stages in the Raimunda system.

6. CONCLUSIONS

The current study allows us to draw the following conclusions about the Au (±Cu) Raimunda deposit: the Au mineralization is hosted in arc I-type calc-alkaline, peraluminous to metaluminous granitic rocks, with U–Pb zircon ages of 2.03–1.98 Ga, Novo Mundo Complex, Juruena Province.
The system evolution establish the following relationships: (a) the initial stages indicate temperatures >470 °C; (b) progressive evolution of the hydrothermal system led to a temperature decrease (sericitic alteration; 340–370 °C); (c) and the main stage of ore precipitation (sulfide stage; Py3-Ccp-Cc-Bin-Au2; 325–380 °C), as demonstrated by the Th_t of type 1-a primary fluid inclusions; (d) the post-mineralization stage (carbonate-alteration and chloritization; chl3; 262–280 °C).

Au (±Cu) mineralization occurs as Ag-rich (25–28%, electrum) gold inclusions and fracture-fills in pyrite and others Cu- and Bi-rich sulfides.

The fluid inclusion study identified nine different subtypes of inclusion, varying from H_2O–NaCl, H_2O–NaCl–CO_2, and H_2O–NaCl–$CaCl_2$ model systems. Ore precipitated under considerably high fS_2 and fO_2 conditions, and relatively medium to high temperatures. The isotopic composition of the mineralizing fluid ($\delta^{18}O_{H2O}$ 3.11–7.86‰) points out to magmatic fluid with a meteoric fluid

contribution. The $\delta^{34}S_{py}$ values (-1.4 to +0.1‰) are similar to several regional and world-class magmatic-hydrothermal deposits.

The overall features of the Raimunda deposit are genetically compatible with those of magmatic-hydrothermal systems related to Au-mineralized porphyry formed from oxidized granitic magmas. These findings have implications for mineral exploration of gold and associated metals in the Juruena and Tapajós Mineral Provinces, Amazonian Craton.

Acknowledgments
The authors are grateful to mining companies Nexa Resource and Bemisa Holding S.A. for their logistical support and donation of materials to carry out this study.
Financial Support: CAPES—Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (Brazil) for the financial resources for assistance of laboratory analysis; CNPq—Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico, Brazil, for the financial resources for assistance of laboratory and field analysis.

REFERENCES

Assis R.R., Xavier R.P., Creaser R.A. 2017. Linking the Timing of Disseminated Granite-Hosted Gold-Rich Deposits to Paleoproterozoic Felsic Magmatism at Alta Floresta Gold Province, Amazon Craton, Brazil: Insights from Pyrite and Molybdenite Re-Os Geochronology. Econ. Geol., 112, 1937–1957. https://doi.org/10.5382/econgeo.2017.4535.

Baker T. 2002. Emplacement depth and carbon dioxide-rich fluid inclusions in intrusion-related gold deposits. Ec. Geol. 97, 1111–1117.

Cathelineau M. 1988. Cation site occupancy in chlorites and illites as a fuction of temperature. Clay Miner. 23, 471–485. https://doi.org/10.1180/claymin.1988.023.4.13.

Chiaradia M. 2020. Gold endowments of porphyry deposits controlled by precipitation efficiency. Nat. Commun. 11, 248. https://doi.org/10.1038/s41467-019-14113-1.

Dardenne M.A., Schobbenhaus C. 2001. Metalogênese do Brasil, 1st ed., Universidade de Brasília: Brasília, Brazil, p. 394.

Goldstein R.H., Reynolds, T.J. 1994. Systematics of Fluid Inclusions in Diagenetic Minerals; SEPM (Society for Sedimentary Geology) Short Course; Tulsa, OK, USA. p. 213.

Guimarães S.B., Klein E.L. 2020. Geochemical and isotopic constraints on the host rocks of the magmatic-hydrothermal Coringa gold-silver (Cu-Pb-Zn) deposit of the Tapajós mineral province, Amazonia craton, Brazil. J. South Am. Earth Sci. 103, 102726. https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102726.

Juliani C., Assis R.R., Monteiro L.V.S., Fernandes C.M.D., Martins J.E.Z.S., Costa J.R.C. 2021. Gold in Paleoproterozoic (2.1 to 1.77 Ga) Continental Magmatic Arcs at the Tapajós and Juruena Mineral Provinces (Amazonian Craton. Brazil): A New Frontier for the Exploration of Epithermal-Porphyry and Related Deposits. Minerals. v. 11. p. 714. https://doi.org/10.3390/min11070714.

Poggi L., Ducart D.F., Mesquita, M.J., Moreira, I.C., Gomes M.E.B., Filho C.R.S. 2022. New Insights into the Evolution and Footprints of the Paraíba Au-Cu-Mo Deposit, Alta Floresta Mineral Province (Brazil), through Integration of Spectral and Conventional Methods. Minerals, 12, 1327. https://doi.org/10.3390/min12101327.

Reed M.H. 1997. Hydrothermal alteration and its relationship to ore fluid composition. In Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits; Barnes, H.L., Ed.; John Wiley: New York, NY, USA. pp. 303–365.
Shepherd T.J., Rankin A.H., Alderton D.H.M. 1985. A Practical Guide to Fluid Inclusions Studies; Blackie and Sons: Glasgow, UK; London, UK, p. 253.

Teixeira N., Borda M. Ganade, C., Gaspar, J.C., Chelle-Michou C., Porto F. 2023. Jaca Cu-Au (Mo) Pórfiro: Geocronologia e Isotopia do Sistema Magmático Mineralizante; Sumário Executivo; CPRM: Goiânia, Brazil, 7p.
Tassinari C.C.G., Macambira M.J.B. 1999. Geochronological Provinces of the Amazonian Craton. Episodes, v. 22, p. 174 – 182. https://doi.org/10.18814/epiiugs/1999/v22i3/004.

Testa L.G.C. 2018. Geologia, Petrologia e Geocronologia dos Granitos da Região de Novo Mundo (MT) e Implicações para a Evolução Magmática e Regional. Master's Thesis, University of Brasília, Brasília, Brazil, p.133.

Depósito Pórfiro de Cobre e Ouro Sucupira - Distrito de Chapada, Arco Magmático Goiás - Estudo de uma mineralização Metamorfizada e Deformada do Pré-cambriano

Lourenço, A.R.[1] e Oliveira, C.G.[1]

[1]Instituto de Geociências/Universidade de Brasília, Brasília-Distrito Federal, Brasil

Resumo: O Distrito Pórfiro de Chapada é um importante exemplo de depósitos de cobre-ouro de grande tonelagem e baixo teor (1,27 Mt; 0,24% Cu e 0,13 g/t Au) do Pré-cambriano, e abriga uma série de depósitos associados, dentre eles o depósito Sucupira, alvo deste estudo. O distrito de Chapada está situado no Arco Magmático Goiás, como parte de uma orogênese acressionária com evolução tectônica de 900 e 600 Ma durante a Orogenia Brasiliana. O arco compreende sequências metavulcanossedimentares e ortogneisses tonalíticos-dioríticos. Dois eventos distintos foram definidos para explicar a evolução tectônica do Segmento Mara Rosa neste sistema de arco: (i) o evento mais antigo, entre aproximadamente 930 e 800 Ma, ocorreu em um ambiente de arco insular intraoceânico; e (ii) o evento mais recente, entre 670 e 600 Ma, desenvolveu-se em um ambiente de arco magmático continental. A mineralização é disseminada e hospedada principalmente por xistos e gnaisses ricos em biotita e, subordinadamente, por gnaisse biotítico, xisto rico em cianita e muscovita. Neste contexto, as rochas ricas em cianita são interpretadas como produtos de alteração hidrotermal argílica metamorfizada e ocorrem como alinhamentos orientados paralelamente à tendência do arco magmático de Goiás. A alteração sódico-cálcica é descrita principalmente pela presença numerosa de epidoto. O halo de alteração hidrotermal potássico, que inclui as principais rochas hospedeiras do distrito de Chapada, é caracterizado por biotita-xisto, muscovita-biotita xisto, anfibólio-biotita xisto e biotita gnaisse, sendo a biotita o mineral índice desta alteração. O minério é representado predominantemente por disseminações de calcopirita e pirita deformadas em placas ao longo dos planos de foliação. Todas essas unidades estão sendo cortadas por sistemas de veios de quartzo dobrados e deformados com epidoto, pirita e calcopirita subordinados.

Palavras-chave: Pórfiro metamorfizado, Distrito Chapada, Arco Magmático Goiás.

1. INTRODUÇÃO

Depósitos Pórfiros são formados em contexto geodinâmico compressional, estão presentes em sistemas orogênicos atuais e antigos, e são portadores de importantes depósitos de cobre, ouro, molibdênio e outros elementos de caráter secundário ao redor do mundo. No Brasil, os depósitos do Sistema Pórfiro conhecidos até então estão localizados no Cráton Amazônico (Juliani *et al*., 2014) e na Província Tocantins. O depósito alvo deste estudo está inserido no contexto do Orógeno Brasília, na porção leste da Província Tocantins. A região possui complexo arcabouço estrutural, correspondente a um sistema de orógenos neoproterozóicos resultantes da convergência e colisão dos blocos continentais do Cráton Amazônico (a oeste), Cráton São Francisco (a leste), e o Cráton

Paranapanema (a sudoeste) (Almeida *et al*., 1981; Pimentel & Fuck, 1992; Valeriano *et al*., 2008, 2004; Uhlein *et al*., 2012; Pimentel 2016; Fuck *et al*., 2017). O Orógeno Brasília é formado por uma Zona Externa que inclui os Grupos Bambuí, Paranoá, Canastra, Araí e Natividade, junto a porções de granito-greenstone de origem de retroarco; uma Zona Interna composta por uma unidade Ofiolítica junto ao Grupo Araxá e terrenos granulíticos e ortognaisses; E por fim o Arco Magmático Goiás subdividido entre Segmento Mara Rosa a norte, onde está localizado o pórfiro alvo deste estudo, e Segmento Arenópolis a sul. O Segmento Mara Rosa é representado predominantemente por unidades metavulcanossedimentares com orientação NNE, e por corpos alongados de ortognaisses tonalíticos a dioríticos (Arantes *et al*., 1991; Pimentel & Fuck, 1992; Pimentel *et al*., 1997, 2000). Essa sequência é formada em contexto de arco de ilha em estágio intraoceânico e continental, com idades que variam de 900 a 800 Ma. Este seguimento possui importantes depósitos, tais como Chapada (Pórfiro de Cu-Au), Posse (Au Orogênico) e Zacarias (Au-Ag-Ba Vulcanogênico) (Oliveira *et al.,* 2004, 2016). Neste contexto, a área de estudo está localizada na porção centro-norte do estado de Goiás, no município de Alto Horizonte, próximo às cidades de Uruaçu, Campinorte e Mara Rosa (Figura 1). O objetivo deste trabalho é definir a gênese do depósito de cobre e ouro Sucupira a partir de petrografia, a fim de avaliar sua correspondência no contexto de formação do depósito de Chapada.

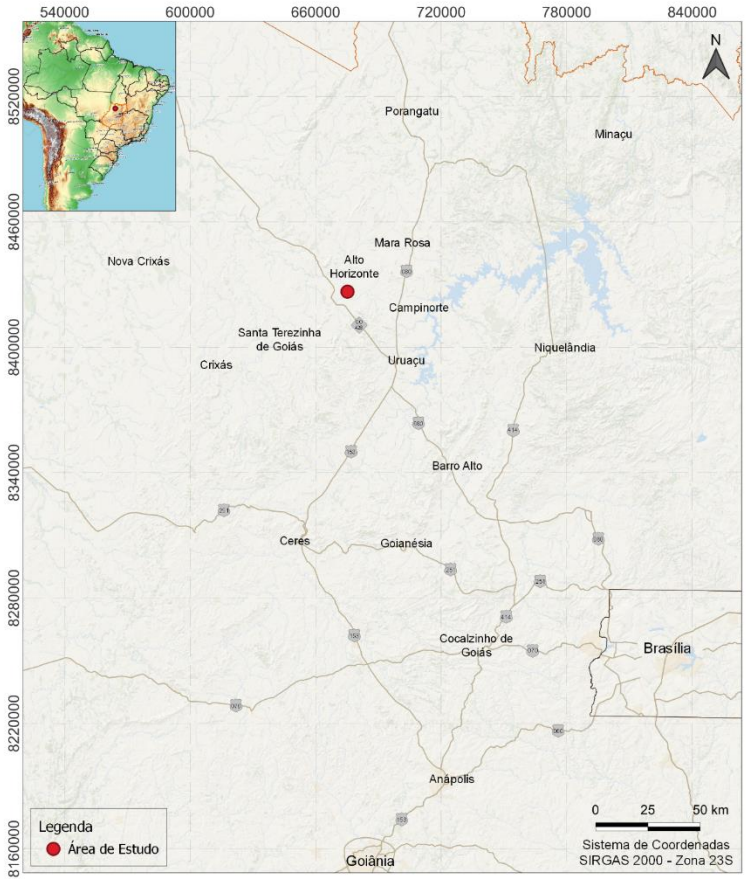


Figura 1. Mapa de Localização.

2. MATERIAIS E MÉTODOS

Para a execução desta pesquisa, foram realizados trabalhos de campo para reconhecimento da geologia regional e local, bem como coleta de amostras de sondagens da *Lundin Mining Corporation*. Descrições petrográficas foram conduzidas para subsequente divisão litológica e classificação das zonas de alteração hidrotermal.

3. RESULTADOS

O depósito de cobre e ouro Sucupira é caracterizado por um corpo l*ate-mineral* pórfiro quartzo-metadiorito com biotita, adjacente ao depósito de Chapada. Corresponde a uma intrusão associada a fluidos magmáticos responsáveis pela mineralização que se aloja principalmente nas rochas encaixantes. Possui mineralogia similar ao depósito de Chapada, e mineralização composta por calcopirita, pirita, +/- bornita. As rochas observadas são caracterizadas principalmente por uma textura xistosa de granulometria fina, com variações mineralógicas importantes ao longo do perfil. Trata-se de unidades vulcanossedimentares e vulcânicas que foram submetidas a processos metamórficos (Figura 2). Em meio a estas unidades, são encontrados corpos plutônicos deformados e estirados, como o metadiorito porfirítico. Essas unidades possuem alteração sódico-cálcica descrita principalmente pela presença numerosa de epidoto, e alteração potássica evidenciada pela presença de biotita, cortadas por veios de quartzo deformados e dobrados (Figura 2). A mineralização encontra-se alojada nas unidades mais profundas, na presença da alteração potássica e das regiões de encaixante do metadiorito porfirítico.

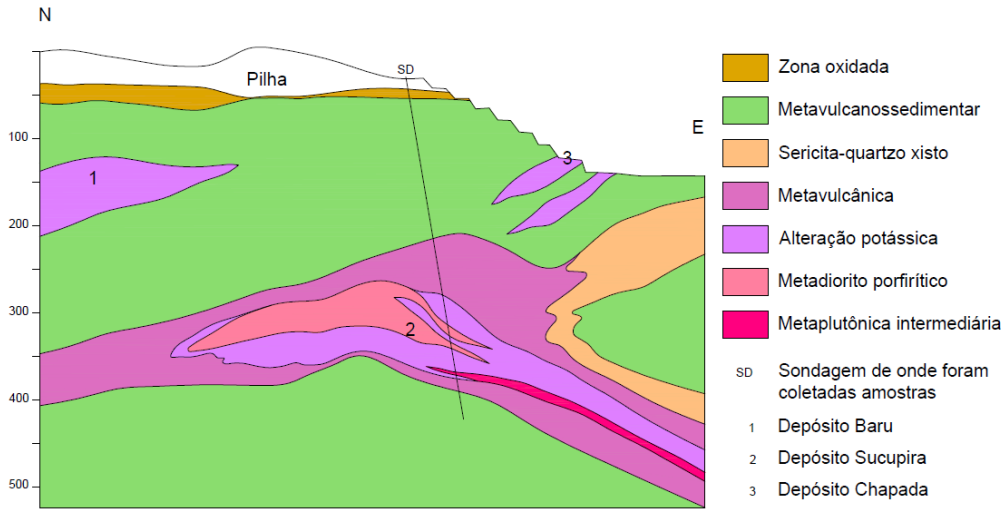


Figura 2. Sessão geológica indicando a localização do Depósito Sucupira na área da Mina de Chapada. Informações retiradas da NI 43-101 *Report*, fevereiro de 2025.

4. DISCUSSÕES

A partir das descrições, foi realizado agrupamento entre fácies semelhantes e em relação às alterações hidrotermais correspondentes:

Xisto feldspático: estrutura bandada à lenticular, constituída predominantemente por quartzo e muscovita, com cristais de feldspato e plagioclásio em matriz somando até 15%. Os cristais de quartzo possuem microestrutura inequigranular xenomórfica com bordas irregulares e extinção ondulante, e a muscovita possui hábito preferencialmente em escamas. As bandas vezes ocorrem completamente segregadas, vezes interceptando uma à outra, junto a veios deformados de quartzo associados à epidoto e pirita. A alteração hidrotermal predominante é a potássica, evidenciada principalmente pela presença de biotita, seguida por alteração sódico-cálcica. A pirita ocorre predominantemente sob influência da alteração potássica, e a calcopirita ocorre de maneira subordinada.

Biotita-anfibólio xisto: essa unidade ocorre sob influência da alteração potássica, uma zona transicional e alteração sódico-cálcica. Possui textura granoblástica a poiquilítica, com presença de almandina com inclusões de quartzo. A calcopirita e a magnetita ocorrem subordinadamente, enquanto a pirita pode representar até aproximadamente 3% da rocha.

Gnaisse fino: rocha de textura granoblástica a nematoblástica fina com matriz quartzo-feldspática micácea, e veios deformados de quarzto e epidoto, sem alteração hidrotermal evidente. Em algumas porções, as bandas quartzosas encontram-se segregadas das bandas micáceas, e em outras regiões há mistura desses minerais. Presença de porfiroblasto poiquilítico de almandina com inclusão de quartzo e sombra de pressão quartzosa.
Metadiorito porfirítico: rocha de textura lepidoblástica, com arranjo dos cristais de muscovita e biotita subparalelamente, levemente sericitizados nas bordas, e porfiroblastos de albita sericitizados em assembleia com anidrita, já a calcopirita ocorre em proporção traço. A alteração hidrotermal predominante é a potássica.
Cianita-quartzo xisto: essa unidade varia em texturas, com presença de porções granoblásticas, blastomiloníticas a miloníticas. Os minerais índices são a muscovita, biotita, cianita e quartzo. Evidências de retrometamorfismo podem ser observados em cristais de cianita em diferentes porções. A alteração é predominantemente argílica, migrando para potássica incipiente. Os cristais de pirita e calcopirita encontram-se fortemente deformados, acompanhando a foliação. A calcopirita ocorre de maneira subordinada, principalmente no domínio da alteração potássica.
Anfibólio gnaisse: essa unidade é destacada pela ocorrência de uma textura nematoblástica porfiroblástica, com cristais de pargasita aciculares, por vezes poiquilíticos (Figura 3a), com inclusão de quartzo, sem alteração hidrotermal. Esses cristais encontram-se em uma matriz quartzo-feldspática.
Quartzo-biotita-epidoto xisto: essa unidade é destacada por uma matriz composta principalmente por quartzo, biotita e epidoto (figura 3b). A rocha possui variações na matriz entre segregação de bandas quartzosas e filossilicáticas. A alteração predominante é a potássica, seguida por alteração sódico-cálcica e argílica. Os maiores teores de calcopirita encontram-se nas porções potássicas, que também são caracterizadas pela ocorrência de anidrita. Alguns cristais de calcopirita possuem borda de bornita (Figura 3c). Cristais de magnetita são comuns nessa fácies, chegando a até 3%, e possuem feições de intercrescimento com hematita.

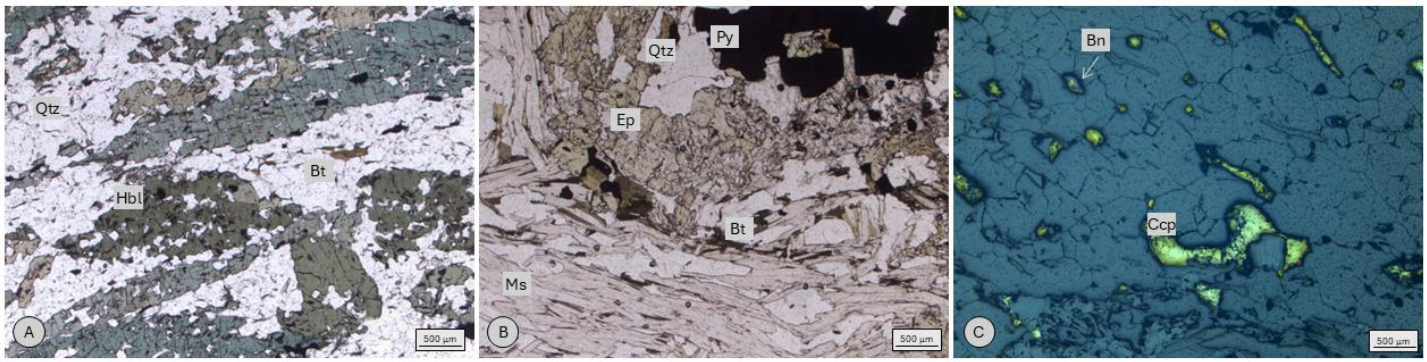


Figura 3a. Porfiroblastos poiquilíticos de pargasita com inclusão de quartzo no anfibólio gnaisse;
Figura 3b. Quartzo-biotita-epidoto xisto, com destaque para a relação de contato entre epidoto e pirita;
Figura 3c. Calcopirita na matriz do Quartzobiotita-epidoto xisto, com destaque para um dos cristais de calcopirita sendo substituído por bornita. Bn: bornita; Bt: biotita; Ccp: calcopirita; Ep: epidoto; Hbl: hornblenda; Ms: muscovita; Py: pirita; Qtz: quartzo.

5. CONCLUSÕES

As fácies analisadas, bem como suas respectivas zonas de alteração hidrotermal, em conjunto com as informações disponíveis a respeito da geologia regional, permitem considerar que o depósito de cobre e ouro Sucupira possui gênese compatível com sistema pórfiro de acordo com definições estabelecidas por Sillitoe (2010). A arquitetura mineralógica das fácies possui influência metamórfica, o que dificulta a interpretação dos respectivos protólitos. Os minerais índices das zonas de alteração hidrotermal são bem mapeados, sendo a biotita o principal mineral índice da

zona de alteração potássica, o epidoto correspondente a alteração sódico cálcica e a cianita correspondente a alteração argílica, a partir de processos metamórficos pelos quais estas unidades foram submetidas.

REFERÊNCIAS

Almeida, F. F. M., Hasui, Y., de Brito Neves, B. B., & Fuck, R. A. (1981). Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth-Science Reviews*, 17(1-2), 1-29.

Arantes, D., Osborne, G. A., Buck, P. S., & Porto, C. G. (1991). The Mara Rosa volcano-sedimentary sequence and associated gold mineralization*. In Symposium Brazil Gold*. 91 (pp. 221-229).

Cordani U. G., Milani E. J., Thomaz Filho A., Campos D. A. (Eds.) The Tectonic Evolution of South America. Rio De Janeiro. P.195-229.

Fuck, R. A., Pimentel, M. M., Alvarenga, C. J., & Dantas, E. L. (2017). The northern Brasília belt. São Francisco Craton, Eastern Brazil: tectonic genealogy of a miniature continent, 205-220.

Juliani, C., Vasquez, M. L., Klein, E. L., Villas, R. N. N., Echeverri-Misas, C. M., Santiago, E. S. B., ... & User, G. (2014). Metalogênese da Província Tapajós. Silva, MG, Rocha Neto, MB, Jost, H., Kuyumjian, RM (Eds.), *Metalogênese das Províncias Tectônicas Brasileiras, Programa Geologia do Brasil, Recursos Minerais, Serviço Geológico do Brasil, CPRM*, 229.

Oliveira, C. G., Pimentel, M. M., de Melo, L. V., & Fuck, R. A. (2004). The copper–gold and gold deposits of the Neoproterozoic Mara Rosa magmatic arc, central Brazil. *Ore Geology Reviews*, 25(3-4), 285-299.

Oliveira, C. G., de Oliveira, F. B., Della Giustina, M. E. S., Marques, G. C., Dantas, E. L., Pimentel, M. M., & Buhn, B. M. (2016). The Chapada Cu–Au deposit, Mara Rosa magmatic arc, Central Brazil: constraints on the metallogenesis of a Neoproterozoic large porphyry-type deposit. *Ore Geology Reviews*, 72, 1-21.

Pimentel, M. M., & Fuck, R. A. (1992). Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil. *Geology*, 20(4), 375-379.

Pimentel, M. M., Whitehouse, M. J., Viana, M. D. G., Fuck, R. A., & Nuno, M. (1997). The Mara Rosa arch in the Tocantins province: Further evidence for neoproterozoic crustal accretion in Central Brazil. *Precambrian Research,* 81(3-4), 299-310.

Pimentel, M.M., Fuck, R.A., Jost, H., Ferreira Filho, C.F., Araújo, S.M., 2000. The Basement of the Brasília Fold belt and the Goiás Magmatic Arc.

Pimentel, M. M. (2016). The tectonic evolution of the Neoproterozoic Brasília Belt, central Brazil: a geochronological and isotopic approach. *Brazilian Journal of Geology*, 46(Suppl 01), 67-82.

Sillitoe, R. H. (2010). Porphyry copper systems. *Economic geology*, *105*(1), 3-41.

Uhlein, A., Fonseca, M. A., Seer, H. J., & Dardenne, M. A. (2012). Tectônica Da Faixa De Dobramentos Brasília–Setores Setentrional E Meridional. *Geonomos*.

Valeriano, C. D. M., Dardenne, M. A., Fonseca, M. A., Simões, L. S. A., & Seer, H. J. (2004). *A evolução tectônica da Faixa Brasília*. CDR, 575-592.

Valeriano, C. D. M., Pimentel, M. M., Heilbron, M., Almeida, J. C. H., & Trouw, R. A. J. (2008). Tectonic evolution of the Brasília Belt, Central Brazil, and early assembly of Gondwana. *Geological Society, London, Special Publications*, 294(1), 197-210.

Análise química de cassiterita em mineralizações do tipo greisen do Granito Serra Dourada

Marques, O.L.[1], Cuadros, F.A.[2], Botelho, N.F.[3]

[1]Universidade de Brasília, Brasília-DF, luiza.odara@aluno.unb.br, [2]Universidade de Brasília, Brasília-DF, fecuadros@unb.br, [3]Universidade de Brasília, Brasília-DF, nilsonfb@unb.br

Resumo: Este estudo apresenta resultados de análises de química mineral realizadas por microssonda eletrônica (EPMA) em cristais de cassiterita provenientes de zonas mineralizadas do Granito Serra Dourada, situado na Província Estanífera de Goiás. Foram obtidas 46 análises pontuais em regiões centrais e marginais dos cristais, com o objetivo de caracterizar sua composição elementar, identificar variações internas e comparar os dados com depósitos estaníferos brasileiros. Os teores de Sn variam entre 0,948 e 0,996 a.p.f.u., enquanto os principais elementos menores detectados foram Fe (0–0,088), Nb (0–0,007), Ti (0–0,008), Ta (0–0,002) e In (0–0,002). Embora não se observe zonamento composicional sistemático entre núcleos e bordas, distinguem-se dois grupos: zonas com enriquecimento em Fe e empobrecimento em Ti, e o inverso. Diagramas ternários e binários sugerem substituições complexas envolvendo cátions de diferentes valências (Fe^{2+}, Nb^{5+}, Ta^{5+}, In^{3+} e W^{6+}). Também foram identificadas cassiteritas com baixos teores de impurezas e ausência de zonamento, indicando condições locais mais estáveis ou fluidos menos evoluídos, possivelmente relacionados a uma segunda geração de cristais. Em comparação com outras províncias, as amostras do Pela-Ema apresentam maiores teores de Fe e Ti que as de Pitinga (AM) e Rondônia, mas inferiores aos do Granito Pedra Branca, refletindo distintos controles físico-químicos nos sistemas tipo greisen.

Palavras-chave: Química mineral; Cassiterita; Greisen; Serra Dourada; EPMA.

1. INTRODUÇÃO

A região centro-norte do Brasil abriga diversas suítes graníticas paleoproterozoicas a mesoproterozoicas, frequentemente associadas a mineralizações de estanho (±W, Nb-Ta, ETR), que compõem a Província Estanífera de Goiás (PEG) (Marini e Botelho, 1986). Destaca-se a Subprovíncia Rio Tocantins, no nordeste do Maciço de Goiás, onde ocorrem depósitos relacionados a granitos tipo A.

O Granito Serra Dourada situa-se na divisa entre o Grupo Serra da Mesa e o Arco Magmático de Mara Rosa, na Província Tocantins. O Grupo Serra da Mesa é formado por sequências metassedimentares e metavulcânicas com idade aproximada de 1,55 Ga, em contato discordante com a Formação Ticunzal e a Suíte Aurumina (Marques, 2009; Polo e Diener, 2017). Essas unidades foram intrudidas por granitos tipo A, como Serra Dourada e Serra do Encosto, com idades de cristalização entre 1614 e 1574 Ma (Pimentel et al., 1991). A área apresenta ainda intrusões da Suíte Alcalina Peixe (~1503 Ma; Kitajima, 2002) e suítes tardi a pós-tectônicas Santa Tereza e Mata Azul, com idades em zircão (~560 Ma) e monazita (~520 Ma) (Kitajima, 2002; Queiroz e Botelho, 2018).

O Granito Serra Dourada possui histórico de garimpagem de estanho em zonas de greisenização, onde a cassiterita é o principal minério. A composição química da cassiterita é sensível às condições físico-químicas do sistema hidrotermal, registrando informações sobre a evolução dos fluidos e mecanismos metalogenéticos. Apesar da relevância metalogenética, estudos por EPMA em depósitos da PEG são escassos. Este trabalho analisa cassiteritas do greisen do depósito Pela-Ema, objetivando caracterizar sua composição, investigar variações internas e comparar com outros depósitos brasileiros, contribuindo para a compreensão da paragênese mineral e dos processos metalogenéticos.

2. MATERIAIS E MÉTODOS

Foram selecionadas amostras de cassiterita em lâminas polidas da zona mineralizada do depósito Pela-Ema, Granito Serra Dourada, nordeste do Maciço de Goiás, com base em sua representatividade petrográfica e mineralógica, priorizando cristais bem desenvolvidos e preservados. As análises químicas foram realizadas por Microssonda Eletrônica (EPMA), totalizando 46 pontos em diferentes regiões dos cristais, incluindo centros e bordas, para investigar variações composicionais intra-cristalinas.

As análises foram feitas no Laboratório de Microssonda Eletrônica da Universidade de Brasília (UnB), utilizando o JEOL JXA-8230, com voltagem de 20 kV, corrente de 20 nA, diâmetro de feixe de 1 µm, tempo de contagem de 10 s nos picos e 5 s nos backgrounds para todos os elementos, exceto In, que teve 30 s no pico e 15 s nos backgrounds. Foram analisados As, In, S, Pb, Sn, Nb, W, Ta, U, Th, Fe, Cu, Zn, Mn e Ti, com o objetivo de quantificar elementos menores e traço na cassiterita. As fórmulas estruturais foram calculadas para uma base de dois átomos de oxigênio.

Os dados foram comparados com composições de cassiteritas de outros depósitos tipo greisen e sistemas graníticos com estanho da literatura, visando identificar assinaturas químicas características.

3. RESULTADOS

Os cristais de cassiterita apresentam hábito euédrico a subédrico, granulação variando de 2,8 mm a 0,12 mm, pleocroísmo fraco, com zonamento composicional visível. Porém, alguns cristais apresentam-se sem zoneamento, e altamente fraturados. O zonamento é caracterizado por faixas alternadas de coloração que variam entre castanho-claro e castanho-escuro. O mineral comumente encontra-se em grandes aglomerados.

Os teores de Sn variam entre 0,948 a 0,996, em a.p.f.u. A soma dos demais componentes é inferior a 0,09580 a.p.f.u, sendo Nb (0 a 0,007), Ta (0 a 0,002), Fe (0 a 0,088), Ti (0 a 0,008) e In (0 a 0,002) as principais impurezas identificadas.

Comparações entre bordas e núcleos dos cristais não revelam uma única tendência clara entre as concentrações de Ti e Fe. No entanto, observam-se dois comportamentos distintos: um com baixos teores de Ti e altos teores de Fe, e outro com altos teores de Ti e baixos teores de Fe, conforme ilustrado no diagrama Fe vs Ti (Figura 1). A relação entre Nb e Ta indica predomínio de Nb em relação ao Ta nas amostras analisadas, como evidenciado no diagrama Ta vs Nb (Figura 2).

No diagrama ternário W–(Sn/500)–In, os teores de Sn foram divididos por 500 para facilitar a visualização da distribuição dos dados no campo triangular. Observa-se que a maioria das análises possui teores relativamente baixos de W. As composições dos cristais apresentam dois comportamentos: um grupo mais rico em Sn, e outro com menos Sn. Em ambos os casos, os valores de In variam desde concentrações muito baixas (próximas de zero) até valores mais elevados, atingindo até 0,00179 a.p.f.u. (Figura 3).

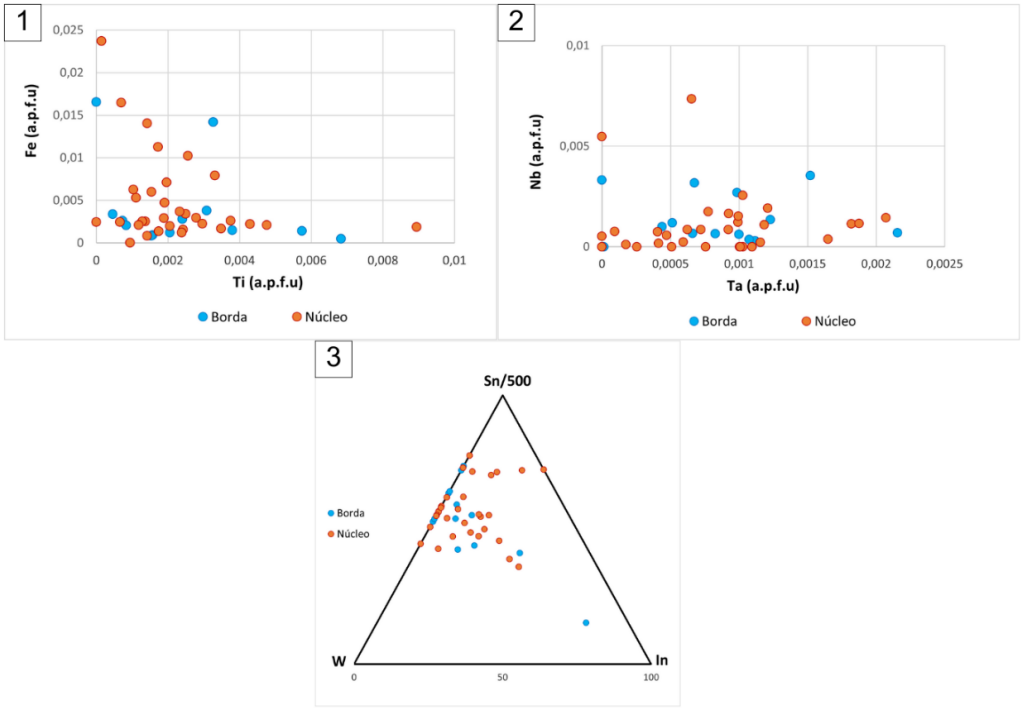


Figura 1 e 2: Diagrama Fe vs Ti e Nb vs Ta (a.p.f.u) de amostras de cassiterita da zona mineralizada do depósito Pela-Ema, distinguindo núcleo e borda. **3**: Diagrama ternário W–(Sn/500)–In representando a composição química de cristais de cassiterita. Os pontos estão categorizados entre composições de borda e núcleo dos cristais.

4. DISCUSSÕES

A observação petrográfica de cristais de cassiterita revelou que a maioria apresenta zonamento composicional, associado a variações nas condições físico-químicas do fluido mineralizante ao longo do tempo, influenciadas por parâmetros como temperatura, fugacidade de oxigênio e pH (Neiva, 1996, 2008; Murciego et al., 1997; Möller et al., 1988; Souza e Botelho, 2009). Nos cristais analisados, não foi possível estabelecer um padrão uniforme entre núcleos e bordas, porém evidenciaram-se duas tendências claras: zonas com baixos teores de Ti e altos teores de Fe, e zonas com o comportamento inverso.

A presença de Ti em maiores concentrações indica um ambiente mais oxidante, propício à substituição isovalente de Sn^{4+} por Ti^{4+}, bem como à incorporação de Nb^{5+}. Posteriormente, o sistema evoluiu para condições menos oxidantes, favorecendo a entrada de Fe. Os principais mecanismos de substituição envolvidos incluem: (1) substituição isovalente $Sn^{4+} \leftrightarrow Ti^{4+}$, (2) substituição acoplada envolvendo Ta^{5+} ou Nb^{5+} associada a Fe^{2+} ou Mn^{2+}, e (3) substituição envolvendo W^{6+} e Fe^{2+} em ambientes redutores (Neiva, 1996; Möller et al., 1988). Essas substituições controlam não apenas a composição química, mas também a coloração e o pleocroísmo da cassiterita, refletindo a evolução redox do sistema (Neiva, 1996; Möller et al., 1988). A evolução para condições menos oxidantes pode estar relacionada à interação dos fluidos mineralizantes com rochas carbonosas, como os paragnaisses e xistos grafitosos da Formação

Ticunzal, que atuam como agentes redutores, alterando o potencial redox do sistema (Marini et al., 1986; Landais e Gize, 1997).

No diagrama ternário W–(Sn/500)–In, um grupo de análises corresponde a cristais próximos da composição ideal de cassiterita (SnO_2), com baixos teores de Fe, Ti, Nb e Ta, os quais não apresentam zonamento e sugerem a existência de duas gerações distintas de cassiterita. As cassiteritas do greisen do depósito Pela-Ema apresentam maior dispersão e enriquecimento em Fe (até ~0,017 a.p.f.u.), enquanto os teores de Ti permanecem majoritariamente abaixo de 0,004 a.p.f.u.

A comparação com cassiteritas do Granito Pedra Branca, Província Estanífera de Rondônia (PER) e Província de Pitinga evidencia diferenças significativas na composição (Figura 4 e 5). No Granito Pedra Branca, o principal mecanismo de substituição é a troca isovalente Sn^{4+} por Ti^{4+}, com teores mais elevados de Ti (até 0,01 a.p.f.u.), possivelmente indicando variações nos parâmetros físico-químicos ou estágio evolutivo dos fluidos (Santos et al., 2023). Na Província de Pitinga, a química da cassiterita é dominada pela substituição acoplada Ta^{5+}/Nb^{5+} com Fe^{2+}, com menor presença da substituição isovalente (Costi et al., 2000). Já na PER, as cassiteritas apresentam concentrações mais restritas, baixos a médios teores de Fe e Ti, com limitada incorporação de Ta^{5+} e predominância da substituição acoplada envolvendo Nb^{5+} e Fe^{2+} (Silva, 2018) (Figura 4 e 5). Essas variações composicionais refletem particularidades nos processos metalogenéticos e nas condições físico-químicas dos sistemas greisenizados em diferentes províncias.

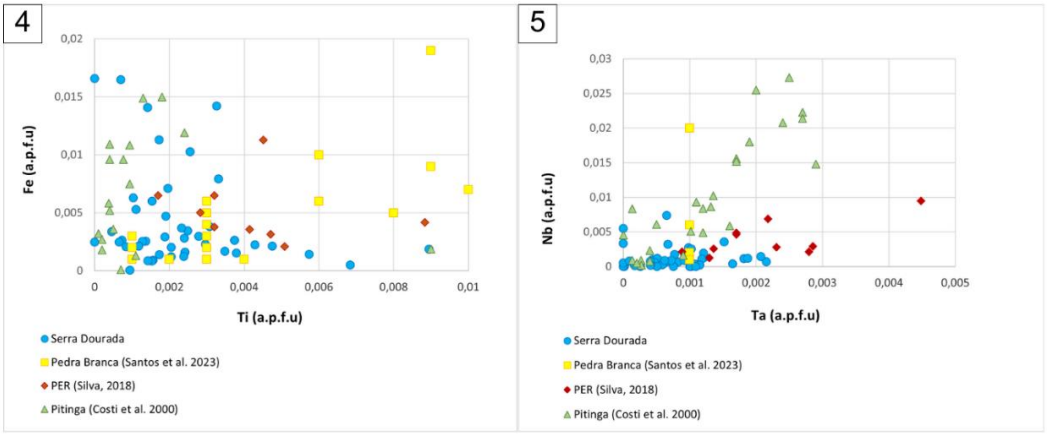


Figura 4 e 5: Diagrama Fe vs Ti e Nb vs Ta (a.p.f.u.) em cassiteritas de diferentes depósitos brasileiros: Granito Serra Dourada (PEG) em azul, Granito Pedra branca (PEG) em amarelo com dados de Santos et al., 2023; PER em vermelho com dados de Silva, 2018; Pitinga em verde com dados de Costi et al., 2000.

5. CONCLUSÕES

As análises químicas por EPMA em cristais de cassiterita do depósito Pela-Ema, associado ao greisen do Granito Serra Dourada, evidenciaram variações composicionais internas significativas, incluindo elementos traço como Fe, Ti, Nb, Ta, In e W, que refletem alterações nas condições físico-químicas do sistema hidrotermal durante o crescimento cristalino.

Embora não tenha sido identificado padrão composicional uniforme entre núcleos e bordas, foram reconhecidas duas tendências distintas: cristais enriquecidos em Fe e empobrecidos em Ti, e outros com baixos teores de Fe e altos teores de Ti. Tal comportamento sugere variações nos mecanismos de substituição isomórfica, possivelmente relacionadas a flutuações redox ou evolução dos fluidos mineralizantes. Observou-se ainda cassiterita com menor grau de impurezas e ausência de zonamento composicional, indicando condições locais mais estáveis ou fluidos menos evoluídos, configurando possivelmente duas gerações distintas.

O enriquecimento em Fe e Ti e a ampla variação composicional diferenciam as cassiteritas do Granito Serra Dourada daquelas de outros depósitos da Província Estanífera de Goiás e do Cráton Amazônico, sugerindo particularidades nos mecanismos de substituição e nas condições metalogenéticas. Esses resultados reforçam o potencial da química mineral da cassiterita como ferramenta para interpretação dos processos metalogenéticos em depósitos tipo greisen.

Agradecimentos

Agradecimentos ao Instituto de Geociências da Universidade de Brasília pela disponibilização das instalações e pela estrutura laboratorial que possibilitaram a realização deste trabalho.

REFERÊNCIAS

Costi H.T., Horbe A.M.C., Borges R.M.K., Dall'Agnol R., Rossi A., Sighnolfi G. 2000. Mineral chemistry of cassiterites from Pitinga Province, Amazonian Craton, Brazil. Revista Brasileira de Geociências, 30:775–782.

Kitajima L.F.W. 2002. Mineralogia e petrologia do Complexo Alcalino de Peixe - Tocantins. Tese de Doutorado, Universidade de Brasília, Instituto de Geociências, Brasília, 359 p.

Landais P., Gize A.P. 1997. Organic matter in hydrothermal ore deposits. In: Barnes H.L. (ed.). Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits, 3rd ed. Wiley, New York, p. 607–640.

Marini O.J, Botelho N.F. 1986. A Província de Granitos Estaníferos de Goiás. Revista Brasileira de Geociências, 16(1):119–131.

Marini O.J., Botelho N.F., Macambira M.J.B., Provost A. 1986. Idade do Granito Pedra Branca (Goiás) e possíveis implicações geotectônicas. Anais do Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, 1985, Goiânia. Sociedade Brasileira de Geologia – Núcleo Centro-Oeste, p. 280–314.

Marques G.C. 2009. Geologia dos grupos Araí e Serra da Mesa e seu embasamento no sul do Tocantins. Dissertação de Mestrado, Universidade de Brasília, Instituto de Geociências, Brasília, 116 p.

Möller P., Dulski P., Szacki W., Malow G., Riedel E. 1988. Substitution of tin in cassiterite by tantalum, niobium, tungsten, iron and manganese. Geochimica et Cosmochimica Acta, 52:1497–1503.

Murciego A., Sanches A.G., Dusausoy Y., Pozas J.M.M., Ruck R. 1997. Geochemistry and EPR of cassiterites from the Iberian Hercynian Massif. Mineralogical Magazine, 61:357–365.

Neiva A.M.R. 1996. Geochemistry of cassiterite and its inclusions and exsolutions products from tin and tungsten deposits in Portugal. Canadian Mineralogist, 34:745–768.

Pimentel M.M., Heaman L., Fuck R.A., Marini O.J. 1991. U–Pb zircon geochronology of Precambrian tin-bearing continental-type acid magmatism in central Brazil. Precambrian Research, 52(3–4):321–335. https://doi.org/10.1016/0301-9268(91)90086-P

Polo H.J.O., Diener F.S. 2017. Geologia e recursos minerais da folha Mata Azul, SD.22-X-D-II, Escala 1:100.000. CPRM, Goiânia, 161 p.

Queiroz H.A., Botelho N.F. 2018. The Mata Azul pegmatitic field, Tocantins/Goiás, central Brazil: geology, genesis and mineralization. Brazilian Journal of Geology, 48(3):435–456. https://doi.org/10.1590/2317-4889201820170048

Santos I.K.M., Souza V.S., Botelho N.F., Hoyer I.S., Bonfim L.A.R. 2023. Cassiterite and wolframite chemistry as a proxy for magmatic-hydrothermal evolution of albite granites and related greisens and episyenites from the Madeira and Água Boa plutons, Pitinga Province, Amazonian Craton, Brazil. Brazilian Journal of Geology, 53:1–32. https://doi.org/10.1590/2317-4889202320220041

Silva L.C. 2018. Morfologia e química mineral de zircão e cassiterita, em concentrados de bateia, como guia prospectivo para mineralizações de Sn na Província Estanífera de Rondônia. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Belém, 63 p.

Souza V.S., Botelho N.F. 2009. Composição química e isótopos de oxigênio em cassiterita e wolframita nos greisens do albita granito Palanqueta, depósito de estanho do Bom Futuro (RO). Revista Brasileira de Geociências, 39:694–703.

Tipos de borda de grão observados durante processos de britagem

Pinto, C.B.[1], Barbosa, P.F.[2], Lagoeiro, L.E.[3]

[1]Instituto de Geociências da Universidade de Brasília (IG-UnB), Brasília-DF, Brasil, celestebertassonip@gmail.com; [2]Instituto de Geociências da Universidade de Brasília (UnB), Brasília-DF, Brasil, paolabarbosa@unb.br; [3]Departamento de Geologia da Universidade Federal do Paraná (UFPR), Curitiba-PR, Brasil, leonardo.lagoeiro@ufpr.br

Resumo: Formações ferríferas são um tipo de minério de ferro, compostas essencialmente por óxidos de ferro e quartzo arranjados em diferentes estruturas. Durante os processos industriais, o minério passa por etapas de britagem para liberação dos grãos hematíticos, que são utilizados para a produção de aço. Devido a diferentes texturas presentes nas formações-ferríferas, os grãos podem apresentar uma variedade de feições de borda, originais da rocha formadas por processos metamórficos hidrotermais, ou então por processos mecânicos de fraturamento. A identificação e caracterização de feições de borda é importante para a qualidade e otimização dos processos industriais e influencia diretamente na qualidade do produto final. Neste estudo, foram selecionadas duas variedades de formações-ferríferas provenientes do Quadrilátero Ferrífero, em Minas Gerais. As amostras passaram por etapas de britagem e separação granulométrica e posteriormente analisados por microscopia ótica de luz visível. Nos hematititos compactos foram observados, de maneira geral, grãos prismáticos de hematita de aspecto granular e contatos retos. Foram observadas também feições de desgaste superficial nestes grãos. No Itabirito compacto foram encontrados grãos livres de hematita tabular e grãos livres de quartzo granular. Em grãos não totalmente livres, foi possível observar que os cristais de hematita também apresentam contatos retos.

Palavras-chave: Borda de Grão, Óxidos de Ferro, Formações-Ferríferas, Microestrutura, Quadrilátero Ferrífero.

1. INTRODUÇÃO

Formações-ferríferas (FFs) são rochas sedimentares químicas, arqueanas e paleoproterozoicas, compostas essencialmente por óxidos de ferro e quartzo arranjados em diferentes estruturas e texturas (Trendall & Blockey, 1970). Essas rochas representam a principal fonte de minério de ferro global, sendo o Quadrilátero Ferrífero uma das principais províncias minerais produtoras de ferro (Alkmim & Marshak, 1998). Nesta província mineral são observadas formações-ferríferas com grau de deformação, metamorfismo e enriquecimento supergênico variados, que resultam em corpos compactos de hematita e itabirito (Rosière & Chemale Jr., 2000).

Hematititos compactos são compostos predominantemente por hematita, com quantidades subordinadas de magnetita e quartzo (Rosière et al., 2008). Podem apresentar estrutura maciça ou até foliada. Itabiritos compactos consistem em rochas bandadas caracterizadas pela alternância rítmica de óxidos de ferro e quartzo. Apresentam características distintivas, como textura compacta, bandamento primário preservado e grau de deformação reduzido (Rosière et al., 2008).

Na indústria do aço, essas rochas passam por processos de cominuição com o objetivo de separar as fases de interesse e expor as superfícies reativas dos grãos hematíticos. As bordas de grão são feições microestruturais que influenciam diretamente o desempenho do minério durante os processos metalúrgicos. As propriedades físicas, principalmente relacionadas às bordas de grãos em hematitas, influenciam na eficiência das etapas de britagem e moagem e, consequentemente, no produto final (Biondi, 2010). Este estudo tem como objetivo identificar feições de borda que podem ser observadas em minérios de ferro após a britagem e moagem, em determinada alíquota, através da microscopia ótica (Gomes & Paciornik, 2015).

2. MATERIAIS E MÉTODOS

Foram selecionados dois tipos de hematititos compactos e um tipo de itabirito compacto, provenientes de minas diferentes do Quadrilátero Ferrífero. Essas amostras foram anteriormente britadas por britador de mandíbula e moinho de bolas e peneiradas com auxílio de um agitador de peneiras, e possuem granulometria $0,075 < x \leq 0,15$ mm.

Com as alíquotas, foram produzidas três seções polidas em molde cilíndrico de acrílico com uma mistura de resina epóxi Struers (razão 1:7 de endurecedor e desmoldante de silicone). O desbaste inicial e o polimento das amostras foram realizados na lixadeira e politriz semi-automática Struers, modelo Tegramin-25, com pratos de lixamento com granulometrias de 0,68 mm (220 mesh), 0,46-0,30 mm (400 mesh), 0,15 mm (1200 mesh), 0,06-0,05 mm (2400 mesh) e 0,04 mm (4000 mesh), e pratos de polimento com granulometria de 0,03 mm, 0,01 mm e 0,0025 mm. Em cada etapa de polimento foram usados 5 N de força e 15 de velocidade, por 2 horas. As amostras de frações mais finas foram polidas por 4 horas. O preparo das amostras foi realizado no Laboratório de Preparação de Amostras do Instituto de Geociências, na Universidade de Brasília (IG-UnB), em Brasília-DF.

As seções foram descritas por microscopia ótica de luz visível com auxílio do microscópio ótico Axio Imager.M2m, Zeiss. As análises foram feitas no Laboratório de Testes Mecânicos, na ArcelorMittal, em Tubarão-ES.

3. RESULTADOS

Hematititos compactos (HC-01 e HC-02) são compostos essencialmente por hematita. HC-01 tem grãos prismáticos livres com feições de desgaste mecânico superficial (Fig. 1A). Os grãos apresentam aspecto granular, limites retos e algumas reentrâncias, principalmente nos grãos com maior desgaste. O desgaste superficial ocorre nas regiões de borda, gerando sulcos e arrancamentos. Apresentam também feições de fraturamento intracristalino.

HC-02 possui grãos hematíticos livres e não liberados totalmente (Fig. 1B). Os grãos livres são prismáticos, têm hábito granular e contatos retos. Os grãos não liberados têm hábito granular com contatos que variam de retos a irregulares.

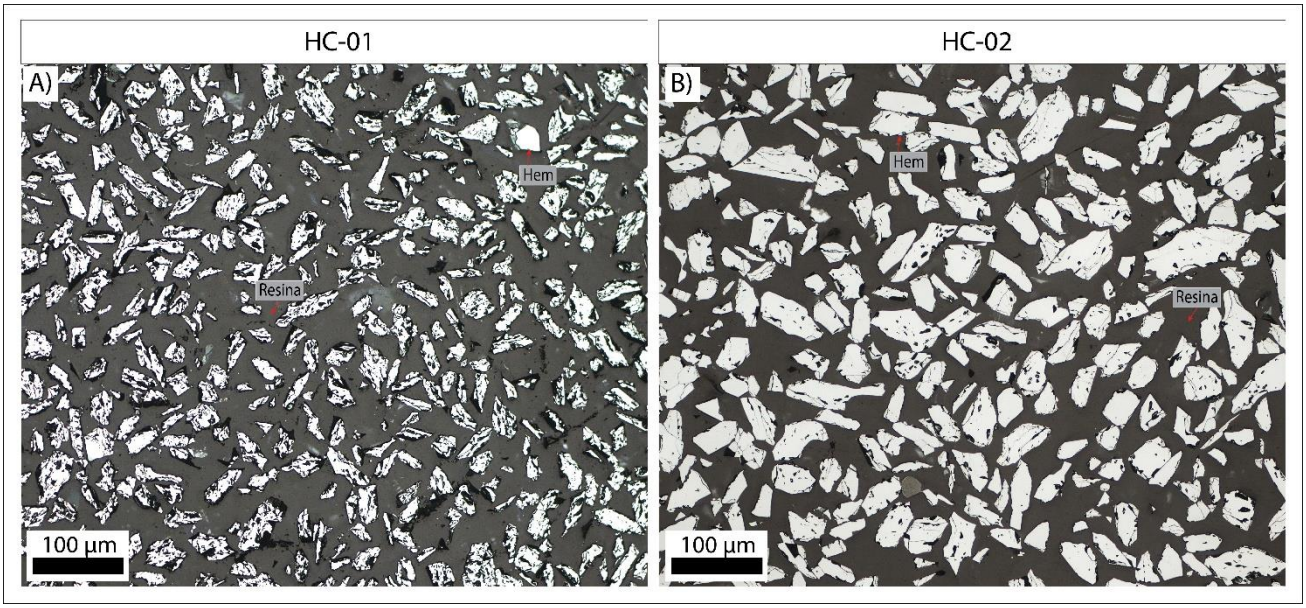


Figura 1. Fotomicrografias em luz refletida da amostra de hematitito compacto com aumento de 10x. (A) Amostra HC-01 e (B) amostra HC-02.

IC-01 é formada por hematita e quartzo, com grãos prismáticos de hematita livres e não liberados (Fig. 2). Os grãos hematíticos livres têm hábito tabular e predominam os contatos retos, mas ocorrem também contatos irregulares. Os grãos hematíticos não liberados estão em menor número, têm hábito granular e contatos mais irregulares. É possível observar que os grãos não liberados são formados por grãos prismáticos e com contatos retos, assim como os grãos livres. Os grãos de quartzo têm hábito granular e contatos irregulares são formados por quartzo e frações finas de hematita que não se encontram livres.

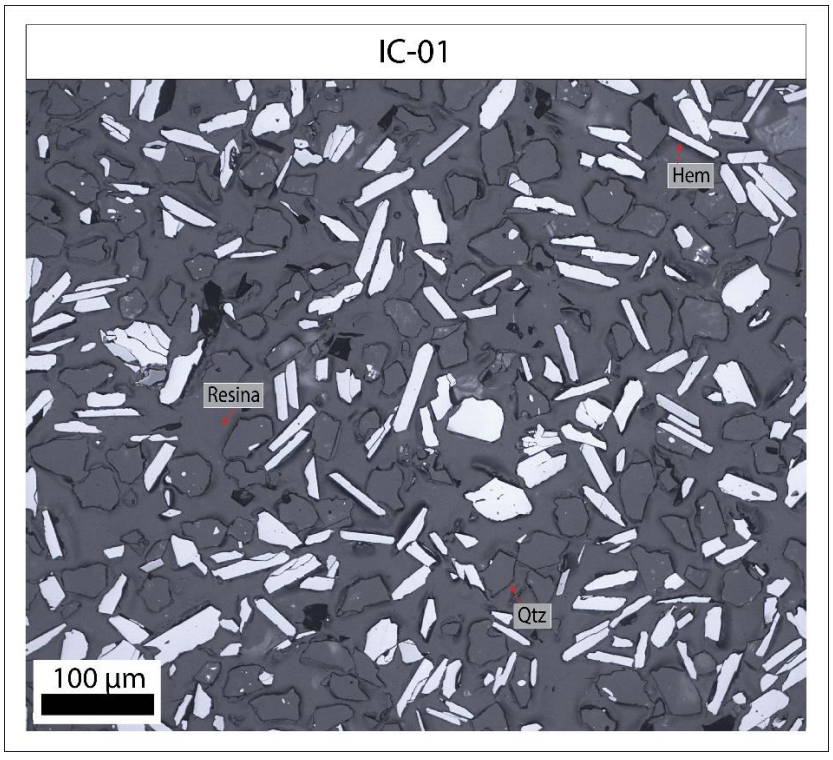


Figura 2. Fotomicrografias em luz refletida da amostra de itabirito compacto, com aumento de 10x, da amostra IC-01.

4. DISCUSSÕES

Os hematititos compactos que, de maneira geral, são compostos por hematita e menores teores de quartzo e outros óxidos e apresentam estrutura compacta (Rosière et al., 2008). Os dois hematititos compactos observados são compostos por grãos prismáticos de hematita com contatos retos. Porém, os dois hematititos apresentaram feições distintas. Enquanto a amostra HC-02 apresentou grãos com superfícies lisas e contatos bem delimitados, a amostra HC-01 apresentou estruturas de desgaste mecânico, como sulcos de arrancamento e fraturamento dos cristais. Observando os grãos de hematita não totalmente livres (Fig. 1B e 2), é possível observar que tais grãos são formados por um conjunto de grãos com as mesmas características que os grãos livres apresentam.

O itabirito compacto é formado por bandas ricas em quartzo e bandas ricas em óxidos de ferro. Devido a essa alternância, ocorrem relações entre os cristais de quartzo e os óxidos. Na amostra IC-0, grãos livres de hematita, prismáticos, com hábito tabular e contatos retos, e grãos formados essencialmente por quartzo com frações finas de hematita (Fig. 2). Nos grãos quartzosos, é possível observar que a hematita não liberada apresenta aspecto granular e contatos irregulares.

Os minérios possuem mineralogia e teores semelhantes, porém apresentam características microestruturais distintas, o que resulta em comportamentos distintos durante a britagem (Biondi, 2010). Enquanto os grãos hematíticos em HC-02 e IC-01 apresentaram maior resistência mecânica ao processo, ocorrendo a liberação mineral em planos específicos do cristal e limites retos, em HC-01 os grãos apresentaram menor resistência, o que causou rupturas irregulares nos grãos e formação de superfícies irregulares.

5. CONCLUSÕES

Este estudo permitiu caracterizar diferentes tipos de borda de grão em hematititos e itabiritos compactos do Quadrilátero Ferrífero, demonstrando as relações entre as bordas e os processos de britagem e moagem. Os hematititos compactos apresentam grãos prismáticos de hematita com contatos retos. HC-01 apresentou desgaste mecânico, o que sugere menor resistência à cominuição. HC-02 apresentou grãos com superfícies lisas e limites bem definidos, sugerindo maior resistência e liberação mineral preferencial em planos cristalinos. IC-01 apresenta grãos livres de hematita tabular e contatos retos, e grãos de quartzo granular, com contatos irregulares e com hematitas granulares não liberadas.

As diferentes feições de borda revelam o comportamento dos minérios durante a britagem e moagem, o que impacta diretamente na eficiência do processo e na qualidade do minério para processos metalúrgicos. A identificação dessas feições por microscopia ótica auxilia na otimização de processos de beneficiamento, reduzindo perdas e otimizando a recuperação da hematita.

Agradecimentos

Agradecemos ao Instituto de Geociências da Universidade de Brasília (IG-UnB) por fornecer a infraestrutura necessária; à ArcelorMittal por fornecer as amostras, e à CAPES pelo financiamento da pesquisa.

REFERÊNCIAS

ALKMIM, F.F.; MARSHAK, S. Transamazonian Orogeny in the Southern São Francisco Craton Region, Minas Gerais, Brazil: evidence for Paleoproterozoic collision and collapse in the Quadrilátero Ferrífero. Precambrian Research, v. 90, p. 29-58, 1998.

BIONDI, J.C. Caracterização Tecnológica de Minérios. São Paulo: Oficina de Textos, 2010. 320p.

DORR II, J.V.N. Physiographic, Stratigraphic and Structural Development of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. U.S. Geological Survey Professional Paper, 641-A, 1969. 110p.

GOMES, O.F.M.; PACIORNIK, S. (2009). Caracterização quantitativa de minério de ferro por microscopia co-localizada. Tecnol. Metal. Mater. Miner., São Paulo, v. 6, n. 2, p. 91-95, out.-dez. 2009.

ROSIÈRE, C.A.; CHEMALE JR., F. The lamination in iron formations from the Quadrilátero Ferrífero and its correlation with deformation events. Brazilian Journal of Geology, v. 30, n. 3, p. 460-463, 2000. (Estruturas em itabiritos)

ROSIÈRE, C.A.; RIOS, F.J.; SUZUKI, P.A. The hematite ores of the Quadrilátero Ferrífero: textures and processes. Journal of South American Earth Sciences, v. 25, p. 1-21, 2008. (Hemattitos compactos)

TRENDALL, A.F.; BLOCKLEY, J.G. The iron formations of the Precambrian Hamersley Group, Western Australia. Geological Survey of Western Australia Bulletin, v. 119, 1970. 366p. (Definição de BIFs - referência global)

Urânio no Centro-oeste, ocorrências, depósitos e potencialidade

Polo, H.[1], Meloni, R.[1], Silva, A.D.R.[1], Mesquita, L.A.[1,2]

[1]Serviço Geológico do Brasil; hugo.polo@sgb.gov.br; [2]Departamento de Geologia, Universidade de Brasília

Resumo: A região centro-oeste apresenta uma extensa diversidade geológica, tanto nos ambientes geológicos como na distribuição temporal. Essa diversidade se reflete, nas ocorrências de urânio na região, que totalizam três depósitos e 22 ocorrências, divididos em 4 tipologias. O depósito de Amorinópolis é um depósito do tipo sedimentar - *roll front*, os trabalhos preliminares da Nuclebrás indicam 5.000 toneladas de U_3O_8, com teores médios de 150 ppm. O depósito de Rio Preto no norte de Goiás, do tipo relacionado a granito, tem entre 300 e 500 toneladas de urânio, com teores entre 500 e 1.000 ppm. Já o depósito de Catalão, do tipo Intrusivo Carbonatítico, tem entre 50.000 e 100.000 toneladas, com teores entre 100 a 300 ppm. Destacamos ainda outras 10 ocorrências do tipo Metamórfico; 10 do tipo Intrusivo, uma relacionada a granito; e uma sedimentar. Essas ocorrências se concentram no estado de Goiás, possivelmente devido às dificuldades logísticas para acessar os estados do MT e MS até a década de 1980, quando foram realizadas as últimas campanhas de prospecção para urânio no país. Mapas de favorabilidade apontam o norte do estado do MT como uma área de relevante potencial para mineralizações de urânio.
Palavras-chave: *Roll front*, depósitos intrusivos, depósitos em arenitos, depósitos metamórficos.

1. INTRODUÇÃO

Os depósitos de urânio são classificados em 15 tipologias (de acordo com a classificação de IAEA, 2020) o que implica que uma ampla gama de rochas e ambientes geológicos podem hospedar depósitos de urânio. A compilação das informações produzidas pela Nuclebrás nas décadas de 1960 a 1980 indicam uma ampla distribuição espacial e grande variedade de ocorrências de urânio na região Centro-Oeste. São descritas ocorrências desde o norte de MT até o sul do MS, bem como em diversos locais no estado de Goiás. Nesse trabalho serão descritos os depósitos conhecidos e ocorrências selecionadas, com base nas referências bibliográficas disponíveis e de trabalhos de campo realizados pelos autores. Também será apresentado um panorama sobre as potencialidades da região Centro-Oeste para abrigar outros depósitos de urânio à luz de novos dados geológicos e geofísicos e com uma abordagem envolvendo sistemas minerais.

2. MATERIAIS E MÉTODOS

Os dados sobre os depósitos e ocorrências de urânio em Goiás, Mato Grosso e Mato Grosso do Sul foram produzidos pela Nuclebrás nas décadas de 1960 a 1980, e em âmbito de trabalhos acadêmicos nos anos subsequentes. Esses dados foram publicados na maioria das vezes, em relatórios internos da Nuclebrás e em eventos científicos diversos. Essas ocorrências de urânio foram compiladas e organizadas pelo SGB no âmbito do projeto Urânio Brasil, sendo classificados nas tipologias de depósitos de urânio definidas pela Agência Internacional de Energia Atômica (IAEA, 2018), além disso, ao longo do desenvolvimento do trabalho foram visitadas algumas das ocorrências no norte de Goiás. Os estudos realizados pelo Projeto Urânio Brasil também envolveram a produção de um mapa de favorabilidade para urânio em escala continental,

que neste trabalho foi reavaliado para a região Centro-Oeste, com base em novos dados geológicos e geofísicos do SGB.

3. RESULTADOS

As ocorrências de urânio na região Centro-Oeste podem ser agrupadas em quatro tipologias conforme a classificação da IAEA, intrusivo, relacionado a granito, metassomático e sedimentar.

Tabela 1. Depósitos de urânio na região Centro-Oeste. RRA - Recursos Razoavelmente Assegurados. RAE - Recursos Adicionais e Especulativos.

Lat	Long	Toponímia	Classe IAEA	Substância Principal	Substância Secundária	Teores médios (ppm)	RRA t U_3O_8	RAE t U_3O_8
-16,53378	-51,033743	Amorinópolis	Arenito	U		<100	2000	3000
-13,818259	-48,011052	Rio Preto	Relacionado a Granitos	U		500 1000	500	500
-18,047878	-47,875715	Catalão	Intrusivo Carbonatito	Nb, P	Ti, ETR, U	100 300	24.000	100.000

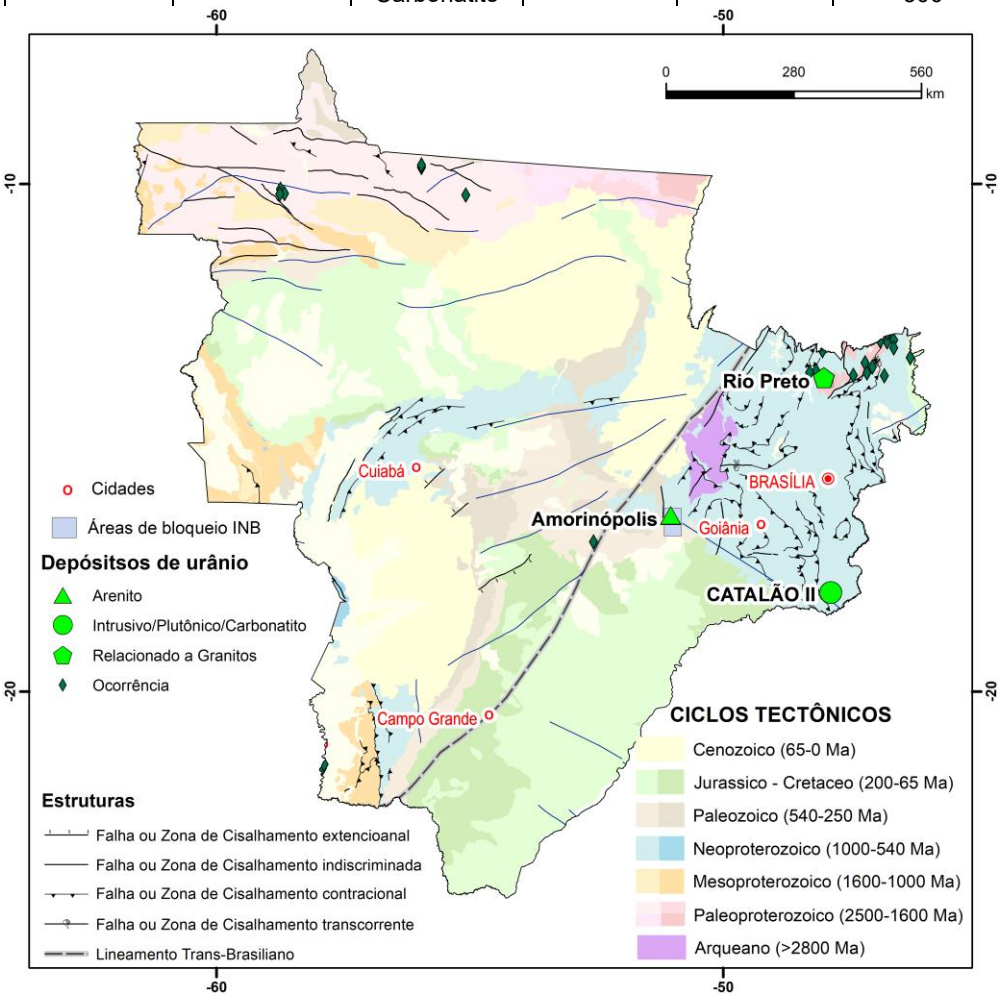


Figura 1. Mapa tectônico simplificado com as ocorrências e depósitos de urânio na região Centro Oeste.

3.1 Depósitos do tipo Intrusivo

O Depósito de Catalão, situado no sul do estado de Goiás, na cidade homônima, está hospedado no corpo carbonatítico Catalão I, uma intrusão cretácea com cerca de 30 km^2. As primeiras intrusões são da série bebedourito, cristalizada a partir de um líquido de silicato imiscível derivado de um magma primitivo de sílica-carbonato, produzindo, por diferenciação, dunito,

piroxenito e veios de resíduos carbonatíticos. Em um segundo evento de imiscibilidade, o líquido carbonatítico inicial se diferenciou em um componente foscorito e outro carbonatito. O foscorito era inicialmente rico em olivina e evoluiu para formar cumulatos de apatita. O carbonatito cristalizou no terceiro e último episódio de imiscibilidade, gerando uma nova fase de foscorito e componente de carbonatito. Esta segunda geração de foscorito é rica em magnetita e pirocloro e não tem olivina. Esses processos estão ligados à metalogênese dos depósitos de fosfato, nióbio, ETR e titânio.

Uma cobertura laterítica, com espessura variável e inferior a 25 m, cobre a mineralização como uma zona ferruginosa e intensamente intemperizada onde não se observa a textura primária (Loureiro, 1980). O pirocloro, possui granulaçao fina e está sempre presente. O saprólito com texturas igneas primárias reconhecíveis, possui mineralizações econômicas de nióbio e é rico em apatita e rutilo. O urânio está presente nos minérios de fosfato (apatita) e de nióbio (pirocloro).

Segundo Lapido Loureiro (1980) o minério fosfático de Catalão-I é constituído, basicamente e em média, por apatita (25%), goethita (15%), magnetita (15%), ilmenita (15%), gorceixita (15%), quartzo (10%) e hematita (5%), além dos acessórios pirocloro, zirconita, goiasita-crandallita, wavellita, florencita, alunita-svanbergita, lusungita, osarizawaita, rabdofanita e wilkeita (Valarelli, 1971). O urânio encontra-se associado a gorceixita, a resistatos como o pirocloro e zirconita, secundariamente a fosfatos apatíticos (apatita, dahlita) e adsorvido em produtos finos argilosos, resultantes do intemperismo daqueles minerais. A gorceixita ocorre tanto nas frentes de lavra (17%), quanto nos rejeitos de flutuação (23,3%) e lamas (31,2%). No concentrado final aparece apenas como resquícios.

Dados provenientes da Nuclebrás, do final da década de 1970, para o depósito de Catalão I, indicam reservas de minério de fosfato de 191 Mt, com teores médios 8,8 % de P_2O_5 e 135 ppm U (0,0135 %), o que totalizam aproximadamente 24.000 t de urânio. Aplicando o teor médio nas reservas de fosfato atuais dos depósitos em Catalão I e II (1074 Mt; Costa, 2024), podemos chegar a recursos potenciais superiores a 100.000 tU. Testes metalúrgicos no minério de nióbio, do depósito Catalão II, realizados no CETEM, apontaram a recuperação de 1,5 kg de U_3O_8/t a partir da escória do pirocloro, com taxa de solubilização de 82% para urânio e 79% para Th (Loureiro, 1980). Os teores obtidos para U e Th em diferentes fases do processamento do minério fosfático estão apresentados na tabela 2

Local	n amostras	U_3O_8 (ppm)	ThO_2 (ppm)
mina	50	168	
alimentação da planta	15	157	520
rejeito magnético	4	57	799
finos	16	248	459
rejeito flotação	16	186	145
concentrado final	16	80	

Tabela 2: Teores de U e Th em diferentes locais de amostragem na mina de Catalão I (Loureiro, 1980).

3.2 Depósitos do tipo Relacionado a Granito

O Depósito de Rio Preto, situa-se no nordeste de Goiás, nos municípios Colinas do Sul e Cavalcante. A mineralização de urânio ocorre principalmente no contato entre xistos grafitosos da Formação Ticunzal e granitos peraluminosos da Suíte Aurumina. A mineralização primária é formada por uraninita (UO_2) e urano-titanatos (como holfertita), em profundidade e relacionada a alterações hidrotermais como muscovitização e albitização (Bogossian, 2012). Já os minerais supergênicos são: meta-torbenita, meta-zeunerita, sabugalita, saleeíta, fosfuranilita, mundita, plumbogummita. O urânio ocorre em associação com ouro, cobre, chumbo, bismuto e arsênio. O modelo genético mais provável é o relacionado a granitos, onde a remobilização do urânio originalmente presente nos xistos grafitosos ocorre por fluidos hidrotermais gerados por intrusões graníticas da Suíte Aurumina (Bogossian, 2012).

O depósito, investigado nas décadas de 1970 e 1980 pela Nuclebrás e Nuclam, com trincheiras exploratórias e campanhas de sondagens que permitiram a estimativa de um depósito de porte pequeno, com recursos minerais de 500 toneladas de U_3O_8 medidas e indicadas e 500 toneladas de U_3O_8 inferidas (Forman, 1970). Além disso, existem 10 ocorrências de urânio na região possivelmente relacionadas ao mesmo modelo genético. A INB possui uma área de bloqueio integral com 650 km^2.

3.3 Depósitos do tipo Sedimentar

O depósito de Amorinópolis, localizado no oeste do estado de Goiás, próximo a cidade homônima e a cerca de 20 km a SE de Iporá. A mineralização de urânio é do tipo arenito *roll front* semelhante aos depósitos sedimentares do Colorado e Wyoming (EUA), está associada a níveis de arenitos e argilitos, com até seis metros de espessura, e capeados por delgada cobertura laterítica.

A Formação Ponta Grossa de idade devoniana é dividida em três membros: inferior, formado por conglomerado, sobreposto por um pacote de arenito fino, siltito e folhelho, com espessuras de 40 a 80 m; médio, composto por arenitos grosseiros e ocasionais canais submarinos, com espessuras em torno de 140 m; superior, constituído de folhelhos escuros, sotoposto discordantemente a diamictitos da Formação Aquidauana, com cerca de 45 metros de espessura. Os corpos mineralizados estão hospedados no membro superior em camadas de arenitos arcosianos, conglomeráticos em forma de "blankets". Intrusivos nos sedimentos ocorrem as rochas alcalinas (alaskitos e nordmarkitos, sienitos, piroxenitos, peridotitos e dunitos entre outros) de Grupo Iporá, de idade cretácea, que na região é representado pela estrutura circular Morro dos Macacos, com cerca de 25km^2, e por diques e soleiras. A área foi submetida a tectônica distensiva, marcada por falhas de gravidades de direção NW e NE, com rejeito máximo de 250 m, e intrusões de rochas alcalinas (Forman, 1970).

A mineralização é do tipo *roll front*, com pechblenda (uraninita) e coffinita, como primário e autunita e sabugalita, que são os principais produtos de oxidação das mineralizações primárias na zona de influência do nível freático. Os lateritos ferruginosos, frequentemente sobrepondo as rochas sedimentares, apresentam também mineralizações, produto da absorção de urânio por hidróxidos de ferro. Os controles da mineralização são essencialmente litoestratigráficos e tectônicos, sendo mais favoráveis os níveis de arcósio localizados entre camadas pelíticas ou de arenitos muito finos; e ocorrem falhas, diques e soleiras que controlam a direção do fluxo dos fluidos hidrotermais/mineralizantes. Na região do depósito foram descritas 25 ocorrências de urânio pela Nuclebrás que não foram compiladas devido à falta de informações sobre suas localizações exatas.

4. DISCUSSÕES

As pesquisas por urânio no Brasil ocorreram entre as décadas de 1950 e 1980, e as descobertas feitas pela Nuclebrás e seus parceiros foram muito significativas. Os recursos apontados até 1980 colocam o Brasil, ainda hoje, como a 8ª maior reserva de urânio no mundo.

Com as mudanças no arcabouço legal e as necessidades mundiais por fontes de energia de baixo carbono, as pesquisas por urânio no Brasil representam uma grande oportunidade para investimentos, com potencial para posicionar o país como exportador do metal. Acompanhando a recente abertura da atividade mineral de urânio para o setor privado através de parcerias com a INB, o projeto Urânio Brasil marca a retomada das pesquisas básicas para o urânio, compilando as ocorrências e produzindo mapas de favorabilidade em múltiplas escalas, com vistas a fomentar a mineração de urânio no Brasil, que tem potencial de se tornar um *player* mundial no setor.

5. CONCLUSÕES

A região Centro-Oeste do Brasil apresenta expressiva diversidade geológica e potencial para depósitos de urânio de diversas tipologias, conforme apresentado neste trabalho. A análise das informações levantadas pela Nuclebrás entre as décadas de 1960 e 1980, somada aos dados recentes do Projeto Urânio Brasil, mostram que os depósitos de Catalão, Rio Preto e Amorinópolis são classificados em três das quinze tipologias de depósitos de urânio (IAEA, 2018) destacando a variedade dos ambientes geológicos, dos processos mineralizantes, além da presença de urânio associado a fosfato, nióbio e ouro, que sugere possibilidades de sua exploração como subproduto. Os depósitos de Catalão, associados a complexos intrusivos fosfatados, mostram a importância dos processos associados ao magmatismo alcalino para a concentração de urânio. Já o depósito de Rio Preto destaca o papel das intrusões graníticas e da alteração hidrotermal, enquanto Amorinópolis exemplifica um clássico sistema sedimentar do tipo *roll front*, controlado por estratigrafia e tectonismo. Com os avanços nas ferramentas geofísicas, geológicas e a retomada de investimentos em mapeamentos e reavaliações de áreas já conhecidas, novas áreas favoráveis poderão ser identificadas. Diante da crescente demanda mundial por fontes de energia limpa e da necessidade de diversificação energética, o Brasil tem potencial para ampliar sua atuação como fornecedor estratégico de urânio. Assim, a retomada das pesquisas e o estímulo à participação da iniciativa privada, em sinergia com a Indústrias Nucleares do Brasil (INB), são fundamentais para posicionar o país no cenário internacional da mineração de urânio de forma responsável, segura e sustentável.

REFERÊNCIAS

BOGOSSIAN, Jéssica. Mineralizações de urânio do nordeste de Goiás e sudeste do Tocantins: contexto geológico e implicações metalogenéticas. 2012. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Universidade de Brasília, Brasília, 2012.

CORDANI, Umberto G. et al. Tectonic map of South America; Mapa tectónico de América del Sur; Mapa tectônico da América do Sul. 2. ed. Paris: CGMW; CPRM; SEGEMAR, 2016. 1 mapa. Escala 1:5.000.000.

CPRM – SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL. Mapa geológico do Brasil; Geologic map of Brazil. Belo Horizonte. CPRM, 2001. Escala 1:5.000.000. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB.

Costa, A. Depósitos minerais de fosfato da CMOC Brasil. XI Simposio Brasileiro de Exploração Mineral, 2024

FERNANDES, Selma Maria. Lateritas uraníferas da região de Iporá/Amorinópolis – Goiás. 1983. 168 f. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 1983.

FORMAN, J. M. A., Urânio no Brasil, sua busca e resultados. Nuclebrás, 1970.

IAEA - INTERNATIONAL ATOMIC ENERGY AGENCY, Geological Classification of Uranium Deposits and Description of Selected Examples, IAEA-TECDOC-1842, IAEA, Vienna, 2018.

LOUREIRO, F. E. V. L. Urânio associado a rochas fosfáticas de origem ígnea: o exemplo de Catalão. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31., 1980, Balneário de Camboriú. Anais. Balneário de Camboriú: Sociedade Brasileira de Geologia, 1980. v. 3.

NEA – NUCLEAR ENERGY AGENCY. Uranium 2024: resources, production and demand. Paris: OECD Publishing, 2025.

POLO, Hugo José de Oliveira et al. Avaliação da favorabilidade para depósitos de urânio no Brasil. Brasília: Serviço Geológico do Brasil (SGB/CPRM), 2023. (Série Minerais Estratégicos, n. 8).

POLO, H. J. O.; SILVA, A. D. R. da; COSTA, I. S. L.; SERAFIM, I. C. C. O.; TAVARES, F. M.; CUNHA, L. M.; MELONI, R. E. Uranium mineral systems in Brazil. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 37., 2024, Busan, Coreia do Sul. Anais... Busan: IGC, 2024.

Cartografia e controle estrutural da Província Pegmatítica de Mata Azul, Tocantins

Ribeiro, C.V.A.[1], Gomes-Silva, D.I.[2]

[1]Laboratório de Estudos Geodinâmicos, Geocronológicos e Ambientais/Instituto de Geociências/Universidade de Brasília, Brasília-DF, Brasil, carlos.va.ribeiro@gmail.com; [2]Observatório Sismológico/Instituto de Geociências/Universidade de Brasília Brasília-DF, Brasil, daniele.ingredy@aluno.unb.br

Resumo: No limite entre os estados do Tocantins e Goiás ocorrem diversos pegmatitos do tipo Lítio-Césio-Tântalo (LCT), com importantes mineralizações associadas a gemas e, recentemente, lítio. Contudo, estas rochas ainda carecem de uma cartografia adequada, bem como de estudos aprofundados em relação ao seu controle estrutural e sua relação com eventos tectônicos durante a transição entre o Neoproterozoico-Cambriano. Com base em evidências de campo e de sensoriamento remoto, a geometria e estrutura destes corpos foi investigada. Os pegmatitos da região são principalmente zonados, apresentando uma direção preferencial NE-SW a E-W. Foram identificados cerca de 95 afloramentos de pegmatito na região, agrupados em 29 corpos distintos. A orientação preferencial dos corpos indica uma rotação dos eixos de tensão em sentido anti-horário em relação a principal fase de deformação das rochas encaixantes.

Palavras-chave: pegmatito; sensoriamento remoto; geofísica

1. INTRODUÇÃO

A exploração de pegmatitos no Brasil tem ganhado destaque nos últimos anos, impulsionada pela crescente demanda por matérias-primas estratégicas em uma economia de baixo carbono, na qual o lítio desempenha um papel fundamental. Apesar desse aumento de interesse, o Brasil ainda ocupa uma posição modesta no cenário global de produção e comercialização do lítio, que tem como uma das fontes primárias os pegmatitos do tipo LCT (lítio-césio-tântalo). Tradicionalmente, a exploração de pegmatitos no Brasil esteve voltada principalmente para o aproveitamento de gemas e minerais industriais. Contudo, a busca por depósitos contendo espodumênio, o principal mineral portador de lítio em pegmatitos, tem se intensificado, acompanhando o crescimento da demanda internacional. Apesar desse avanço, a prospecção de corpos pegmatíticos ainda apresenta desafios relevantes, sobretudo devido à sua geometria complexa e à ausência de assinaturas geofísicas marcantes em muitos contextos geológicos, o que dificulta sua identificação por métodos tradicionais de exploração. Neste contexto, os pegmatitos da Província Mata Azul, no estado do Tocantins, apresentam ocorrências de minerais de Li (e.g., Queiroz & Botelho, 2018). Contudo, ainda carecem estudos em relação a sua cartografia, bem como ao seu controle estrutural e relação com a deformação neoproterozoica da região.

2. MATERIAIS E MÉTODOS

A região da Província Pegmatítica de Mata Azul foi investigada através da integração entre dados geológicos e estruturais coletados em campo e produtos de sensores remotos. Foram utilizadas duas cenas Sentinel-2A com reflectância corrigida para a base da atmosfera coletadas

no dia 24/09/2024. As imagens foram processadas no *software* QGIS 3.44.0. O processamento incluiu a normalização dos histogramas, junção das imagens, correção topográfica utilizando modelo digital de elevação Alos Palsar 12.5 m e composição de bandas (RGB 11-4-3). O plugin GeoTrace (Thiele et al., 2017) foi utilizado para traçar os planos dos corpos pegmatíticos através do modelo digital de elevação com base em pontos de controle interpretados a partir da imagem em falsa-cor.

3. RESULTADOS

A exposição dos pegmatitos da Província de Mata Azul é limitada a pequenos garimpos e afloramentos escassos fortemente intemperizados. Em campo, é possível observar um padrão de zonamento clássico, com a zona de borda marcada por intercrescimento unidirecional de quartzo e turmalina (schorlita), no qual a orientação dos cristais de turmalina é perpendicular ao contato com a rocha encaixante (Fig. 1A,B). As zonas intermediárias são marcadas por intercrescimento gráfico de quartzo e K-feldpsato e intercalação com aplitos, frequentemente associados a muscovita e turmalina. A zona de contato com o núcleo de quartzo é marcada por K-feldspato maciço, localmente com a presença de lepidolita e elbaíta (Fig. 1A, C, D). O zonamento e a orientação dos cristais de turmalina na zona de borda sugerem uma orientação aproximadamente NE-SW para este corpo, discordante em relação a rocha encaixante.

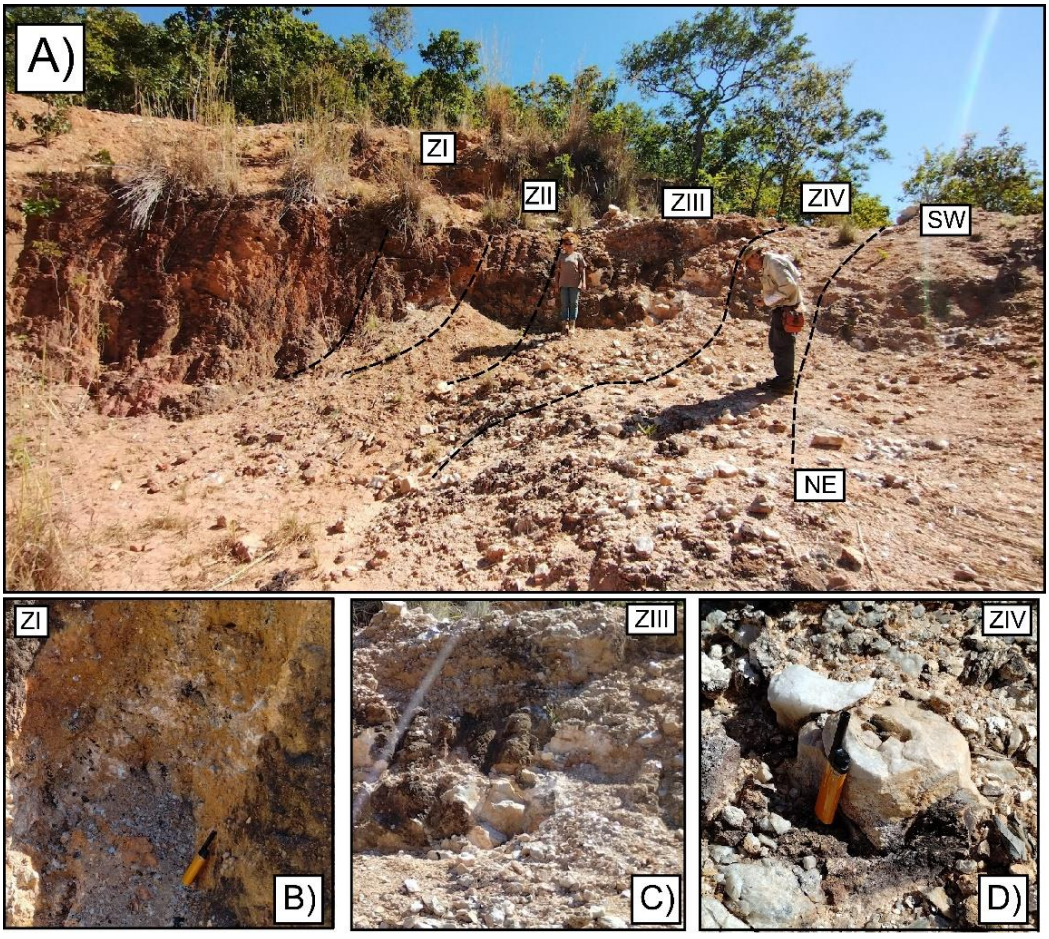


Figura 1. A) Visão geral de garimpo em pegmatito com orientação NE-SW. B) Zona de borda com intercrescimento gráfico de turmalina e quartzo perpendicular ao contato. C) Zona intermediária com feldspato maciço. D) Núcleo de quartzo.

Na imagem de satélite, os garimpos e afloramentos de pegmatito apresentam uma reflectância distinta, permitindo a identificação da continuidade dos corpos ao longo de sua direção. Foram identificados um total de 95 afloramentos de pegmatito, agrupados em 29 corpos distintos ao longo da direção preferencial NE-SW (Fig. 2). Enquanto a maioria dos corpos apresenta uma direção consistentemente 045 Az, alguns corpos tendem a direção ENE-WSW/E-W.

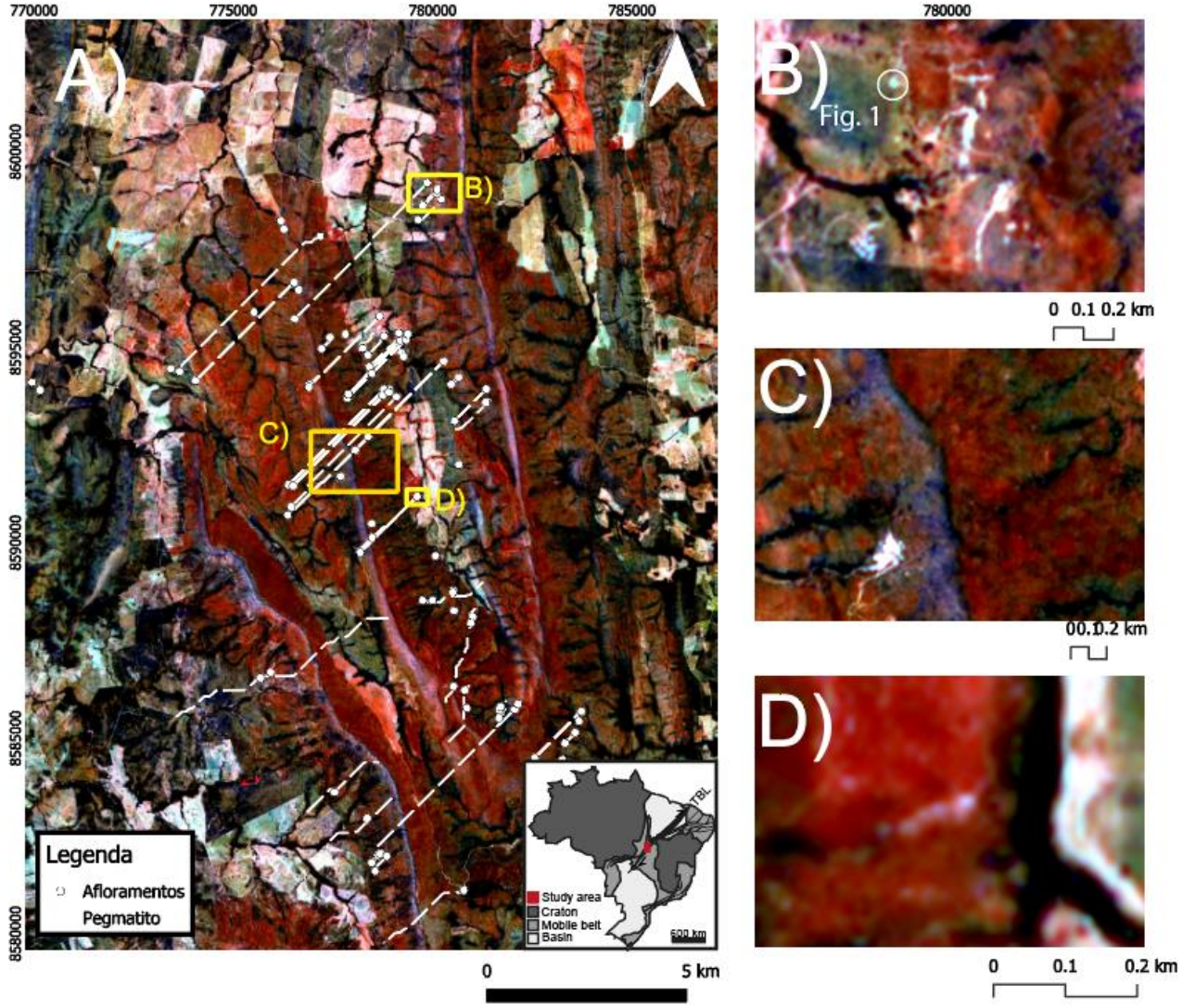


Figura 2. Imagem de satélite Sentinel-2A em falsa-cor (RGB 11-4-3) com a localização dos afloramentos identificados e interpretação dos corpos pegmatíticos. Mapa do Brasil no canto esquerdo inferior marca a localização da área de estudo. B, C) Detalhes de garimpos.

4. DISCUSSÕES

Os pegmatitos da Província de Mata Azul apresentam uma direção preferencial NE-SW a E-W, conforme observado em campo e em produtos de sensores remotos. O relevo da região é marcado por diversos sinformes a antiformes, interpretados como resultantes de deformação transpressiva dextral (Fonseca et al., 1995). O alojamento de diques pegmatíticos ao longo da direção preferencial NE-SW indica uma rotação dos eixos de deformação em sentido anti-horário, com compressão paralela aos diques, em cinemática dextral. A datação destes corpos indica uma idade de cristalização no Cambriano (519 ± 3 Ma; Queiroz & Botelho, 2018). Desta forma, o alojamento dos pegmatitos da região associa-se ao final da deformação Brasiliana na região, com a rotação dos eixos de tensão para um regime predominantemente transpressivo.

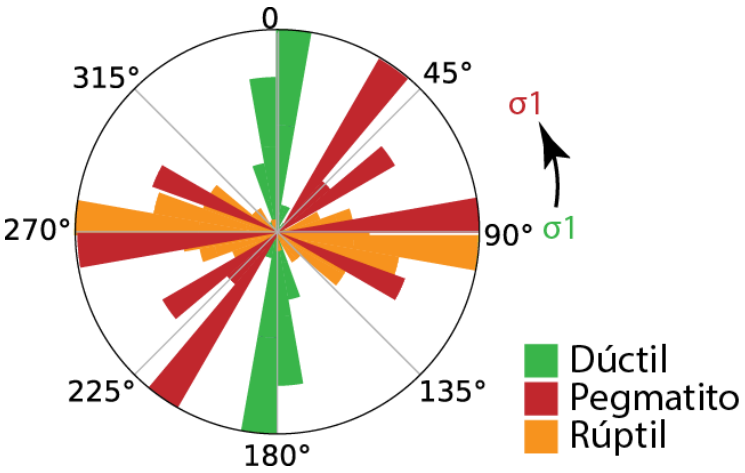


Figura 3. Diagrama de roseta com a orientação das principais estruturas identificadas e eixos de compressão (σ1) de cada estágio.

5. CONCLUSÕES

A cartografia análise estrutural dos diques pegmatíticos de Mata Azul permitiu estimar a presença de, pelo menos, 29 corpos distintos ao longo de um trend preferencial NE-SW a E-W. O campo de tensões inferido indica uma rotação dos eixos em sentido anti-horário entre a principal fase de deformação das rochas encaixantes e a intrusão dos corpos pegmatíticos durante o Cambriano.

Agradecimentos

Agradecemos ao INCT-Estudos Tectônicos pelo financiamento da atividade de campo e aos professores Elton Dantas e Nilson Botelho pela companhia nas atividades de campo. Financiador(es)/Financial Support: INCT-Estudos Tectônicos.

REFERÊNCIAS

Fonseca M.A., Dardenne M.A. Uhlein A. (1995). Faixa Brasília, Setor Setentrional: estilos estruturais e arcabouço tectônico. Revista Brasileira de Geociências 25(4):267-278.

Queiroz, H.D.A., Botelho, N.F. (2018). The Mata Azul pegmatitic field, Tocantins/Goiás, central Brazil: geology, genesis and mineralization. *Brazilian Journal of Geology*, *48*(03), 435-456.

Thiele, S.T., Grose, L., Samsu, A., Micklethwaite, S., Vollgger, S. A., Cruden, A. R. (2017). Rapid, semi-automatic fracture and contact mapping for point clouds, images and geophysical data, Solid Earth, 8, 1241-1253

Geoquímica e especiação de ETR, tipo AAI, em perfil intempérico do granito da Suíte Ouro Fino, Costa Marques, Rondônia, Brasil

Rocha, A.B.[1], Luz, D.F.S.[1], Garnier, J.[1], Botelho, N.F.[1], Santos, L.M.[1]

[1]Instituto de Geociências-Universidade de Brasília, Brasília-DF, Brasil, angelobelliestudante@gmail.com

Resumo: Os Elementos Terras Raras (ETR) são cruciais para o desenvolvimento de tecnologias avançadas. Este estudo avalia o potencial de mineralização de ETR do tipo argila de adsorção iônica (AAI) em perfis de intemperismo desenvolvidos sobre o Maciço Granítico Suíte Intrusiva Ouro Fino (SIOF), em Costa Marques, Rondônia. Amostras de solo e rocha foram analisadas por ICP-OES e ICP-MS após extrações total e parcial. Os dados geoquímicos revelam teores totais de ETR crescentes com a profundidade, atingindo mais de 2000 ppm na base do perfil, com predominância dos ETR leves (ETRL). Observam-se anomalias positivas de cério na superfície, anomalias negativas de európio e aumento da razão La/Yb em profundidade. Embora a suposta rocha-mãe apresente alta concentração de ETR (cerca de 8000 ppm) e o perfil apresente algumas características compatíveis com depósitos AAI, há baixa proporção de ETR na forma trocável (<20%). O sistema é interpretado como supergênico desenvolvido sobre uma rocha menos enriquecida em ETR ou resultado da análise mais superficial de um perfil de tipo AAI. Futuras investigações devem priorizar a identificação das fases mineralógicas hospedeiras de ETR e a amostragem mais profundas para melhor compreensão de sua gênese e potencial econômico.

Palavras-chave: Elementos terras raras, Granito, Adsorção iônica, Argilominerais neoformados, Enriquecimento laterítico.

1. INTRODUÇÃO

Os Elementos Terras Raras (ETR) tornaram-se recursos estratégicos globais devido à sua ampla aplicação em tecnologias avançadas (Wall, 2012). No Brasil, ocorrências significativas estão associadas a perfis intempéricos desenvolvidos sobre corpos graníticos alcalinos, como os da Suíte Intrusiva Ouro Fino (SIOF), em Costa Marques, Rondônia (Buch et al., 2018). Este maciço mesoproterozoico (1.349 ± 9 Ma), classificado como granito tipo-A peralcalino (Payolla et al., 2013), apresenta anomalias geoquímicas de La, Ce, Nd e Y em solos, correlacionadas a elevados teores de U e Th (Buch et al., 2018). A região é recoberta por espessos perfis lateríticos cenozoicos (até 40 m), formados sob condições de intenso intemperismo tropical (Torres et al., 1979).

Depósitos em perfis intempéricos do tipo “argila de adsorção iônica” (AAI) representam fontes cruciais de ETR pesados (ETRP), resultantes da lixiviação de rochas graníticas e da subsequente adsorção dos íons em argilominerais neoformados (Sanematsu et al., 2013). Estudos recentes no Brasil, como no Granito São Francisco (SP), demonstraram a viabilidade desse modelo, com enriquecimento de ETR em saprólitos ricos em caulinita (Faria Júnior et al., 2021). De forma semelhante, Costa et al. (2020) investigaram o Maciço Granítico tipo-A Pedra Branca e destacaram o potencial desse local para mineralizações de ETR-Y do tipo AAI.

Neste contexto, o presente trabalho avalia o potencial de formação de depósitos AAI no perfil intempérico da SIOF, integrando dados de especiação química e indicadores de alteração supergênica.

2. MATERIAIS E MÉTODOS

Foram coletadas 9 amostras de solo ao longo de um perfil intempérico, que não alcançava a sua base em estimados 10 metros, e 13 amostras de rochas da Suíte Intrusiva Ouro Fino (SIOF) de regiões próximas ao perfil, com o objetivo de avaliar a variação e a distribuição dos conteúdos de ETR ao longo do perfil de intemperismo. As amostras foram moídas, homogeneizadas e submetidas a digestão química, seguindo protocolos de extração total e parcial. As soluções resultantes foram analisadas por ICP-OES (espectrometria de emissão óptica com plasma acoplado indutivamente) para a determinação dos elementos maiores e por ICP-MS no laboratório SGS-GEOSOL (espectrometria de massa com plasma acoplado indutivamente) para a quantificação dos ETR + Y.

Os resultados incluem a composição geoquímica obtida na extração total, com normalização pelos condritos de Boynton (1984) e Sun & McDonough (1989), bem como os conteúdos totais de ETR em solos e rochas, ETR pesados + Y (ETRP + Y) e ETR leves (ETRL). Adicionalmente, foram calculados o cério anômalo, a razão La/Yb, a razão Al_2O_3/SiO_2, as concentrações de Fe_2O_3 nas médias das rochas e do perfil e os ETR trocáveis obtidos na extração parcial.

3. RESULTADOS

A análise geoquímica do perfil de intemperismo da Suíte Intrusiva Ouro Fino revela uma variação vertical distinta nos teores e na distribuição dos ETR. Os teores totais de ETR aumentam com a profundidade, variando de aproximadamente 1000 ppm na porção superficial para mais de 2000 ppm na base do perfil (Figura 1-I). Essas concentrações são consideravelmente menores do que as observadas nas rochas frescas, nas quais os teores de ETR ultrapassam 8000 ppm. A diferenciação entre os ETR leves (ETRL) e os ETR pesados + ítrio (ETRP + Y) evidencia a predominância dos ETRL nas maiores profundidades, embora ambos apresentem flutuações ao longo do perfil (Figura 1-II).

O grau de intemperismo, inferido pela razão Al_2O_3/SiO_2, é mais elevado na superfície e decresce com a profundidade (Figura 1-V). A concentração de Fe_2O_3 mostra leve diminuição ao longo do perfil, com um pico expressivo de 21% na profundidade de 3 m (Figura 1-VI). Uma forte anomalia positiva de cério (Ce/Ce*) é registrada na parte superior do perfil (até cerca de 3 m), diminuindo com o aumento da profundidade (Figura 1-III). Destaca-se, ainda, o aumento progressivo da razão La/Yb ao longo do perfil (Figura 1-IV), indicando fracionamento crescente em favor dos ETRL nos horizontes inferiores.

As análises de ETR normalizados pelo condrito de Boynton (1984) (Figura 2) mostram, no geral, amostras com valores altos (100 vezes mais enriquecidas que o condrito, com exceção do Eu) e relativamente próximos entre si, embora um expressivo enriquecimento dos ETRL na base do perfil. Além disso, há presença de anomalia negativa de Eu e anomalia positiva de Ce em todo o perfil, e um padrão levemente crescente para os ETR, reforçando esse enriquecimento progressivo com a profundidade. Por fim, os resultados da extração parcial indicam baixo conteúdo de ETR trocáveis (frequentemente abaixo do limite de detecção do ICP-MS). Na profundidade de 4,8 metros, os ETR na fração trocável atingem 245 ppm, correspondendo a menos de 20% do conteúdo obtido na extração total.

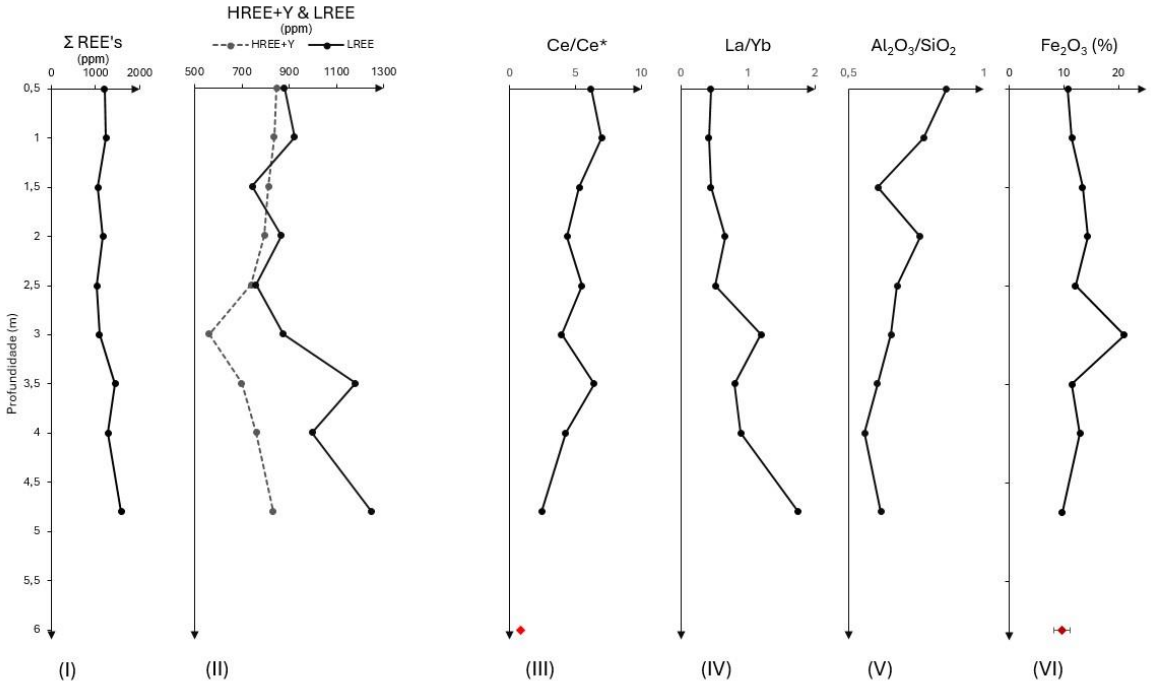


Figura 1. Conteúdo total de ETR (I), conteúdo total de ETRP+Y e ETRL (II), cério anômalo pela equação $Ce/Ce^* = Ce_N/(La_N \times Pr_N)^{1/2}$ normalizados pelo condrito de Sun & McDonough (1989) (III), razão La/Yb (IV), razão Al_2O_3/SiO_2 (V) e conteúdo de Fe_2O_3 (vermelho = média das rochas) (VI).

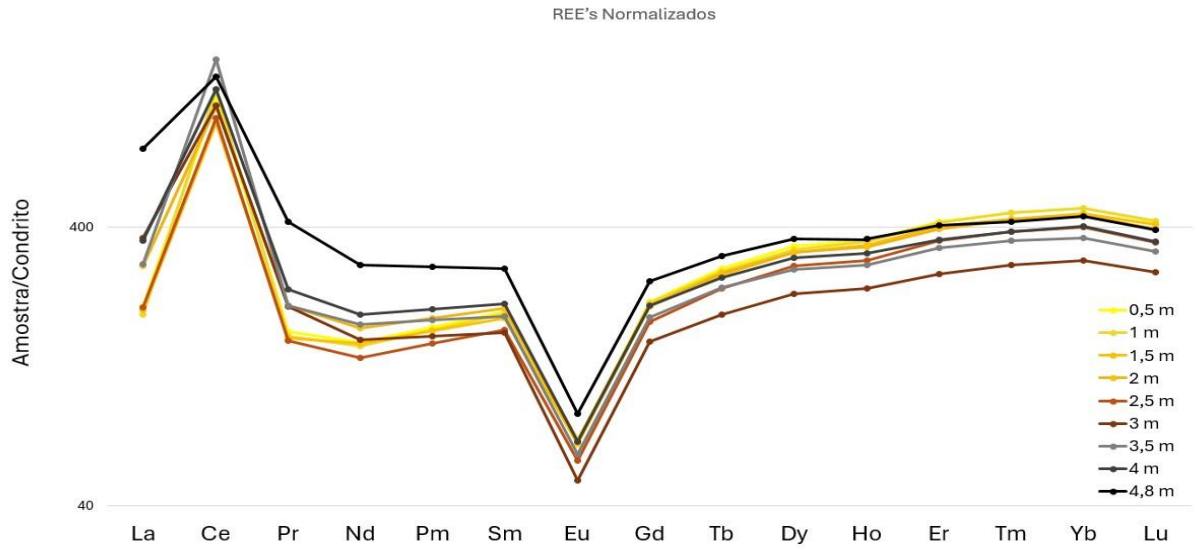


Figura 2. Conteúdos de ETR da extração total normalizados pelo condrito de Boyton (1984).

4. DISCUSSÕES

A alta concentração média de ETR nas rochas frescas da Suíte Intrusiva Ouro Fino (cerca de 8000 ppm) evidencia a excepcional fertilidade geoquímica desse corpo granítico, favorecendo a formação de anomalias supergênicas em perfis intempéricos desenvolvidos sobre sua superfície. Embora os teores totais de ETR no perfil supergênico estejam reduzidos em relação à possível rocha-mãe, os valores obtidos (até 2000 ppm) permanecem elevados quando comparados a outros contextos de intemperismo.

O aumento da razão La/Yb com a profundidade, associado ao baixo teor de ETR trocáveis (<20%), não indica a formação de um depósito típico do tipo argila de adsorção iônica (AAI). A baixa mobilidade relativa dos ETRL, expressa pelo fracionamento crescente (La/Yb), e principalmente a reduzida capacidade de extração iônica sugerem que os ETR remanescentes no perfil estejam predominantemente hospedados em fases minerais mais resistentes, seja em minerais primários herdados da rocha que resistiram ao intemperismo, seja em fases secundárias insolúveis formadas durante o processo de alteração. Não se descarta, ainda, a possibilidade de maior retenção dos ETR em profundidades superiores às investigadas neste estudo.

A razão Al_2O_3/SiO_2 mais alta no topo do perfil é compatível com processos de lixiviação intensa, com provável neoformação de argilominerais típicos de ambientes tropicais de alteração, capazes de sequestrar ETR por processos de adsorção. Contudo, a baixa proporção de ETR trocáveis aponta para uma adsorção limitada em fases de argila do tipo AAI. Além disso, A oscilação da razão Ce/Ce* ao longo do perfil reforça a predominância de condições oxidantes no ambiente supergênico, favorecendo a imobilização do Ce^{4+} nos níveis mais alterados, um indicador típico da zona de lixiviação dos ETR, como também observado por Sanematsu et al. (2013).

Apesar da similaridade da rocha parental com os granitos tipo-A estudados por Faria Júnior et al. (2021) no Granito São Francisco (SP) e por Costa et al. (2020) no Maciço Pedra Branca, os dados da SIOF evidenciam diferenças importantes. Ambos os estudos anteriores destacam não apenas a concentração elevada de ETR nas rochas parentais, mas também a importância da capacidade de adsorção dos argilominerais na formação de depósitos AAI, característica que parece ser limitada na área estudada.

Dessa forma, os dados obtidos nos primeiros cinco metros do perfil intempérico da SIOF delimitam um alvo interessante em função dos teores totais de ETR, mas com baixa proporção na forma trocável. Investigações futuras, incluindo amostragem em maiores profundidades e em outros perfis intempéricos da região, poderão elucidar a existência de condições mais favoráveis à exploração de ETR no contexto da SIOF.

5. CONCLUSÕES

O perfil de intemperismo da Suíte Intrusiva Ouro Fino apresenta concentrações elevadas de ETR, com teores que aumentam progressivamente com a profundidade e predominância dos ETRL nos horizontes mais profundos. As anomalias positivas de cério indicam condições oxidantes na superfície, enquanto a razão Al_2O_3/SiO_2 elevada sugere intensa lixiviação. Embora essas características sejam, em parte, compatíveis com depósitos do tipo argila de adsorção iônica (AAI), a baixa proporção de ETR na forma trocável (inferior a 20%) indica que esta porção do perfil estudado não se enquadra no modelo clássico de depósitos AAI. Isso sugere que o material intemperizado neste perfil não apresenta concentrações tão elevadas em ETR quanto as rochas coletadas na região, e que os ETR estão majoritariamente associados a fases minerais mais resistentes. Essa característica distingue o perfil da SIOF de contextos tipicamente econômicos, como os do Maciço Pedra Branca (Costa et al., 2020) e de perfis asiáticos descritos por Sanematsu et al. (2013).

Os resultados apontam para um sistema supergênico com outras fases portadoras de ETR mais resistentes combinadas com o tipo AAI ou em estágio incipiente de evolução do tipo AAI. Futuras investigações devem priorizar a identificação detalhada das fases mineralógicas portadoras de ETR ao longo do perfil, bem como ampliar a amostragem para incluir camadas mais profundas e outros perfis intempéricos desenvolvidos, potencialmente sobre rochas mais ricas em ETR. Portanto, há a possibilidade de ter variações no teor nas rochas, e que, assim, necessita estudar mais perfis na região da Suíte Intrusiva Ouro Fino para confirmar interesse nesses granitos, e a continuidade das pesquisas em outros perfis intempéricos desenvolvidos sobre granitos tipo-A contribuirá para uma compreensão mais aprofundada da mobilidade e do potencial de concentração dos ETR em ambientes supergênicos na região.

Agradecimentos

Este presente trabalho contou com o apoio do Laboratório de Geoquímica, com professores, técnicos e colegas do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília e ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq Processos 153936/2024-0 e 407912/2022-3), pelo apoio financeiro, por meio de auxílio à pesquisa e fornecimento da bolsa de Iniciação Científica ao primeiro autor.

Financiador(es)*/Financial Support:* Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), código de financiamento 153936/2024-0 e Processo 407912/2022-3.

REFERÊNCIAS

Boynton, W. V. (1984). Geochemistry of the rare earth elements: Meteorite studies. In P. Henderson (Ed.), *Rare earth element geochemistry* (pp. 63–114). Elsevier.

Buch, P. E., Borges, A. N., & Vieira, L. C. (2018). Anomalias geoquímicas de elementos terras raras associadas à Suíte Intrusiva Ouro Fino, Costa Marques (RO): Implicações para prospecção. In *Anais do 49º Congresso Brasileiro de Geologia* (p. 1121).

Costa, N. O., Botelho, N. F., & Garnier, J. (2020). Concentration of rare earth elements in the Faixa Placha tin deposit, Pedra Branca A- Type Granitic Massif, central Brazil, and its potential for ion- adsorption- type REE- Y mineralization. *Ore Geology Reviews*, *123*, 103606. https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2020.103606

Faria Júnior, I. R., Luvizotto, G. L., & Rosolen, V. S. (2021). Evidências de enriquecimento de ETR do tipo ion- adsorption clay no perfil de intemperismo do Granito São Francisco (São Paulo, Brasil). *Geociências*, *40*, e021008. https://doi.org/10.5935/geociencias.v40i0.15652

Payolla, B. L., Rosa, M. L. S., Botelho, N. F., & Dutra, B. M. (2013). Petrogênese do Granito Ouro Fino, Rondônia, Brasil: Implicações sobre a evolução do magmatismo do tipo A no Cráton Amazônico. *Brazilian Journal of Geology*, *43*, 479–497.

Sanematsu, K., Kon, Y., Imai, A., Watanabe, K., & Watanabe, Y. (2013). Geochemical and mineralogical characteristics of ion- adsorption type REE mineralization in Phuket, Thailand. *Mineralia Deposita*, *48*, 437–451. https://doi.org/10.1007/s00126-011-0380-5

Sun, S. S., & McDonough, W. F. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. In A. D. Saunders & M. J. Norry (Eds.), *Magmatism in the ocean basins* (Vol. 42, pp. 313–345). Geological Society of London, Special Publications.

Torres, G. G., Melo, C. R. C., & Souza, J. B. F. (1979). *Geologia e recursos minerais da folha SD.21 (Rio Branco), escala 1:1.000.000*. Projeto RADAMBRASIL, Ministério das Minas e Energia, Departamento Nacional de Produção Mineral.

Wall, F. (2012). Rare earth elements. In *Encyclopedia of geosciences* (pp. 1–20). Springer.

Veios Associado a Zonas de Cisalhamento como Modelo de Mineralização Aurífera: Estudo de Caso do Projeto Tanque Belo, Região da Baixada Cuiabana - MT

Silva, C.H.[1], Costa, A.C.D.[2]

[1]Faculdade de Geociências, Universidade Federal de Mato Grosso, Cuiabá -MT, Brasil, e-mail: carlos.silva1@ufmt.br;
[2]Faculdade de Geociências, Universidade Federal de Mato Grosso, Cuiabá -MT, Brasil, e-mail: ana.costa@ufmt.br.

Resumo: A produção de ouro na Baixada Cuiabana, iniciada no século XVIII por bandeirantes, está em ascensão devido à melhoria dos processos e à valorização internacional do metal. Os depósitos são principalmente veios de quartzo encaixados em rochas do Grupo Cuiabá. Tradicionalmente, os depósitos principais são associados a veios tabulares WNW. No entanto, estudos recentes no lineamento Cangas-Poconé destacam a importância de veios ligados a zonas de cisalhamento. Este trabalho focou na análise estrutural detalhada do Projeto Tanque Belo, em Nossa Senhora do Livramento (MT). Foram identificadas três fases de deformação. A primeira (Dn) foi a principal responsável pela estruturação das rochas, gerando dobras apertadas e foliação Sn. A segunda (Dn+1) dobrou a foliação anterior, criando clivagem de crenulação e zonas de cisalhamento. A terceira (Dn+2) é de caráter rúptil, com fraturas e veios de quartzo. Três famílias de veios de quartzo (V1, V2, V3) foram reconhecidas, a primeira família (V1), com veios tabulares a lenticulares de até 10 metros, paralelos a S0 e S1; a segunda família (V2), temporal e geometricamente ligada à segunda fase de deformação (Dn+1), com veios de até 3 metros, de formas variadas, ricos em quartzo, limonita e sericita, frequentemente associados a zonas de cisalhamento; e a terceira família (V3), relacionada à terceira fase de deformação (Dn+2), consistindo em veios tubulares a lenticulares de 5 cm de espessura, orientados WNW, com halo de alteração hidrotermal. O estudo enfatiza a importância dos veios menores (V2) ligados a zonas de cisalhamento da segunda fase, que podem representar um novo paradigma para a mineração na Baixada Cuiabana, oferecendo depósitos de alto volume e menor teor, o que otimiza o planejamento da lavra.

Palavras-chave: Faixa Paraguai; Distrito Mineral Cuiabá – Poconé; Ouro.

1. INTRODUÇÃO

O ouro na Baixada Cuiabana foi descoberto por bandeirantes no século XVIII. Ao longo de três séculos, a produção de ouro foi fortemente influenciada pela valorização do metal nos mercados nacional e internacional. Atualmente, a produção de ouro na Baixada Cuiabana encontra-se em franca ascensão. Isso se deve à melhoria dos processos exploratórios e de beneficiamento e, principalmente, à valorização do metal no mercado internacional. Os depósitos de ouro da região estão associados a veios de quartzo encaixados nas rochas do Grupo Cuiabá. Normalmente, esses veios são separados em três famílias. Na literatura geológica, prevalece o consenso de que os principais depósitos estão associados a veios de quartzo tabulares orientados WNW, ortogonais às principais estruturas regionais. Estudos recentes realizados ao longo do lineamento Cangas-Poconé têm evidenciado a importância de outros tipos de veios, particularmente aqueles associados a zonas de cisalhamento. O presente trabalho tem por objetivo

apresentar os resultados de uma análise estrutural detalhada realizada na área do Projeto Tanque Belo, situado no município de Nossa Senhora do Livramento, na porção centro-sul do estado de Mato Grosso.

2. MATERIAIS E MÉTODOS

Para o desenvolvimento do presente trabalho, foi inicialmente realizado um levantamento bibliográfico da geologia regional para a compreensão do contexto geológico-estrutural das mineralizações de ouro da Baixada Cuiabana. Em seguida, foi feito um levantamento de campo com descrição das litologias e identificação e medição das estruturas primárias e secundárias. Ainda durante essa etapa, foram elaboradas seções geológicas representativas das principais estruturas presentes na área. Com base nas informações coletadas, foram elaborados o mapa geológico e estrutural. Na etapa final, os dados obtidos foram sistematizados para a confecção do presente trabalho.

3. RESULTADOS

A região do Projeto Tanque Belo situa-se ao longo do alinhamento Cangas-Poconé uma importante trend de direção N35-40E que hospedam vários depósitos de ouro na região (Paes de Barros et al, 1998; Costa et al, 1998). Este alinhamento é interpretado como uma zona de cisalhamento desenvolvidas nas rochas do Grupo Cuiabá

Os trabalhos de mapeamento realizados permitiram definir um empilhamento estratigráfico composto por uma sucessão de rochas metassedimentares, na base ocorre uma intercalação centimétrica a milimétrica de filitos, metarenitos, metadiamictitos, metacacários e metamargas. Esta intercalação ocorre nas cavas da porção oeste da área do projeto conforme pode ser observado no mapa geológico (Fig. 1). No topo ocorre uma sucessão sedimentar na qual predominam metarenitos finos e metasititos, com filitos em menor proporção.

Os estudos das rochas do Grupo Cuiabá estruturas no Projeto Tanque Belo, em escala mesoscópica permitiram caracterizar efeito de três fases de deformação com base em critérios de superposição. Dentre as estruturas identificadas na área, destaca-se a foliação principal (Sn), uma clivagem ardosiana em geral paralela ao acamamento S0 somente reconhecida com clareza nas charneiras das dobras Dn. Destacam-se ainda às dobras e a clivagem de crenulação relacionadas à segunda fase de deformação (Dn+1). Relacionadas à Dn+2 são observados falhas e veios gerados em regime tectônico rúptil-dúctil.

A primeira fase de deformação (Dn) foi a principal responsável pela estruturação das rochas na área. Ela atuou sobre o acamamento gerando dobras apertadas a isoclinais, recumbentes, com vergência para NW e eixo com caimento suave para NE. Na posição plano axial das dobras ocorre a foliação Sn, classificada como clivagem ardosiana nas rochas peliticas ou como uma clivagem disjuntiva nos metarenitos. A foliação Sn orienta-se N40-60°E para com mergulho entre 20-30º para sudeste, podendo exibir mergulhos mais íngremes quando afetada pelas dobras e zonas de cisalhamento da fase Dn+1. Sobre os planos da foliação Sn são observadas lineações de estiramento e de arrasto geradas durante o processo de transporte tectônico. Em planos paralelos as estrias de arrastos e a lineação de estiramento e ortogonais a foliação são observados: veios de quartzo boudinados e clastos com sombra de pressão, cuja assimetria sugere com movimento de topo para SE, indicando o sentindo de transporte tectônico predominante durante essa fase de deformação.

A segunda fase de deformação foi responsável pelo dobramento clivagem ardosiana (Sn) e do acamamento sedimentar (S0), gerando dobras normais, abertas a suaves e assimétricas, com porte métrico, apresentando clivagem de crenulação Sn+1 em posição plano axial. Os eixos dessas dobras apresentam caimento para SW ou NE. A foliação Sn+1 é classificada como

clivagem de crenulação, podendo definida pela reorientação e neocristalização de filossilicatos e quartzo. Possui orientação preferencial N20-30E com mergulhos entre 60 e 80º para sudeste.

Ainda associadas à segunda fase de deformação ocorrem zonas de cisalhamento definidas por intensificação da clivagem de crenulação (Sn+1), que passa a predominar sobre as outras foliações, nessa situação Sn+1 apresenta espaçamento entre 1 a 5cm, sendo comum a ocorrência de veios de quartzo e feldspatos, sendo comum a ocorrência de sulfetos oxidados, contidos principalmente nos planos de Sn+1. Estas zonas apresentam orientação N15-30E, com mergulhos íngremes para Noroeste, com largura ventre 1 a 20 metros.

A terceira fase de deformação tem caráter essencialmente rúptil. As estruturas relacionadas a esta fase não são penetrativas. A ela estão associadas fraturas de direção N35W com mergulho subvertical e às vezes preenchidas por quartzo leitoso ou brecha. A esta fase relacionam-se dobras abertas e suaves, com crenulações suaves localizadas. Sendo observada em alguns afloramentos, pequenas falhas com rejeitos centimétricos, e direção NW-SE, subvertical.

No projeto Tanque Belo foram reconhecidas três famílias de veios de quartzo individualizadas em relação com as estruturas relacionadas às fases de deformação.

(i) A primeira família de veios (V1) tem comprimento médio de 10 metros e espessura variando entre 5 a 20 centímetros colocados paralelos a S0 e S1. São tabulares, lenticulares, e por vezes boudinados. Menos frequentemente são observados nas charneiras das dobras Dn. Mineralogicamente são compostos por quartzo, muscovita e caulim.

(ii) A segunda família de veios (V2) são temporal e geometricamente associados à segunda fase de deformação, podendo estar relacionados com as dobras Dn+1, em geral nas zonas de charneiras dessas dobras e com as zonas de cisalhamento Dn+1. Os V2 têm comprimento inferior a 3 metros, podendo apresentar diferentes formas predominando lenticular, planar, cilíndrica ou irregular. São compostos por quartzo, limonita, caulim, biotita e sericita, e possuem cavidades cúbicas preenchidas por limonita.

(iii) A terceira família de veios (V3) é relacionada à terceira fase deformação possuem direção WNW e são ortogonais as estruturas geradas durante as fases Dn e Dn+1. São marcados por veios tubulares a lenticulares, de espessura média de 5 cm. Orientam-se N30-40W com mergulhos íngremes para nordeste. São compostos por quartzo, sericita, limonita, caulim e albita e desenvolve um halo de alteração hidrotermal que, no contato com a encaixante, que em alguns casos gera limonita e sericita.

4. DISCUSSÕES

Os pesquisadores que estudaram a região da Baixada Cuiabana admitem que a deformação das rochas do Grupo Cuiabá como polifásica, reconhecem os efeitos de três ou quatro fases de deformação. A maior parte desses pesquisadores admitem que os veios de quartzo portadores dos maiores teores de ouro são ortogonais as estruturas principais. Os veios associados as zonas de cisalhamento sin-Dn ou sin-Dn+1 são relegados a um segundo plano, no presente trabalho demonstramos a importância dos veios associados a zonas de cisalhamento Dn+2. Esse tipo de deposito associado a veios menores que 3 metros, de espessura centimétrica forma lenticular ou irregular associados a alteração pervasiva constitui um novo paradigma para mineração na Baixada Cuiabana pois fornece depósitos com alto volume e baixo teor permitindo um maior planejamento da lavra e uma sensível diminuição na relação estéril vs minério. Trabalhos adicionais tem sido efetuado em outros depósitos da Baixada Cuiabana tentando verificar a eficácia desse tipo de jazimento.

5. CONCLUSÕES

O estudo realizado no Projeto Tanque Belo, situado no contexto geológico da Zona Interna da Faixa Paraguai, evidenciou a complexidade estrutural das rochas do Grupo Cuiabá, marcadas por três distintas fases de deformação. A análise minuciosa dessas fases — Dn, Dn+1 e Dn+2 — permitiu compreender o controle tectônico exercido sobre os veios de quartzo mineralizados, particularmente aqueles associados a zonas de cisalhamento. A identificação e caracterização das três famílias de veios (V1, V2 e V3) revelaram que, embora tradicionalmente se valorize os veios ortogonais de maior porte, os veios menores da família V2, relacionados à fase Dn+1, possuem alto potencial econômico. Sua associação com zonas de cisalhamento e alteração hidrotermal indica uma nova tipologia de depósito aurífero de maior volume e menor teor, o que representa um modelo mais estratégico para o planejamento de lavra. Essas evidências apontam para uma reinterpretação dos paradigmas tradicionais da prospecção aurífera na região da Baixada Cuiabana. O reconhecimento do papel estrutural das zonas de cisalhamento na geração de depósitos primários de ouro abre novas perspectivas para exploração mineral mais eficiente e sustentável em ambientes tectonicamente complexos.

Agradecimentos

Os autores agradecem a Mineração VM pelo apoio prestado na confecção do presente trabalho.

REFERÊNCIAS

Costa, J.L.G., Ruiz, A.S., Weber, F., Paes de Barros, A.J. Controle estrutural do Depósito Aurífero da Fazenda Salinas, Poconé-MT. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 40., Belo Horizonte, 1998. Anais, Belo Horizonte: SBG, 1998.

Paes de Barros, A.J., Costa. J.L.G., Resende, W.M. Tipologia das Mineralizações Auríferas da Fazenda Salinas, Poconé — MT. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 40., Belo Horizonte, 1998. Anais, Belo Horizonte: SBG, 1998.

Acumulação de ETR em perfis de intemperismo de rochas graníticas: Maciço Granítico Serra da Mesa- Brasil.

Zapata, A.M.[1], Botelho, N.F.[1], Cuadros, F.A.[1], Garnier, J.[1]

[1]Instituto de Geociências / Universidade de Brasília, Brasília-DF, Brasil, angelica.zapata@aluno.unb.br

Resumo: Os elementos das Terras Raras são um grupo de 17 elementos químicos que compreendem os lantanídeos (La – Lu, +Y). Esses elementos são essenciais para diversas indústrias modernas, incluindo a fabricação de eletrônicos, ímãs de alta potência, catalisadores e tecnologias verdes, como veículos elétricos e turbinas eólicas. O Maciço Granítico Serra da Mesa (MGSM) insere-se dentro da Província Estanífera de Goiás, onde foram descritos maciços graníticos portadores de estanho com ETR associados. Os minerais portadores de ETR no MGSM são allanita, bastnäsita, minerais do grupo dos fluocarbonatos, zircão, xenotima e fergusonita. Em 4 perfis de intemperismo estudados, (AMZ-4, AMZ-6, AMZ-8, SMZ-15) há concentrações de ETR+Y de até 12583 ppm. As partes superiores dos perfis de intemperismo apresentam anomalia positiva de Ce com empobrecimento em ETR. Para a parte média, observou-se- uma anomalia negativa de Ce e enriquecimento em ETR+Y em relação ao granito parental (perfil SMZ-8). Foi constatado que as ocorrências de ETR+Y dentro do MGSM estão associadas a argilominerais como caulinita e illita, e que esta acumulação é de até 73% produto de troca iônica em argilominerais.

Palavras-chave: Perfil de intemperismo, Terras Raras, rochas graníticas.

1. INTRODUÇÃO

Na última década, a relação entre demanda e oferta dos Elementos Terras Raras (ETR) tem crescido consideravelmente no mercado global e os preços dos Elementos Terras Raras Pesadas (TRP: Gd- Lu) aumentaram dramaticamente comparado com os do Elementos das Terras Raras Leves (ETRL: La-Eu), Isto é dado, não só pelo incremento na demanda dos ETRP, mas também pela escassez de depósitos minerais que propiciem estes recursos(Sanematsu et al., 2016; Van Gosen et al., 2017). Na atualidade, estes recursos são extraídos dos denominados depósitos de ETR de tipo adsorção iônica (IA), associados a perfis de intemperismo de rochas graníticas de afinidade alcalina, explorados nos distritos de Longnan e Jiangxi no Sul da China (Li et al. 2017; Sanematsu et al. 2011; Xu et al. 2017). Estes depósitos são formados pelo intemperismo químico das rochas graníticas e, subsequentemente, pela adsorção química das ETR em argilominerais, como caulinita e halloysita.

2. MATERIAIS E MÉTODOS

Foram feitas duas campanhas de campo ao MGSM com o intuito de fazer um reconhecimento geológico da área e coleta de amostras de rocha, perfis de solo e concentrados de aluviões. Foi utilizado um espectrômetro RS-230 da marca Radiation Solutions Inc. para definir as zonas mais apropriadas para coletar as amostras. As zonas de amostragem também foram definidas de acordo com a geologia local, e a geomorfologia observada. Foram realizadas lâminas delgadas polidas com o intuído de fazer uma caracterização mineral detalhada dos minerais portadores de ETR .

3.1 Microssonda Eletrônica

As análises em microssonda eletrônica foram realizadas na Universidade de Brasília, no Laboratório de Microssonda Eletrônica, utilizando-se um equipamento JEOL JXA-8230. Primeiramente realizaram-se as análises SEM-EDS para identificar os minerais ricos em Y e ETR. Para as análises WDS dividiu-se os elementos em duas rotinas analíticas, seguindo o protocolo padrão do laboratório.

3.2 Litogeoquimica de rocas e solos

Amostras representativas de rocha, saprólito e sedimentos de corrente pertencentes ao MGSM foram analisadas. As análises de elemento maiores, menores e traços foram feitos em laboratório particular ALS Mineral. Os elementos maiores e menores foram determinados por ICP-AES e ICP-MS, seguindo procedimento padrão do laboratório.

3.3 Difração de raios-X

As análises de difração de raios-X foram realizadas no Laboratório de Difratometria de Raios-X da Universidade de Brasília, utilizando-se o equipamento da marca RIGAKU, modelo ULTIMA IV, que opera com tubo de cobre com filtro de níquel em 35 kV e 15 mA, velocidade de varredura de 5°/minuto, passos de 0,05° no intervalo de 2θ = 2° a 80° e 2° a 40°, para as lâminas de rocha total e fração argila, respectivamente. A identificação dos minerais realizou-se com o programa JADE 9.0, base WINDOWS, com banco de dados PC-PDF produzido pelo *International Center for Diffraction Dasta-ICDD.*

3.4 Extração de Etapa Simples

A extração de etapa simples foi realizada para determinar as quantidades de íons trocáveis de ETR em cada fração. No total 8 amostras, incluindo 2 contramostras, pertencentes ao perfil foram moídas em panela de ágata. Se seguiram os parâmetros do procedimento BCR, melhorado por Rauret et al. (1999) e usado por Sanematsu et al. (2011). A etapa 1 de extração tem o intuito de extrair elementos adsorvidos em materiais orgânicos e inorgânicos, assim como elementos de troca iônica em argilas e carbonatos. 40 ml de sulfato de amônio a 0.5 M (ajustado a PH =4 com H_2SO_4) foi adicionado a 1 g de amostra pulverizada, num tubo de centrifugação de 50 ml. A mistura foi submetida a agitação mecânica por 16 horas a temperatura ambiente. A fração extraída é separada da fração sólida por centrifugação a um período de 20 min. A solução sobrenadante foi filtrada usando uma membrana de celulose, tipo acetato, (φ=0.22 µm) e esta membrana de celulose foi lavada repetidamente com 50 ml de água ultrapura. A solução filtrada foi acidificada usando HNO_3 e foi mantida em recipiente de polipropileno. Esta solução foi submetida a ICPMS para identificar as quantidades de íons trocáveis.

3. RESULTADOS E DISCUSSÕES

3.1 Minerais portadores de Terras Raras

Por médio de microssonda eletrônica, foram identificados os minerais portadores de ETR: allanita, bastnasita-(Y), xenotima –(Y), zircão, minerais do grupo dos fluocarbonatos e fergusonita-(Y). Fases minerais, neoformadas a partir de minerais primários, encontram-se em desequilíbrio, tornando complexa sua determinação por microscópio óptico. Em geral os minerais têm tamanhos que variam entre 20 e 200 µm.

3.2 Características dos perfis de intemperismo.

A Tabela 1 apresenta o resumo dos dados de litogeoquímica para 4 perfis de intemperismo analisados. A figura 1 apresenta resultados para o perfil SMZ-8 do MGSM.

O transporte e mobilidade dos ETR durante o intemperismo é discutido em Bao & Zhao, (2008) e Sanematsu et al., (2009, 2011, 2016) O primeiro fator a ser considerado é a resistência dos minerais portadores de ETR ao intemperismo. Wu et al., (1993) dividiram esses minerais em grupos: fortemente (i), moderadamente (ii) e fracamente (iii) resistentes ao intemperismo, incluindo: i) xenotima, torita e zircão; ii)monazita e allanita, e iii)bastnasita, parisita, synchysita-(Y), apatita etc. Os outros fatores são o meio ambiente, o clima e a topografia, que controlam o desenvolvimento dos perfis e dos solos.

Tabela 1. Resumo de dados geoquímicos relevantes para 4 perfis de intemperismo, no MGSM

Perfil	Amostra	Profundidade (m)	Soma ETR	ETR+Y (ppm)	ETRL	ETRP	Ce/Ce*	LaN/YbN	CIA (%)	Tipo
SMZ-4	SMZ-4.1	0.5	736.2	939.2	631.8	104.4	0.6	8.7	65.7	Sap2
	SMZ-4.2	1.0	962.5	1115	853.8	108.7	0.7	9.4	78	Sap1
	SMZ-4.3	5.0	10853	12583	9590.8	1262.2	0.03	28.1	66.4	Rocha
	SMZ-4.4	8.0	722.22	879.22	619.75	102.47	0.62	6.6	65.42	Rocha
	SMZ-4.5	9.0	662.81	794.81	591.41	71.4	0.92	10.21	60.54	Rocha
	SMZ-4.6	0.3-0.5	399.86	463.86	355.56	44.3	1.57	4.86	78.81	sap1 -TR1
	SMZ-4.7	0.8-1.2	528.29	611.89	469.81	58.48	1.38	5.74	80.36	sap2-TR2
	SMZ-4.8	1.3-1.5	525.45	611.65	467.55	57.9	1.43	5.65	80.09	sap3 -TR3
	SMZ-4.9	2.0	481.3	558	427.97	53.33	1.43	5.41	80.74	sap4-TR4
SMZ-6	SMZ-6.3	2.0	586.7	624.6	562	24.7	1.01	2.1	99.6	Sap3
	SMZ-6.2	3.5	562.6	598.7	538.6	24	13.78	1.7	99.4	Sap2
	SMZ-6.1	5.0	318.7	339.9	303.1	15.6	11.94	1.7	99.5	Sap1
	SMZ-6	10.0	1003.1	1118.1	924.6	78.5	1.02	15.7	59.8	Rocha
SMZ-8	SMZ-8.5	0.0	653.5	720.8	608	45.5	2.59	5.6	93	Sap4
	SMZ-8.6	0.5	745.34	802.74	703.06	42.28	3.14	6.08	94.92	Sap5-TR1
	SMZ-8.7	1.0	716.76	774.96	677.36	39.4	3.25	6.55	94.79	Sap6-TR2
	SMZ-8.4	4.0	827.5	1062.5	704.9	122.6	0.66	7.8	73.2	Sap3
	SMZ-8.3	5.2	1124	1485	940.2	183.8	0.72	7.2	73.7	Sap2
	SMZ-8.2	6.0	834.3	1079.3	699.4	134.9	0.37	9.5	68.6	Sap1
	SMZ-8.1	10.0	659.6	834.6	563.6	96	0.96	6.9	58.3	Rocha
SMZ-15	SMZ-15.1	0.3-0.5	446.29	468.49	429.44	16.85	12.51	2	99.44	Sap1-TR1
	SMZ-15.2	0.80-1.10	480.6	499.5	463.87	16.73	11.53	2.38	99.41	Sap2-TR2
	SMZ-15.3	1.40-1.80	314.87	330.67	300.95	13.92	7.88	2.91	98.19	Sap3-TR3
	SMZ-15.4	1.90-210	525.02	543.12	507.32	17.7	9.86	3.4	97.52	Sap4-TR4
	SMZ-15.5	0.0	548.52	569.62	532.46	16.06	22.86	1.56	98.93	Sap- Rock
	SMZ-16	0.0	1031.47	1352.47	858.33	173.14	1	4.36	58.66	Rock

4.5 Difração de Raio X

As análises de difração de raios X em pó, para as amostras de saprólitos, mostram que os argilominerais associados às amostras com maiores conteúdos de ETR são em ordem de importância, caulinita e illita, acompanhados de gibbsita.

4.6 Extração de ETR- Etapa Simples

Para o perfil SMZ-8, obteve-se dados de até 73% de acumulação de ETR em argilominerais, isto comparado com os dados obtidos de litogeoquímica. Como se apresenta na Figura 2.

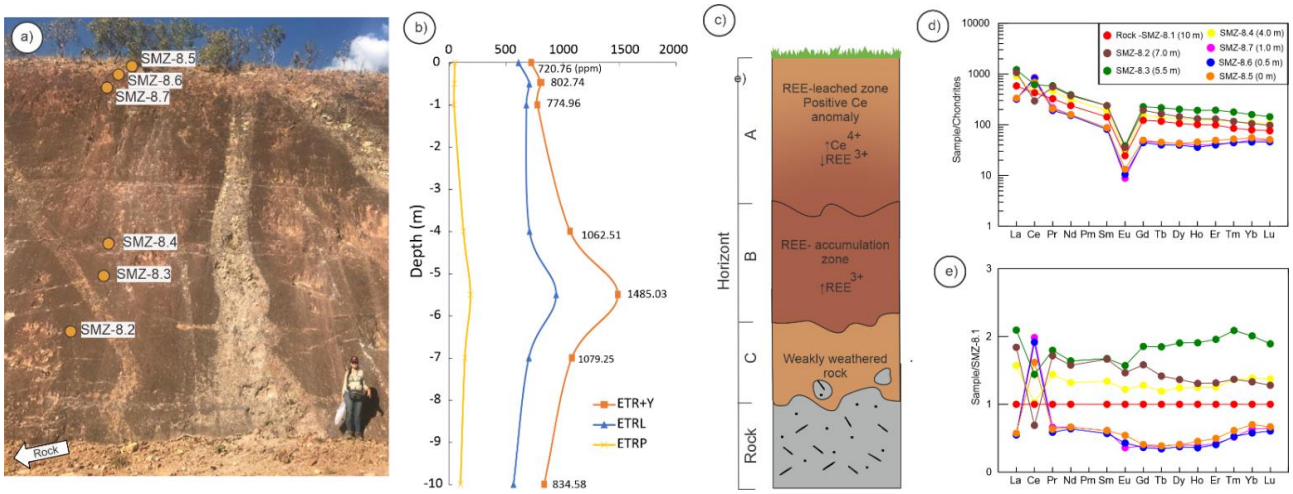


Figura 1. a) Pontos de amostragem do perfil SMZ-8 do MGSM. b) Gráfico de REE+Y, LREE,HREE, c) Perfil esquemático para acumulação de ETR em horizontes de intemperismo de rochas graníticas, modificado de Borst et al. (2020) d)Dados do perfil SMZ-8, normalizados ao condrito de Sun & McDonough (1989) e) Gráfico de ETR para o perfil SMZ-8, normalizado á rocha parental SMZ-8.1

a)

amostra	ETRL ext (ppm)	ETRL lito (ppm)	% ext.
SMZ-8.2	372.86	699.4	53.31%
SMZ-8.3	555.62	940.2	59.09%
SMZ-8.4	385.44	704.9	54.68%
SMZ-8.5	180.85	608.0	29.75%
SMZ-8.6	151.91	703.1	21.61%
SMZ-8.7	153.69	677.4	22.69%

amostra	ETRP ext	ETRP lito	% ext.
SMZ-8.2	86.33	134.9	64.01%
SMZ-8.3	125.77	183.8	68.43%
SMZ-8.4	89.89	122.6	73.33%
SMZ-8.5	21.11	45.5	46.40%
SMZ-8.6	16.91	42.3	40.01%
SMZ-8.7	17.39	39.4	44.13%

amostra	ETR+Y ext	ETR+Y lito	% ext.
SMZ-8.2	618.27	1079.3	57.29%
SMZ-8.3	920.37	1485.0	61.98%
SMZ-8.4	648.09	1062.5	61.00%
SMZ-8.5	234.74	720.8	32.57%
SMZ-8.6	194.02	802.7	24.17%
SMZ-8.7	198.26	775.0	25.58%

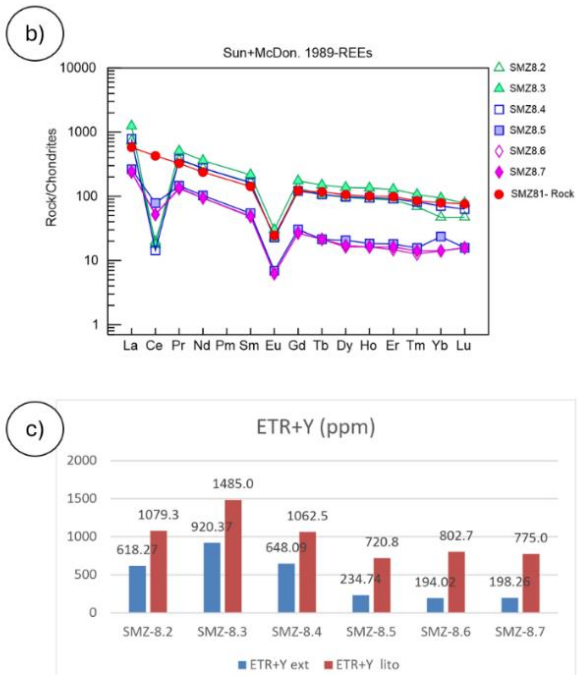


Figura 2. a) Tabela com resultados da extração de ETR – Etapa simples, para amostras do perfil SMZ-8 do MGSM. b) gráfico de ETR normalizado ao condrito de Sun & McDonough (1989) para as extrações; em vermelho, granito parental. c) gráfico de quantidades de ETR comparando Extração em argilas- e litogeoquímica-total.

De acordo com Farrah & Pickering (1979), a capacidade de troca de certos cátions em solução com os argilominerais está relacionada aos seus números de valência, raio iônico e força iônica. O fracionamento entre ETRP e ETRL pode ser explicado através de um fenômeno químico conhecido como contração de lantanídeos, que consiste na diminuição do raio atômico e iônico dos ETR com número atômico crescente. Segundo Bau (1991) os ETRP são preferencialmente adsorvidos em argilominerais devido à sua maior relação carga/tamanho em relação aos ETRL. No entanto, Bao & Zhao (2008) afirmam que os ETRL são preferencialmente adsorvidos em superfícies minerais em maior grau do que os ETRP que são mais móveis. De acordo com os dados analisados, podemos inferir que no perfil de intemperismo d SMZ-8 do MGSM, o mecanismo de troca iônica de ETR em argilominerais se faz presente em maior quantidade nos ETRP, onde pode alcançar até 73,3% do total de ETR na amostra SMZ-8.4 (Figura 2 a). Altos valores de ETR estão associados a altas concentrações de argilominerais, principalmente caulinita e illita, que podem ser usados como marcador de enriquecimento de ETR.

4. CONCLUSÕES

O MGSM apresenta concentrações medias de ETR+Y de 1084.01 ppm, onde 826,91 ppm são ETL e 100,96 ppm são ETRP.

Em 4 perfis de intemperismo estudados, (AMZ-4, AMZ-6, AMZ-8, SMZ-15) observou-se uma variação interessante nos conteúdos de ETR, da base para o topo, com concentrações de ETR+Y de 463,8 até 12583 ppm, 339.87 até 1118 ppm e 720.7 até 1485 ppm e 330.67 até 1352.4 respectivamente. As partes superiores dos perfis de intemperismo apresentam anomalia positiva de Ce com empobrecimento em ETR, em todos os casos estudados. Para a parte média dos saprólitos, observou-se- uma anomalia negativa de Ce e enriquecimento em ETR+Y em relação ao granito parental (perfil SMZ-8)

As análises de difração de raios X em pó, para as amostras de saprólitos, mostram que os argilominerais associados às amostras com maiores conteúdos de ETR são em ordem de importância, caulinita e illita, acompanhados de gibbsita. No perfil SMZ-8, os maiores conteúdos de ETR estão associados exclusivamente a troca iônica em argilominerais, onde observou-se um enriquecimento de ETRP de 73,3% na amostra SMZ-8.4. Em geral, para este perfil, a concentração de ETR+Y produto de troca iônica alcança 62% (920,3 de 1485 ppm).

Agradecimentos À Universidade de Brasília-UnB pela infraestrutura e suporte durante o desenvolvimento desta pesquisa e a CAPES - Financiadores)/Financial Support: Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior, código de financiamento 001; CNPq, processo 407912/2022-3 e bolsa de Doutorado para AMZ.

REFERÊNCIAS

Bao, Z., & Zhao, Z. (2008). Geochemistry of mineralization with exchangeable REY in the weathering crusts of granitic rocks in South China. *Ore Geology Reviews*, *33*(3-4), 519-535. https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2007.03.005

Bau, M. (1991). Rare-earth element mobility during hydrothermal and metamorphic fluid-rock interaction and the significance of the oxidation state of europium. *Chemical Geology*, *93*(3-4), 219-230. https://doi.org/10.1016/0009-2541(91)90115-8

Borst, A. M., Smith, M. P., Finch, A. A., Estrade, G., Villanova-de-Benavent, C., Nason, P., Marquis, E., Horsburgh, N. J., Goodenough, K. M., Xu, C., Kynický, J., & Geraki, K. (2020). Adsorption of rare earth elements in regolith-hosted clay deposits. *Nature Communications*, *11*(1), 1-15. https://doi.org/10.1038/s41467-020-17801-5

Farrah, H., & Pickering, W. F. (1979). pH effects in the adsorption of heavy metal ions by clays. *Chemical Geology*, *25*(4), 317-326. https://doi.org/10.1016/0009-2541(79)90063-9

Li, Y. H. M., Zhao, W. W., & Zhou, M. F. (2017). Nature of parent rocks, mineralization styles and ore genesis of regolith-hosted REE deposits in South China: An integrated genetic model. În *Journal of Asian Earth Sciences* (Vol. 148).

Rauret, G., López-Sánchez, J. F., Sahuquillo, A., Rubio, R., Davidson, C., Ure, A., & Quevauviller, P. (1999). Improvement of the BCR three step sequential extraction procedure prior to the certification of new sediment and soil reference materials. *Journal of Environmental Monitoring*, *1*(1), 57-61. https://doi.org/10.1039/a807854h

Sanematsu, K., Ejima, T., Kon, Y., Manaka, T., Zaw, K., Morita, S., & Seo, Y. (2016). Fractionation of rare-earth elements during magmatic differentiation and weathering of calc-alkaline granites in southern Myanmar. *Mineralogical Magazine*, *80*(1), 77-102. https://doi.org/10.1180/minmag.2016.080.053

Sanematsu, K., Kon, Y., Imai, A., Watanabe, K., & Watanabe, Y. (2011). Geochemical and mineralogical characteristics of ion-adsorption type REE mineralization in Phuket, Thailand. *Mineralium Deposita 2011 48:4*, *48*(4), 437-451. https://doi.org/10.1007/S00126-011-0380-5

Sanematsu, K., Murakami, H., Watanabe, Y., Duangsurigna, S., & Vilayhack, S. (2009). Enrichment of rare earth elements (REE) in granitic rocks and their weathered crusts in central and southern Laos. *Bulletin of the Geological Survey of Japan*, *60*(11/12), 527-558.

Sun, S., & McDonough, W. F. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. În *Geological Society Special Publication* (Vol. 42, Numărul 1).

Van Gosen, B. S., Verplanck, P. L., Seal, R.R., I., Long, K. R., & Gambogi, J. (2017). Critical mineral resources of the United States—Economic and environmental geology and prospects for future supply: *U.S. Geological Survey: Professional Paper*, *O*, 1802, O1–O31. https://doi.org/10.3133/pp1802O.

Wu, C. Y., Lu, H. L., Xu, L. M., & Hou, L. (1993). A preliminary study on modes of occurrence of rare earth elements in the tropicalsubtropical weathering crust of Nanling region. *Mineral Deposits.*, *12*, 297-307 (in Chinese with English abstract).

Xu, C., Kynický, J., Smith, M. P., Kopriva, A., Brtnický, M., Urubek, T., Yang, Y., Zhao, Z., He, C., & Song, W. (2017). Origin of heavy rare earth mineralization in South China. *Nature Communications*, *8*.

NÚCLEO
BRASÍLIA

XVIII SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE
DESAFIOS E OPORTUNIDADES PARA A TRANSIÇÃO ENERGÉTICA

SESSÃO TEMÁTICA 03

GEOFÍSICA E GEOTECNOLOGIAS

XVIII SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE
DESAFIOS E OPORTUNIDADES PARA A TRANSIÇÃO ENERGÉTICA
21 a 24 de setembro de 2025 | Brasília-DF

Análise de recuperação de parâmetros ambientais de uma área do Pantanal afetada por queimadas utilizando índices espectrais

Andrade. C.D.S[1], Souza, M.C.S.[1], Faria. T.O.[2]

[1]Curso de Graduação em Geologia, Faculdade de Geociências - Universidade Federal de Mato Grosso (UFMT), (Av. Fernando Corrêa da Costa 2367, CEP 78.060-900), Cuiabá-MT, Brasil, e-mail celene.andrade@sou.ufmt.br, mykaelly.souza1@sou.ufmt.br; [2]Faculdade de Geociências/Universidade Federal de Mato Grosso, Cuiabá-MT, Brasil, thiago.faria@ufmt.br;

Resumo: O Pantanal abrange uma extensa área inundável e que possui uma rica biodiversidade, que em função da sua importância precisa ser compreendido quanto aos seus aspectos fisiográficos e de possíveis consequências em função de intervenções antrópicas. Com o avanço das geotecnologias é possível atualmente realizar levantamento e análise cada vez mais sofisticada da dinâmica de paisagem a partir de dados geoespaciais. Nesse sentido, este trabalho visa estimar comportamento de recuperação de parâmetros ambientais de uma área que sofreu queimadas em ambiente de Pantanal, situada no município de Poconé, Mato Grosso. Para isso, foi realizado estudo com imagens de satélite Sentinel 2 em plataforma do Google Earth Engine. Os procedimentos envolveram a realização de composição de bandas falsa cor para seleção da área de estudo, e posteriores levantamentos e análises de índices espectrais NDVI, NDMI e NBR de 2019 a 2024. Os resultados indicaram que as queimadas que atuaram na área de estudo principalmente nos anos de 2020 e 2021 afetaram negativamente nos índices de presença de biomassa e umidade da vegetação. Porém, nos meses posteriores às queimadas, os índices NDVI e NDMI apresentaram tendência de recuperação, mas não o suficiente para alcançar o padrão de valores encontrados anteriormente às queimadas.

Palavras-chave: geotecnologia, computação em nuvem, índices espectrais, monitoramento ambiental, pantanal.

1. INTRODUÇÃO

O Pantanal Mato-Grossense é considerado a maior planície alagada contínua do mundo, contendo cerca de 140.000 km^2 em território brasileiro, abrangendo parte dos estados de Mato Grosso e Mato Grosso do Sul. Encontra-se no alto curso do rio Paraguai com altitude predominando entre 90 a 200m, sendo considerada uma imensa área de bacia de sedimentação e inundação atual cuja fonte provém de relevo principalmente planáltico que o circunda (Souza e Souza, 2010).

Ao longo dos últimos anos o Pantanal tem sido afetado por queimadas intensas, especialmente no período de estiagem, sendo que mais da metade da área do bioma sofreu ao menos um evento de queimada entre os anos de 2001 e 2020 (Reis et. al, 2023). Em especial, os anos de 2020 e 2021 foram um dos mais marcantes quanto a ocorrências e efeitos de queimadas no Pantanal, com quase um terço do ambiente tendo sido afetada, cujo efeito pode ser sentido nos ares de cidades muito distantes, como São Paulo e Curitiba (Libonati et. al, 2020).

A produção e análise de dados oriundos de geotecnologias ajudam a entender as características do comportamento do fogo e a evolução da paisagem afetada por queimadas, de modo a contribuir com o entendimento das consequências desses eventos na paisagem e

compreender melhor a capacidade de resiliência e recuperação do ambiente (Souza, 2014; Pirajá et. al, 2023). Nesse sentido, o trabalho visa analisar a recuperação do vigor e umidade da vegetação de uma área do Pantanal de Mato Grosso atingida por queimadas.

2. MATERIAIS E MÉTODOS

Para seleção da área de estudo foi realizado composições de bandas RGB12-8-4 de imagens do sensor Sentinel 2 capazes de detectar áreas afetadas por queimadas na região, sendo identificado áreas afetadas por queimadas que ocorreram nos anos de 2020 e 2021. Foi selecionada uma área situada na localidade de Praial, município de Poconé, MT. Na área de estudo foi realizado levantamento dos índices de NDVI, NDMI e NBR com médias mensais abrangendo os anos de 2019 a 2024, utilizando filtro de cobertura de nuvens com menos de 30%. A rotina de levantamento dos índices foi feita na plataforma do Google Earth Engine, em ambiente de computação de nuvens que funciona com scripts em linguagem *JavaScript*. O ano de 2019 foi utilizada como referência de valores dos índices, pois é anterior ao período de intensas queimadas que ocorreram na região nos anos de 2020 e 2021. Com os dados gerados foi possível realizar análise do vigor e umidade da vegetação, retratada pelos índices NDVI e NDMI, respectivamente. E o índice NBR retratou a severidade de queimadas ao longo do intervalo considerado no estudo.

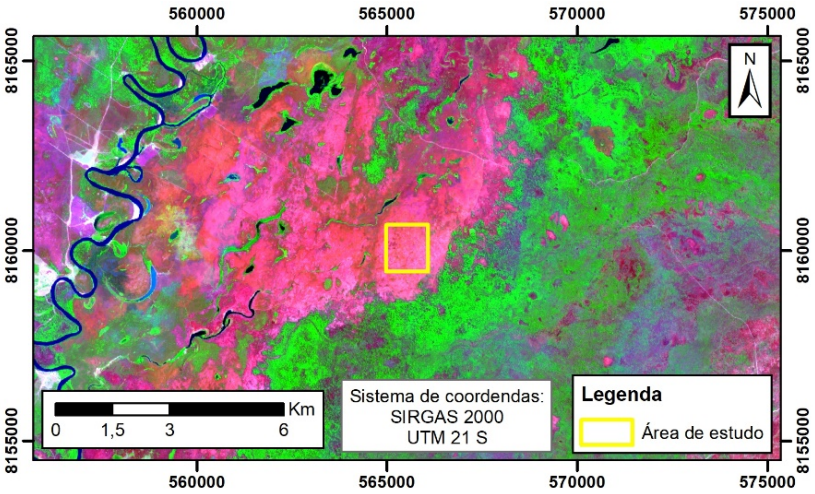


Figura 1. Mapa de localização da área de estudo com imagem RGB-12-8-4 de setembro de 2020.

3. RESULTADOS

Os resultados dos índices espectrais e de composição de bandas na região estudada indicam que as queimadas que ocorreram em meses de estiagem dos anos de 2020 e 2021 afetaram a o vigor da vegetação e o teor de umidade local, retratado pela diminuição nos valores de NDVI e NDMI nesses anos, com leve tendência de recuperação nos anos posteriores (Figuras 2 a 5).

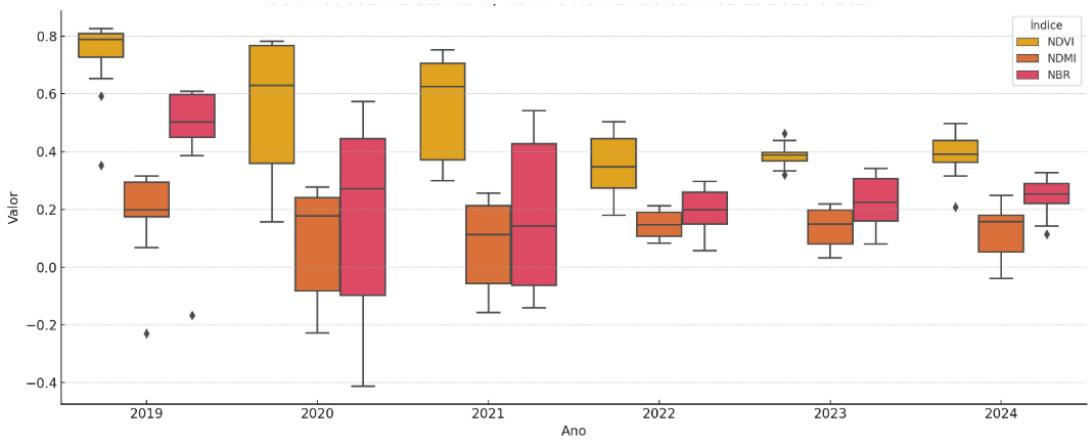


Figura 2. Box Plot dos Índices NDVI, NDMI e NBR entre os anos de 2019 a 2024.

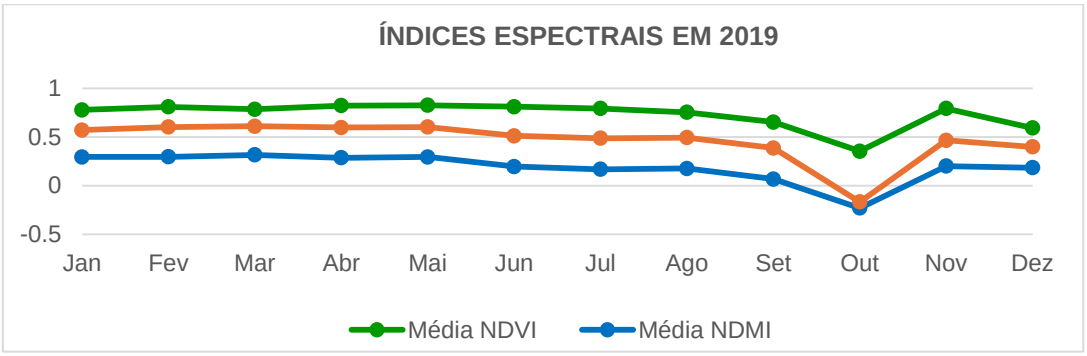


Figura 3. Médias mensais de índices espectrais de NDVI, NDMI e NBR de 2019.

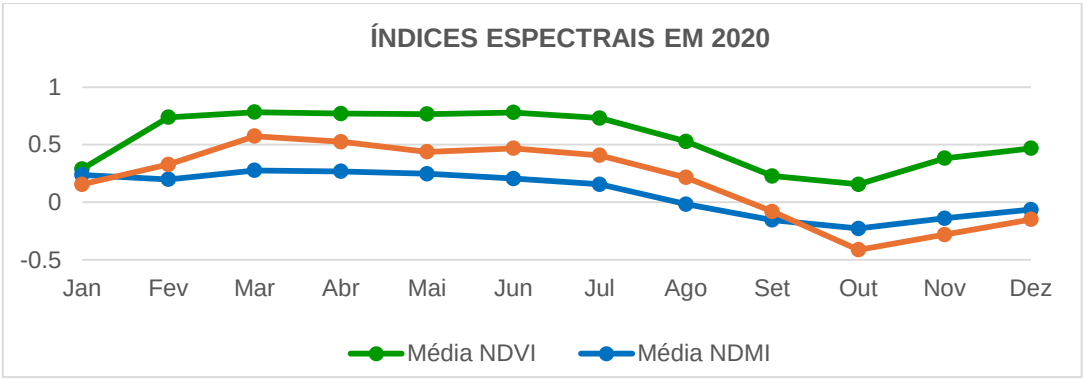


Figura 4. Médias mensais de índices espectrais de NDVI, NDMI e NBR de 2020.

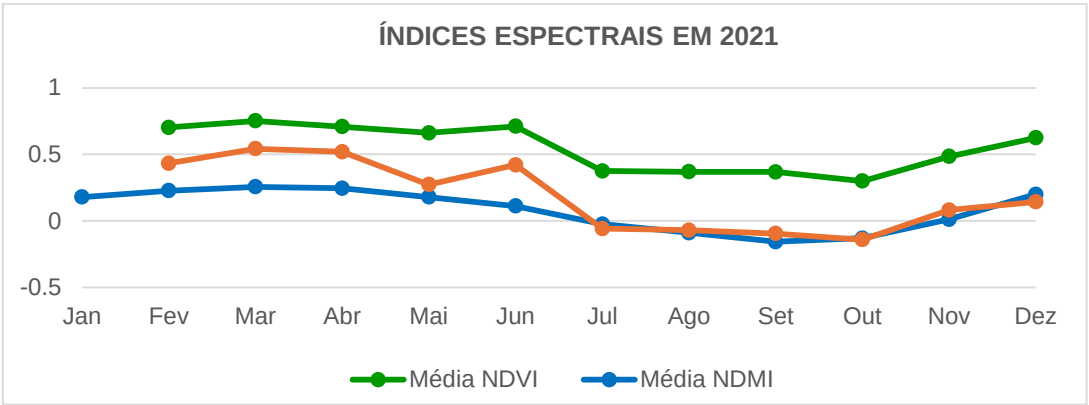


Figura 5. Médias mensais de índices espectrais de NDVI, NDMI e NBR de 2021.

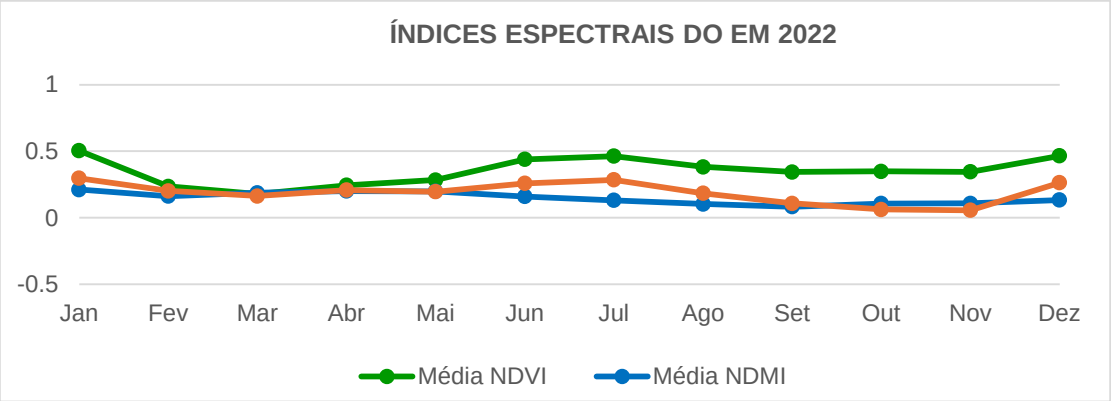


Figura 6. Médias mensais de índices espectrais de NDVI, NDMI e NBR de 2022.

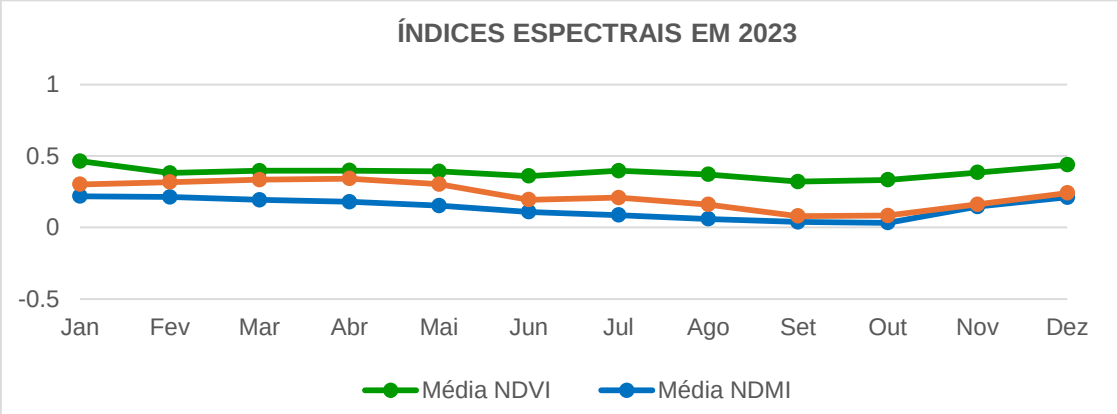


Figura 7. Médias mensais de índices espectrais de NDVI, NDMI e NBR de 2023.

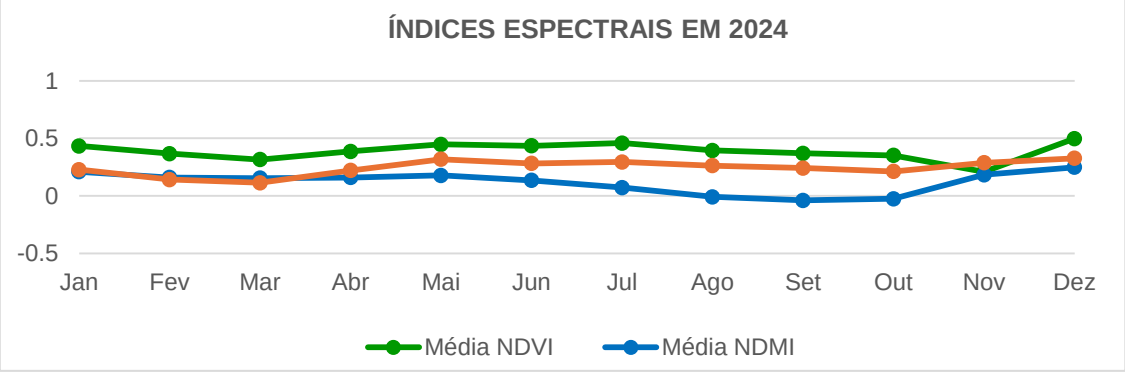


Figura 8. Médias mensais de índices espectrais de NDVI, NDMI e NBR de 2024.

4. DISCUSSÕES

Ainda que os valores de NDVI e NDMI demonstrem tendência de recuperação de valores após 2021, os seus índices até o ano de 2024 ainda não foram suficientes para alcançar o padrão de valores observados em 2019, ano usado como referência por ser anterior às intensas queimadas que afetaram extensa área do Pantanal nos anos de 2020 e 2021.

As médias de NDVI apresentavam superiores a 0,7 e NDMI superiores a 0,2 na maioria dos meses de 2019. E os valores médios desses índices alcançados em 2024 foram próximos de 0,4 para NDVI e próximos a 0 e 0,1 para NDMI, indicando que o crescimento de biomassa pós queimada e sua retenção de umidade na área de estudo necessita de intervalo de tempo superiores a três anos para serem restabelecidas próximo ao padrão de valores anteriores.

Os valores de NBR tendem de modo geral a acompanhar as oscilações de valores de NDVI, apresentando correlação positiva entre ambos os índices, de modo que nos casos de perda de biomassa por queimada, os valores de NBR e NDVI diminuem e à medida que a vegetação restabelece há tendência de aumento de valores desses índices em função do aumento da biomassa e vigor da vegetação.

O índice NDMI foram os que exibiram os menores padrões de valores em relação aos três índices considerados no estudo, sendo possível identificar que no ano de 2019 os valores de NDMI foram próximos a 0,2 e 0,3, na maioria dos meses. E no ano de 2024 apresentou valores predominando próximos a 0,2, indicando ser o índice que mais se aproximou do padrão de valores pós queimadas.

5. CONCLUSÕES

Em relação aos resultados, este estudo demonstra que os efeitos de intensas queimadas, como as que ocorreram nos meses de estiagem de 2020 e 2021 no Pantanal mato-grossense apresentam efeitos um tanto duradouros em parâmetros ambientais retratados pelos índices de NDVI e NDMI, evidenciando que o impacto negativo de tais eventos perduram por anos na paisagem.

Estudos complementares, incluindo abrangência de maior área de estudo e maior intervalo temporal de análise, além levantamento de campo das condições atuais das paisagens são recomendados para futuro desenvolvimento deste trabalho.

Recursos de geotecnologias com uso de computação em nuvem e linguagem de programação, como disponibilizado pela plataforma do Google Earth Engine demonstrou ser ferramenta de grande valor para análises geoespaciais de paisagens.

REFERÊNCIAS

Libonati, R., Camara, C. C., Peres, L. F., Carvalho, L. A. S. & Garcia, L. C. (2020). Rescue Brazil's burning Pantanal wetlands. *Nature*, 588, 217-219. https://doi.org/10.1038/d41586-020-03464-1.

Pirajá, R. V., Oliveira, A. K. M., Matias, R. & Rezende Filho, A. (2023). Uso dos índices espectrais NBR e ΔNBR empregando dados Sentinel 2 para identificar e delimitar áreas queimadas, utilizando como modelo uma área do Pantanal de Nhecolândia, Mato Grosso do Sul. *RA'EGA*, 56, 24-42. http://dx.doi.org/10.5380/raega.v56i0.85434.

Souza, C. A.; Souza, J. B. (2010). Pantanal mato-grossense: origem, evolução e as características atuais. *Revista Eletrônica da Associação dos Geógrafos Brasileiros, Seção Três Lagoas*, 11, 34-54.

Reis, J. B. C., Pessoa, A. C. M.; Carvalho, N. S., Silva Junior, C. C. H. L., Guerra, A., Roque, F. O., Anderson, L. O. (2023). Diagnóstico das áreas queimadas no pantanal entre 2001 e 2020. *Anais do XX Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto*, 1709-1712.

Souza, G. M. (2014). Monitoramento sazonal e recuperação pós-fogo da vegetação do Cerrado usando dados do sensor MODIS. [Tese de Doutorado]. Universidade de Brasília, Brasília, 2014.

Mapeamento das formas de vertentes na Bacia do Alto Rio São João, Paraná

Antonio, V.A.R.[1] e Bortolini, W.[2]

[1]Graduando do Departamento de Geografia da Universidade Estadual do Centro-Oeste (UNICENTRO), Guarapuava/PR, Brasil, antonio.vagneralexandre12@gmail.com; [2] Docente do Departamento de Geografia da Universidade Estadual do Centro-Oeste (UNICENTRO), Guarapuava/PR, Brasil, willianbortolini@gmail.com.

Resumo: Este estudo aplicou técnicas geomorfométricas para mapear e analisar as formas de vertente na bacia do Alto Rio São João (PR), utilizando o modelo de classificação de Dikau (1989). A análise integrada de curvaturas do terreno revelou padrões morfológicos distintos associados a diferentes processos geomorfológicos. Vertentes convexas predominaram em áreas de alta energia topográfica (morros elevados e serras), enquanto formas retilíneas caracterizaram planícies fluviais estáveis. Nas colinas onduladas, a coexistência de múltiplas formas de vertente sugeriu estágios intermediários de evolução da paisagem. Os resultados demonstraram evidências de correlação entre os padrões morfológicos e fatores geológicos locais, destacando o controle estrutural na configuração do relevo. A abordagem mostrou-se eficaz para análises em escala regional, embora áreas de transição exijam refinamentos metodológicos. O estudo reforça a importância da geomorfometria para compreender a dinâmica da paisagem e subsidiar o planejamento ambiental em áreas suscetíveis à erosão.

Palavras-chave: Geomorfometria, Cartografia geomorfológica, modelagem digital do relevo.

1. INTRODUÇÃO

A bacia hidrográfica do Rio São João situa-se em um setor do relevo paranaense caracterizado por escarpas e declividades acentuadas, com forte atuação de processos erosivos. Nessas condições, a análise das formas de vertente torna-se relevante para a compreensão da organização morfológica da paisagem, uma vez que “a representação numérica do relevo e dos padrões da superfície terrestre tornou-se parte integrante da geografia, geomorfologia, mapeamento de riscos geológicos e exploração [...] da Terra” (Pike, 2000, p. 1). O presente estudo parte dessa perspectiva para investigar a compartimentação do relevo em uma área marcada por alta energia do meio.

A geomorfometria constitui uma abordagem consolidada da geomorfologia quantitativa voltada à análise do relevo por meio de parâmetros numéricos extraídos de Modelos Digitais de Elevação (MDEs). “A geomorfometria moderna se concentra na extração de medidas (parâmetros da superfície terrestre) e características espaciais (objetos da superfície terrestre) a partir da topografia digital” (Wilson, 2012, p. 108). Essa metodologia permite a identificação sistemática de formas de terreno, incluindo em vertentes, a partir de variáveis como declividade, curvatura e orientação. O modelo proposto por Dikau (1989), baseado na relação entre curvaturas planimétrica

e de perfil, tem sido amplamente aplicado para classificar morfologicamente as vertentes em unidades discretas, o que possibilita análises comparativas em diferentes contextos geográficos.

Deste modo, este estudo tem como objetivo aplicar a taxonomia de Dikau (1989) na caracterização das formas de vertente da bacia do Rio São João, a partir da aplicação de técnicas geomorfométricas. Buscou-se identificar a distribuição espacial das nove formas elementares de vertente, bem como suas relações com fatores litológicos e processos erosivos. A escolha metodológica justifica-se pela necessidade de aprofundar o conhecimento sobre a compartimentação morfológica da bacia, contribuindo para diagnósticos ambientais mais precisos e para a formulação de estratégias de conservação do solo e manejo sustentável da paisagem.

2. MATERIAIS E MÉTODOS

A área de estudo corresponde à bacia hidrográfica do rio São João, situada no estado do Paraná. A bacia apresenta feições típicas de relevo dissecado, comuns na região Centro-Sul do estado. Para análise do relevo, utilizou-se um Modelo Digital de Elevação (MDE) com resolução espacial de 20 metros (Silveira; Silveira, 2017). O MDE foi processado no software QGIS 3.40.7, com suporte das ferramentas da extensão WhiteboxTools. Inicialmente, foram gerados os mapas de curvatura do terreno, obtendo-se os parâmetros de curvatura de plano e de perfil.

A curvatura de plano representa a concavidade ou convexidade lateral da vertente, enquanto a de perfil indica sua forma longitudinal. Esses dois parâmetros são fundamentais para a classificação morfológica das vertentes segundo o modelo de nove formas elementares de Dikau (1989). Após a extração dos mapas de curvatura, os valores contínuos foram reclassificados em três categorias para cada tipo de curvatura (Tabela 1). A reclassificação foi realizada com base em testes exploratórios, que permitiram definir os limiares mais representativos para a variabilidade topográfica da bacia.

Tabela 1 – Reclassificação dos valores de curvatura do terreno

Plano de curvatura	Intervalo de discretização	Valor reclassificado	Perfil de curvatura	Intervalo de discretização	Valor reclassificado
Convergente	<-0,004	10	Côncavo	<-0,0002	1
Plano	-0,004 e 0,004	20	Retilíneo	-0,0002 e 0,0002	2
Divergente	<0,004	30	Convexo	<0,0002	3

Fonte: os autores (2025).

Os valores atribuídos às categorias de curvatura de plano e perfil foram somados, permitindo a obtenção das nove combinações possíveis, que representam as formas de vertente descritas por Dikau (1989) (Tabela 2). Para ampliar a análise, o mapa de formas de vertente foi cruzado com os compartimentos morfológicos definidos por Silveira *et al.* (2025). Esse cruzamento permitiu avaliar a distribuição relativa das formas elementares de vertente em diferentes unidades de relevo. Por fim, devido à presença de pequenos ruídos no mapa final, foi aplicada uma filtragem espacial destinada a generalizar os agrupamentos com extensão inferior a 10 pixels.

Tabela 2 – Combinações das formas elementares de vertente (Dikau, 1989).

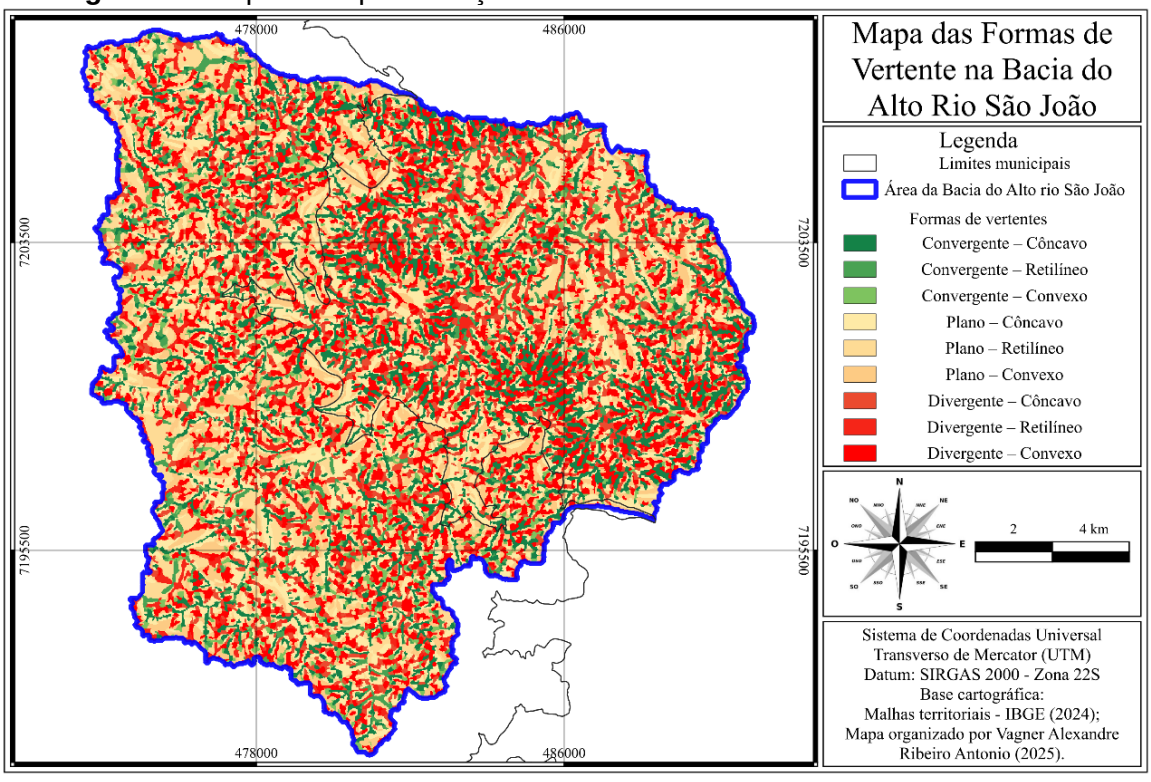
Código	Combinação morfológica
11	Convergente – Côncavo
12	Convergente – Retilíneo
13	Convergente – Convexo
21	Plano – Côncavo
22	Plano – Retilíneo
23	Plano – Convexo
31	Divergente – Côncavo
32	Divergente – Retilíneo
33	Divergente – Convexo

Fonte: Dikau (1989). Organizado pelos autores (2025).

3. DISCUSSÃO E RESULTADOS

A classificação geomorfométrica, a partir da aplicação taxonômica de Dikau (1989), identificou a existência de padrões espaciais bem definidos nas vertentes na bacia do Alto rio São João (Figura 1). Com base nos dados obtidos, observou-se a predominância de vertentes convexas nos setores de morros elevados e serras de borda, características que denotam ambientes geomorfológicos de alta energia com intensa atuação de processos esculturais (Wilson, 2012; Tarolli e Sofia, 2016). Em contrapartida, as unidades de planície fluvial apresentaram vertentes predominantemente retilíneas, refletindo condições de estabilidade morfodinâmica típica de ambientes deposicionais, conforme descrito por Florinsky (2016).

Figura 1 – Mapa da espacialização das formas de vertentes na área de estudo.



Fonte: os autores (2025).

A distribuição espacial das vertentes está intimamente ligada aos compartimentos geomorfológicos regionais, como destacado por Silveira e Silveira (2017). Nas colinas onduladas, por exemplo, observa-se uma maior diversidade de formas, incluindo vertentes côncavas, convexas e retilíneas, refletindo heterogeneidade espacial. Essa variedade sugere um estágio intermediário na evolução da paisagem, com processos morfodinâmicos atuando simultaneamente.

Tabela 3 – Distribuição em porcentagem das classes de formas de relevo.

Classe	11	12	13	21	22	23	31	32	33
Colinas	6,846	5,585	3,504	18,364	19,923	13,598	8,798	9,403	13,979
Colinas onduladas	13,652	2,959	5,828	19,533	5,560	17,224	9,987	5,147	20,110
Morros dissecados	8,183	0,633	4,966	23,917	0,457	24,018	9,222	0,912	27,692
Morros elevados	21,368	0,215	5,570	13,186	0,999	19,719	7,922	1,028	29,993
Morrotes	23,883	0,210	4,224	16,666	1,136	11,487	11,473	1,330	29,591
Planícies fluviais	13,509	15,416	0,516	13,520	24,169	1,447	7,037	20,592	3,792
Serras de borda	20,718	0,001	3,326	25,232	0,877	19,748	8,574	0,171	21,352
Morros	0,000	0,664	5,808	24,369	1,542	26,798	11,274	2,568	26,978

Fonte: Silveira e Silveira (2017); Silveira *et al*. (2025). Organizado pelos autores (2025). Legenda: Código e Combinação morfológica: 11: Convergente – Côncavo; 12: Convergente – Retilíneo; 13: Convergente – Convexo; 21: Plano – Côncavo; 22: Plano – Retilíneo; 23: Plano – Convexo; 31: Divergente – Côncavo; 32: Divergente – Retilíneo; 33: Divergente – Convexo.

A coexistência de diferentes formas de vertente evidencia processos erosivos e deposicionais atuando em conjunto, conforme apontado por Florinsky (2016) e Tarolli e Sofia (2016). Vertentes côncavas, por exemplo, favorecem a acumulação de sedimentos e umidade, enquanto as convexas são mais suscetíveis à erosão, especialmente em áreas com ação antrópica intensa. Já as retilíneas podem representar zonas de equilíbrio temporário entre esses processos.

Segundo Wilson (2012), a predominância de vertentes convexas em áreas de alta energia topográfica — como morros testemunhos e escarpas estruturais — evidencia ambientes marcados por intensa dissecação fluvial e movimentos de massa. Conforme a Tabela 3, isso é evidenciado na área de estudo pelas altas porcentagens de vertentes convexas-divergentes em morros elevados, dissecados e morrotes. Tais unidades morfológicas representam setores com maior amplitude altimétrica e declividades acentuadas, reforçando sua associação com processos morfogenéticos ativos.

Conforme Hengl e Reuter (2008), a compartimentação morfológica reforça o papel da litologia e da estrutura geológica na evolução da paisagem. Enquanto rochas ígneas (basaltos) predominam na escarpa e em seu reverso – formando vertentes mais íngremes e convexas devido

à sua maior resistência –, as áreas a frente da escarpa são marcadas por rochas sedimentares, que, por serem menos consolidadas, favorecem o desenvolvimento de perfis retilíneos e processos de aplainamento. Esse contraste indica que substratos mais resistentes tendem a manter formas convexas, enquanto materiais inconsolidados são mais suscetíveis ao aplainamento por processos deposicionais.

4. CONCLUSÕES

Este estudo, ao aplicar técnicas geomorfométricas integradas à taxonomia de Dikau (1989), permitiu uma análise precisa das curvaturas de plano e perfil, revelando padrões coerentes com os gradientes de energia do relevo. A compartimentação em nove classes morfológicas refletiu a atuação de processos erosivos e deposicionais que moldam a paisagem. As colinas onduladas, com formas intermediárias, destacaram-se como zonas de transição morfodinâmica. A coerência entre forma e processo validou a abordagem adotada. Os objetivos propostos foram plenamente alcançados, demonstrando a aplicabilidade do método.

Os resultados obtidos reforçam a eficácia da análise geomorfométrica em ambientes subtropicais úmidos, especialmente na representação da estrutura das vertentes. No entanto, evidencia-se a importância da verificação em campo para validar as interpretações. A metodologia demonstrou alta sensibilidade na identificação de formas sutis, muitas vezes imperceptíveis por análises convencionais. Contudo, áreas de transição morfológica demandam ajustes nos intervalos de discretização, exigindo conhecimento prévio da área de estudo. Esses ajustes são essenciais para aprimorar a acurácia dos modelos e garantir sua aplicabilidade em diferentes contextos.

REFERÊNCIAS

DIKAU, R. The application of a digital relief model to landform analysis. In: RAPER, J. F. (Ed.). **Three Dimensional Applications in Geographical Information Systems.** London: Taylor & Francis, 1989. p. 51-77.

FLORINSKY, I. V. **Digital Terrain Analysis in Soil Science and Geology.** 2nd ed. Amsterdam: Elsevier, 2016. 486 p.

HENGL, T.; REUTER, H. I. (Eds.). **Geomorphometry: Concepts, Software, Applications.** Amsterdam: Elsevier, 2008. 772 p.

PIKE, R. J. Geomorphometry — Diversity in quantitative surface analysis. **Progress in Physical Geography**, v. 24, n. 1, p. 1-20, 2000.

SILVEIRA, C. T.; SILVEIRA, R. M. P. Índice de Posição Topográfica (IPT) para classificação geomorfométrica das formas de relevo no estado do Paraná-Brasil. **Ra'e Ga - O Espaço Geográfico em Análise**, v. 41, p. 1-20, 2017. https://doi.org/10.5380/raega.

SILVEIRA, C. T.; SILVEIRA, R. M. P.; BORTOLINI, W.; ALMEIDA, V. P. Geomorphological mapping of the state of Paraná with digital classification method of landform patterns. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 26, n. 1, 2025. https://doi.org/10.20502/rbg.v26i1.2561

TAROLLI, P.; SOFIA, G. Human topographic signatures and derived geomorphic processes across landscapes. **Geomorphology**, v. 255, p. 140-161, 2016. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2015.12.007.

WILSON, J. P. Digital terrain modeling. **Geomorphology**, v. 137, n. 1, p. 107-121, 2012.

Assinatura Geofísica das Rochas Metamáficas e Metaultramáficas no Greenstone Belt de Pilar de Goiás: Integração de Dados Aeromagnéticos e Aerogamaespectrométricos

Berbert, J.N.[1] e Lyra, T.P. [1]

[1]Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geologia, Universidade de Brasília, Brasília-DF, Brasil, juliananberbert@gmail.com

Resumo: O *greenstone belt* de Pilar de Goiás, situado no Domínio Crixás-Goiás, é composto majoritariamente por rochas metavulcânicas máficas e ultramáficas, com destaque para as formações Córrego Fundo e Cedrolina. Este trabalho visa caracterizar as assinaturas geofísicas em escala regional, utilizando dados de levantamentos aerogeofísicos do Serviço Geológico do Brasil com espaçamento de 500 metros de linhas de voo. A composição ternária RGB (K,Th e U) e os produtos derivados de dados magnetométricos revelam padrões que permitem especializar os domínios litológicos dentro da sequência vulcano-sedimentar, variações internas, feições estruturais marcadas principalmente pelas cristas magnéticas e expressas por estruturas de primeira, segunda e terceira ordem. As rochas máficas e ultramáficas apresentam assinatura geral de relevo magnético acidentado representado por alto gradiente magnético com baixos teores de K e variações nos canais de *e*Th e *e*U. As variações nesses últimos canais pode ser consequência de ruídos devido à baixa contagem dos elementos radiogênicos. Verificou-se em campo que anomalia de baixa contagem gamaespectrométrica na porção centro-oeste deve-se a presença de rocha meta-ultramáfica de textura cumulática reliquiar. A integração dos dados geofísicos demonstrou potencial para refinar a cartografia, identificar alvos prospectivos e apoiar a reinterpretação da arquitetura geológica do *greenstone belt* Pilar de Goiás.

Palavras-chave: *Greenstone Belt* Pilar de Goiás, Aerogeofísica, Magnetometria, Gamaespectrometria, Rochas máficas-ultramáficas, Interpretação geofísica.

1. INTRODUÇÃO

O mapeamento geológico de rochas máficas e ultramáficas em *greenstone belts* apresenta desafios significativos, sobretudo em regiões com intensa cobertura intempérica comum em terrenos tropicais. A escassez de afloramentos, aliada à homogeneidade visual dessas litologias em superfície, dificulta sua diferenciação no campo, especialmente quando alteradas. Nesse contexto, a integração de dados aerogeofísicos, particularmente aeromagnetometria e gamaespectrometria, oferece um suporte essencial à cartografia geológica.

O *greenstone belt* Pilar de Goiás, está situado na porção nordeste do Domínio Crixás-Goiás, apresentando aproximadamente 26 km de extensão por 15 km de largura, com orientação predominante norte-sul. Sua estratigrafia é composta, na base, por uma sequência de rochas metavulcânicas com afinidade komatiítica (Formação Córrego Fundo), sobreposta por rochas máficas (Formação Cedrolina) e, no topo, por uma unidade metavulcanossedimentar que abriga diversas ocorrências auríferas (Jost e Oliveira, 1991). As rochas metavulcânicas máficas e ultramáficas correspondem a aproximadamente 70% da área do *greenstone belt* Pilar de Goiás e

apesar de sua ampla distribuição geográfica, essas unidades ainda foram pouco estudadas (Jost e Oliveira, 1991). Dentro desse conjunto, as rochas ultramáficas representam a maior proporção.

Nesse sentido, o estudo das assinaturas geofísicas das rochas metavulcânicas no *greenstone belt* Pilar de Goiás é de fundamental importância para a compreensão da arquitetura geológica e contribuir para o entendimento da cartografia geológica e apoiar estudos que abarquem o potencial metalogenético. A integração de dados aeromagnéticos e aerogamaespectrométricos permitem identificar contrastes litológicos, zonas de cisalhamento e possíveis variações composicionais das rochas. Considerando a predominância de rochas máficas e ultramáficas pouco investigadas, a abordagem integrada desses métodos possibilita a delimitação de unidades geológicas, o refinamento de mapas existentes e a definição de alvos prioritários para investigações mais detalhadas, contribuindo de forma decisiva para a compreensão geológica de *greenstone belts* em áreas com dados de campo limitados.

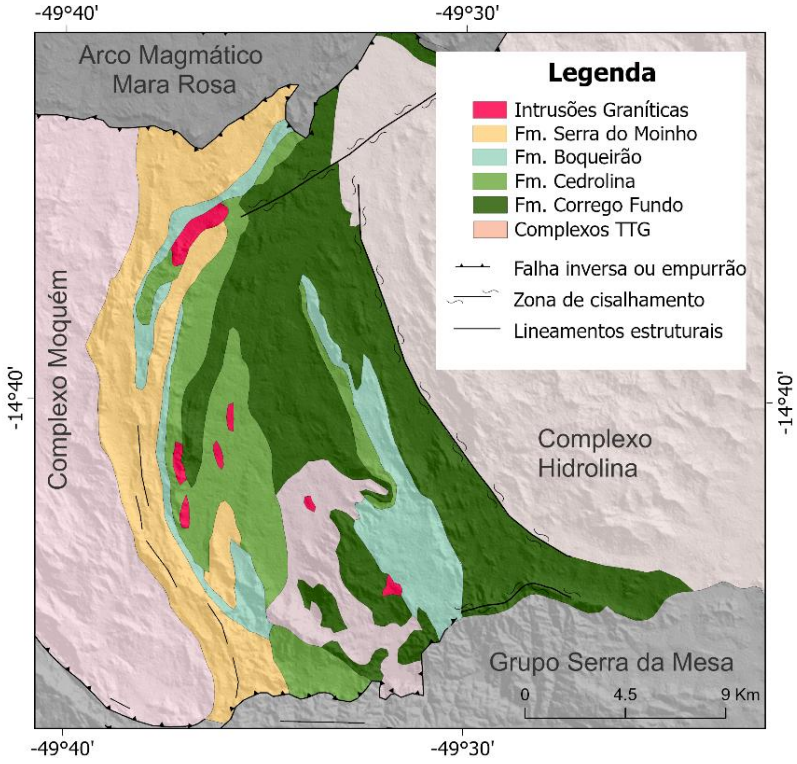


Figura 1. Mapa geológico simplificado, modificado de 1:1 000 000 modificado da folha SD.22 – Goiás (SGB, 2013).

2. MATERIAIS E MÉTODOS

Os dados geofísicos empregados foram obtidos pelo Levantamento Aerogeofísico do Estado de Goiás 1ª Etapa Arco Magmático de Mara Rosa (2004); 3ª Etapa - Paleo- Neoproterozóico do Nordeste de Goiás (2006). Os dois levantamentos aerogeofísicos, em conjunto, recobrem a área de estudo em sua totalidade. Para o processamento dos dados geofísicos e geração de seus respectivos produtos, utilizou-se o *software* Geosoft Oasis Montaj (Seequent) enquanto as interpretações e integrações foram produzidas no *software* ArcGIS PRO (Esri).

2.1 Gamaespectrometria

A gamaespectrometria registra a radiação gama natural emitida por elementos radioativos presentes nos minerais da crosta terrestre, sendo os principais o potássio (K), o tório equivalente (*e*Th) e o urânio equivalente (*e*U). Esses elementos são detectados em diferentes canais espectrais,

com o potássio expresso em porcentagem (%) e o tório e o urânio em partes por milhão (ppm). Os produtos radiométricos mais utilizados incluem os mapas individuais dos elementos K, eTh e eU, a Contagem Total (ou *Total Count*), que reflete a soma da radiação captada nos três canais, e as razões elementares (*e*Th/K, *e*U/K e *e*Th/*e*U), úteis para evidenciar variações composicionais e zonas de alteração hidrotermal. Outro produto amplamente empregado é a **composição ternária radiométrica**, que combina os três canais em uma única imagem RGB, normalmente associando o K ao vermelho, o *e*Th ao verde e o *e*U ao azul, realçando contrastes litológicos e áreas com assinaturas geoquímicas distintas. Esses produtos, integrados ao mapeamento geológico, oferecem subsídios importantes para a diferenciação de unidades litológicas, identificação de zonas de alteração e caracterização de coberturas intempéricas.

2.2 Magnetometria

A magnetometria mede variações no campo magnético terrestre associadas às propriedades magnéticas das rochas, principalmente suscetibilidade magnética e remanência. Em regiões de baixa latitude magnética, como grande parte do território brasileiro, a interpretação é ainda mais desafiadora e a atenção com produtos derivados para contornar este desafio é chave. As anomalias magnéticas podem ser realçadas pela aplicação de transformações que envolvem processos numéricos e filtros, que buscam enfatizar ou suprimir componentes específicos dos dados. Os gradientes/derivadas são mais sensíveis às mudanças potenciais e são empregados para enfatizar corpos rasos em detrimento às características mais amplas e profundas, que produzem pequenas mudanças nos campos (Dentith & Mudge, 2014). A aplicação de produtos como as derivadas horizontais em x e y de primeira ordem (Dx e Dy) e vertical (Dz) permitiu interpretação do arcabouço magnético regional.

O gradiente horizontal total (GHT) resultante da combinação da amplitude do vetor decorrente da soma das derivadas horizontais em x e y, permitiu o mapeamento de variações laterais. Já o, o gradiente total (GT), também denominado como amplitude do sinal analítico (ASA), é um método eficiente para centrar as anomalias sobre as fontes causadoras e foi utilizado para mapear os domínios magnéticos.

3. RESULTADOS

A interpretação dos canais, K, *e*Th e *e*U e da composição ternária RGB (K-Th-U) revelam que as rochas da Formação Cedrolina (Figura 2) apresentam assinaturas radiométricas caracterizadas por baixos valores no canal de potássio (K), teores médios a altos de eTh e de baixos a altos para eU. Em comparação, as rochas da Formação Córrego Fundo, cujos protólitos são rochas ultramáficas com afinidade komatiítica (Jost e Oliveira, 1991), também exibem baixos teores de potássio, além de variações nos canais de eTh e eU que oscilam de baixos a altos valores, embora predominem assinaturas com baixo eTh e médio a alto eU. Destaca-se, nesse contexto, porções com baixos teores simultâneos nos três canais (K, eTh e eU), o que resulta em coloração preta na composição ternária RGB (Figura 2A), especialmente nas regiões centro-oeste, norte e sudeste do mapa.

Já na análise do Gradiente Total (GT), as rochas máficas e ultramáficas exibem contraste de gradiente bem definido em relação às unidades adjacentes, refletindo suas propriedades magnéticas distintas. Esse contraste é particularmente evidente frente aos complexos TTG, que também se destacam na composição ternária RGB devido às diferenças composicionais. No interior do *greenstone belt*, observa-se ainda contraste de gradiente entre as sequências metavulcanossedimentares superiores, associadas às formações Boqueirão e Serra do Moinho, evidenciando variações internas relevantes para a caracterização litológica e estrutural.

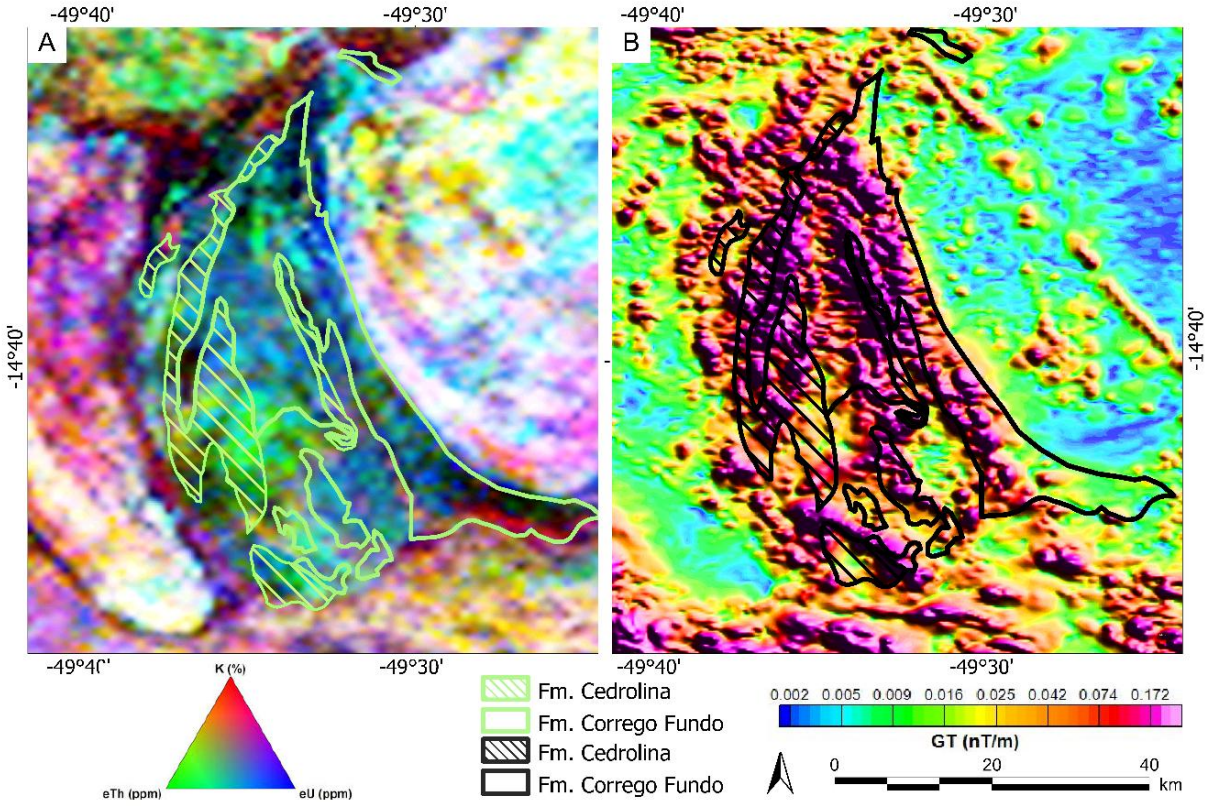


Figura 2. A imagem mostra os dois produtos derivados dados aerogeofísicos utilizados neste trabalho. A) Composição ternária RGB (KThU) com destaque para domínio das rochas meta-máficas e ultramáficas com baixo teor de radioelementos e com tons ciano e esverdeados; B) Gradiente Total do campo magnético anômalo integrado com o polígono referente ao mapeamento geológico.

4. DISCUSSÕES

No contexto geológico do *greenstone belt*, devido as formações basais estarem representadas principalmente por metakomatiitos e metabasaltos, é de se esperar assinaturas de baixo teor de radioelementos para essas rochas. No entanto, as variações no teor de eTh nessas unidades podem estar relacionadas a acumulação deste elemento em porções de relevo suavizado, devido à baixa solubilidade do tório durante o intemperismo, possibilitando formação de solo mais espesso (Blum 1999; Dickson & Scott 1997). Ainda, é necessário considerar que a área compreende em um terreno polideformado com múltiplos eventos que favoreceram o metassomatismo dessas rochas, e, portanto, também pode afetar as assinaturas gamaespectrométricas.

Assinaturas típicas de rochas ultramáficas demonstram baixa concentração nos três canais radiogênicos (Dickson & Scott 1997), como evidenciada na composição ternária uma assinatura de tonalidade preta, localizada na porção centro-oeste da área com cerca de 3km de extensão e pertencente à Fm. Córrego Fundo (Figura 2A). Essa anomalia também exibe altos valores magnéticos (Figura 2B) e corresponde a uma unidade composta por serpentinito com anfibólio e magnetita, exibindo textura cumulática relicta. Essa unidade pode ser associada a intrusões ultramáficas propostas por Jost & Oliveira (1991) ou, alternativamente, corresponder à porção basal de espessos derrames komatiiticos.

Além disso, anomalias nos extremos sudeste e norte da área, embora também revelem baixos teores de K, eTh e eU, não coincidem com altos magnéticos, contrastando com outras ocorrências da Formação Córrego Fundo. Essa divergência pode estar associada a fatores como a escala do mapa geológico utilizado, que pode limitar a delimitação precisa dessas unidades.

5. CONCLUSÕES

Com base nas correlações entre os produtos derivados de dados geofísicos analisados, demonstrou que as rochas metavulcânicas máficas e ultramáficas correspondentes da Formação Corrego Fundo e Cedrolina possuem assinaturas radiométricas e magnética esperadas. Apesar de similaridade geral, há variações locais, como demonstradas no canal *e*U, que é altamente suscetível ao ruído estatístico, especialmente e em áreas de baixa contagem. Além disso, ressalta-se que as respostas dos elementos radiogênicos expressam os primeiros centímetros da crosta e são influenciadas pelo intemperismo, relevo, cobertura de solos e outros processos que podem modificar a composição original da rocha (Blum 1995).

Destaca-se, na porção centro-oeste da área, a ocorrência de rochas metaultramáficas com textura cumulática relicta, caracterizada por baixos teores radiométricos e altos valores magnéticos. Essa feição levanta questionamentos sobre sua origem, podendo representar remanescentes de intrusões ultramáficas (Jost & Oliveira, 1991) ou a base de espessos derrames komatiíticos, implicando em potenciais metalogenéticos.

Dessa forma, destaca-se a necessidade de estudos adicionais que possibilitem uma melhor caracterização dessas unidades metaultramáficas para o entendimento da evolução tectono-magmática do *greenstone belt* de Pilar de Goiás. A compreensão da origem dessas rochas impacta na avaliação do seu potencial geológico, especialmente em relação a sistemas mineralizantes associados a rochas ultramáficas, como Ni-Cu-(PGE).

Agradecimentos

Este trabalho contou com o apoio do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília. Agradeço à professora Adalene Silva pelo apoio e orientações ao longo deste trabalho.

Financiador(es)*/Financial Support:* O presente trabalho foi realizado com apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - Brasil (CAPES) - Código de Financiamento 001.

REFERÊNCIAS

BLUM, A. E. Chemical weathering and soil formation. In: WHITE, A. F.; DRIESE, S. G. Treatise on geochemistry. Oxford: Elsevier, 1999. v. 5, p. 39–81.

CPRM – Serviço Geológico do Brasil. Mapa geológico do Brasil ao milionésimo: folha GOIÁS. Brasília: CPRM, 2004.

CPRM – Serviço Geológico do Brasil. Levantamento Aerogeofísico do Estado de Goiás – 3ª Etapa – Paleo-Neoproterozóico do Nordeste de Goiás. Brasília: CPRM, 2006.

DENTITH, M.; MUDGE, S. T. Geophysics for the mineral exploration geoscientist. Cambridge: Cambridge University Press, 2014.

DICKSON, B. L.; SCOTT, K. M. Interpretation of aerial gamma-ray surveys: adding the geochemical factors. AGSO Journal of Australian Geology and Geophysics, Canberra, v. 17, n. 2, p. 187–200, 1997.

JOST, H.; OLIVEIRA, C. G. de. Projeto Crixás – Goiás: relatório final – geologia e recursos minerais. Goiânia: CPRM, 1991.

Uso de Modelo Digital de Afloramento como recurso para análise estrutural: estudo de caso no Grupo Cuiabá, Mato Grosso

Feitosa, C.E.I.[1*], Baldim, M.R.[1,2], Rosetti, L.M.M.[1,2]

[1]Faculdade de Geociências - Universidade Federal de Mato Grosso, Cuiabá, Brasil; [2] Programa de Pós-Graduação em Geociências Universidade Federal de Mato Grosso, Cuiabá, Brasil; * carlos.feitosa@sou.ufmt.br

Resumo: A caracterização estrutural de afloramentos enfrenta diversos desafios relacionados a limitação de acesso físico em locais de interesse, entretanto, essas limitações vêm sendo superadas a partir da utilização de RPA's (Aeronaves Remotamente Pilotadas) e a elaboração de Modelos Digitais de Afloramento (MDA's). Essa tecnologia vem sendo usada em diversas áreas nas geociências, como planimetria, análise ambiental, mapeamento geológico e análise estrutural, sendo o último, enfoque principal do presente trabalho. A análise de feições estruturais nas rochas metassedimentares do Grupo Cuiabá foi realizada de acordo com as seguintes etapas: (i) aerolevantamento de imagens com uso de RPA modelo DJI Mavic 3 Enterprise; (ii) processamento dos dados obtidos e (iii) elaboração de modelo tridimensional; (iv) estudo das feições estruturais a partir do modelo 3d; (v) obtenção de medidas estruturais em campo e (vi) confecção e análise de estereogramas e diagramas de frequência. Os resultados modelos elaborados permitiram a análise em três dimensões, permitindo o acesso visual a porções do afloramento e perspectivas que dificilmente seriam observadas apenas em campo. A elaboração de MDA's de alta resolução, possibilitou um estudo geológico-estrutural de caráter qualitativo e quantitativo, permitindo a compreensão de estruturas que não seriam facilmente analisadas por outros métodos.

Palavras-chave: Modelo Digital de Afloramento (MDA), Aeronave Remotamente Pilotada (RPA), Análise Estrutural, Grupo Cuiabá.

1. INTRODUÇÃO

Com o avanço rápido das tecnologias, em todas as áreas se fez necessária uma adaptação nas técnicas e padrões de trabalho antes estabelecidos, por isso, a integração de novas tecnologias para o estudo geológico não só é importante para acompanhar os avanços das outras áreas, como para refinar as técnicas e resultados em laboratório e em atividades de campo.

Assim, o uso de Aeronaves Remotamente Pilotadas (RPA's) tornou cada vez mais frequente para aplicações variadas no ramo das geociências, como planimetria, análise ambiental remota, mapeamento geológico, análise estrutural, entre outras. Além disso, o uso dessa tecnologia também permitiu o aperfeiçoamento da análise visual por meio da elaboração de modelos estáticos tridimensionais, construídos a partir de fotografias de alta resolução. Aliando essa capacidade à mobilidade dos RPA's, é possível elaborar Modelos Digitais de Afloramento (MDA's), que permitem a observação e análise de feições geológicas em diferentes escalas e perspectivas.

Com o auxílio dessas ferramentas, associados aos dados obtidos em campo, torna-se viável a construção de afloramentos digitais em alta resolução. Esses modelos proporcionam um nível elevado de detalhamento, permitindo a visualização tanto de feições ao nível do solo quanto de estruturas mais amplas, que seriam inacessíveis ou difíceis de observar sem o suporte de uma perspectiva aérea.

2. MATERIAIS E MÉTODOS

Para a execução bem-sucedida de um trabalho relacionado a captação de imagens, se faz necessária a elaboração detalhada de um plano de voo que contemple a área a ser imageada, implementando no software de navegação do drone utilizado, DJI Mavic 3 Enterprise. Esse equipamento possui uma câmera grande angular de 20 MP; a lente tem uma distância focal equivalente a 162mm, 12MP, com zoom hibrido de 56x; o drone pode capturar imagens em intervalos de até 0,7 segundos; e um obturador mecânico operante em velocidades de até 1/2000s, que evita distorções de movimento e permite uma coleta rápida de imagens para modelagem 3D, análise de terreno e monitoramento geomorfológico.

A programação de voo para esse modelo de RPA foi feita a partir do software nativo DJI Pilot 2, capaz de traçar um plano de voo em linha, ou para cobrir o perímetro. Essa programação foi feita pelo controle remoto portátil CR Pro DJI (Enterprise). A altura e distância mínima do objeto também foi programada em 20 metros, a fim de evitar colisões e maximizar a área de cobertura. A sobreposição de imagens ideal para a elaboração de um mosaico detalhado em alta definição é de 70%-80% em sobreposição frontal, e 60%-70% em sobreposição lateral. Essa área de imageamento pode se estender por 2km², com autonomia para 45 minutos de voo contínuo, o que permitiu a obtenção eficiente de dados em campo.

A estratégia aplicada para o imageamento foi o voo em "grade dupla" ou "crosshatch", onde o drone voa sobre a área em um padrão de grade e depois repete o voo em um padrão perpendicular (90°) para capturar detalhes e reduzir oclusões (Figura 1). Em alguns casos o voo manual se faz mais eficiente, pela agilidade na aquisição, apesar de ter autonomia reduzida. Manualmente as fotos em perspectiva podem ser retiradas em distâncias próximas e variáveis do alvo, de modo a construir um mosaico com elevado índice de sobreposição de imagens.

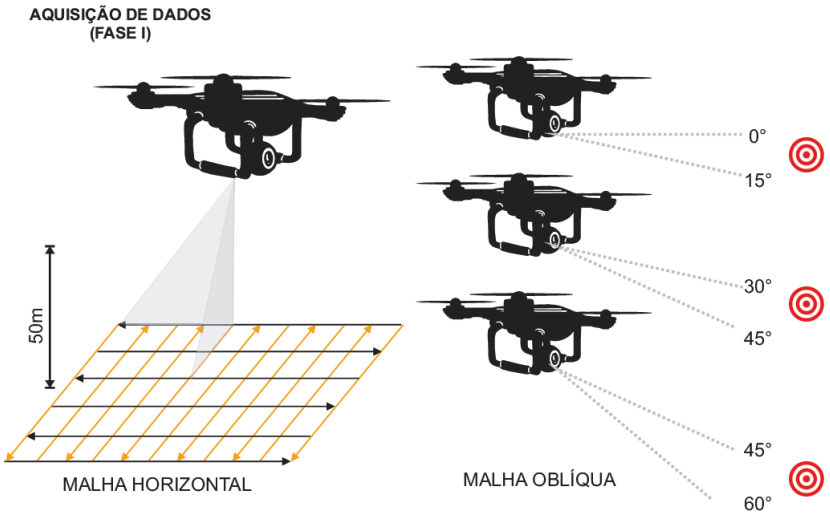


Figura 1. Esquema de aquisição de dados com RPA em “crosshatch”, unindo ortofotos e fotos oblíquas em uma variedade de ângulos para reduzir oclusões e distorções. Fonte: Baldim et al., (2024)

Com o banco de dados adquirido em campo de 359 imagens, o processamento se iniciou por meio do software Agisoft Metashape Professional, que permite o processamento de vários tipos de imagens (aéreas nadir e oblíquas, de curto alcance e satelitais), até a auto-calibração de câmeras (incluindo olho de peixe, esféricas e cilíndricas) e o suporte a projetos multicâmera (AGISOFT LLC, 2025). O software alinhou as fotografias identificando pontos comuns em múltiplas imagens. Este processo resulta na criação de uma nuvem de pontos esparsa, que serve como uma

representação 3D preliminar da cena. A fim de otimização do modelo, foi feita uma limpeza manual preliminar, de pontos discrepantes, reduzindo a área de trabalho.

Para refinar a nuvem de pontos esparsa e otimizar os modelos de câmera, o Agisoft Metashape Professional emprega filtros de seleção gradual. Estes filtros são cruciais para remover pontos de amarração de baixa qualidade. Com isso, foi realizada uma limpeza automática, para otimizar o modelo e retirar pontos redundantes da nuvem, onde com uso de filtros de reconstrução de incerteza, reprojeção de erro e projeção de acurácia, um conjunto de informações mais limpo, foi gerado.

A capacidade robusta de um programa como o Agisoft Metashape Professional foi necessária devido ao volume de dados, e resolução das imagens, que após serem dispostas na nuvem de pontos, o próprio software, com suas ferramentas automáticas de texturização, geraram um modelo 3D texturizado, detalhado a partir das imagens retiradas em campo.

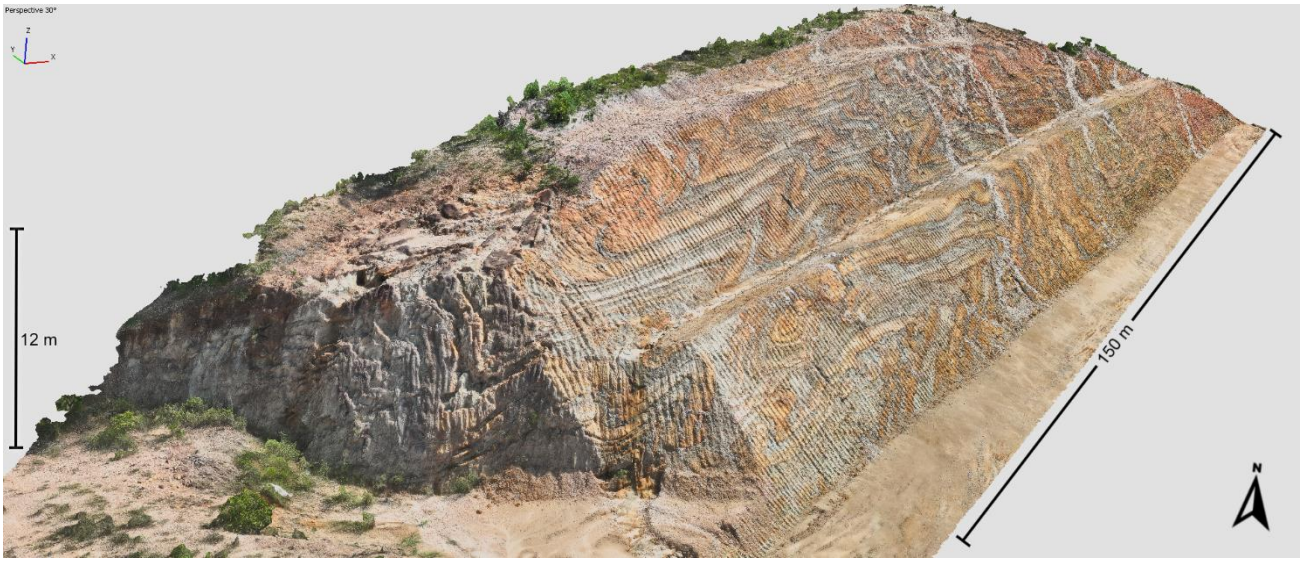


Figura 2. Modelo digital de afloramento texturizado com as estruturas em alta definição; corte demonstra a arquitetura geral da rocha; nas laterais estão diversas fases de deformação; e ao fundo estão veios de quartzo. Software: Agisoft Metashape Professional. Fonte: Autor.

Com o modelo texturizado, foi feita a caracterização litológica e estrutural das rochas metassedimentares do Grupo Cuiabá que afloram na área alvo para o estudo, nesta etapa foram descritas as características físicas e texturais das rochas, bem como as medições de todas as estruturas geológicas com uso de bússolas do tipo Clar, onde permitem a medição de direção (strike) e mergulho (dip) em uma única etapa.

Essas medidas foram obtidas em campo no formato mergulho/azimute (80º/120º por exemplo), sobre a foliação, flancos de dobras, zonas de charneira, veios e cisalhamento das rochas do Grupo Cuiabá. Para a realização das medidas a tampa da bússola é apoiada e orientada sobre a superfície, a bússola deve ser nivelada horizontalmente usando o nível de bolha incorporado, a agulha deve ser liberada, e após a estabilização sua posição é registrada, assim medindo o azimute, e a partir do ângulo em que a tampa permaneceu, se obtêm o mergulho.

3. RESULTADOS

Com os voos realizados e as ortofotos e fotos oblíquas obtidas, foi gerado um banco de dados robusto, composto por centenas de fotografias, formando um mosaico de ótima resolução. Com isso aplicado no software Agisoft Metashape Professional, um modelo em três dimensões, onde as feições estruturais são nítidas, proporcionando um material de apoio no estudo geológico-

estrutural das rochas associadas no Grupo Cuiabá. O modelo 3D gerado na etapa inicial foi utilizado para elaboração de um estudo das feições estruturais e identificação dos locais ideias para se realizar a coleta medidas em campo. Os dados de campo foram plotados e analisados em estereogramas de Schmidt e diagramas de Roseta com o auxílio do software Rocscience Dips (Figura 3).

Dessa forma, foi possível identificar as seguintes estruturas e feições geológicas: a-) Foliação, b-) Lineação de charneira, c-) Veios e d-) Lentes de quartzo. Além disso, foram realizadas medidas estruturais baseadas no modelo 3D elaborado anteriormente, e obtidas por meio do software de modelagem geológica Leapfrog Energy. Nessa fase, as medidas estruturais foram realizadas mediante a interpretação do modelo tridimensional, onde estruturas como foliação, plano axial de dobra, veios de quartzo e falhas foram identificadas e projetadas. Os dados também foram plotados e analisados com o auxílio do software Rocscience Dips.

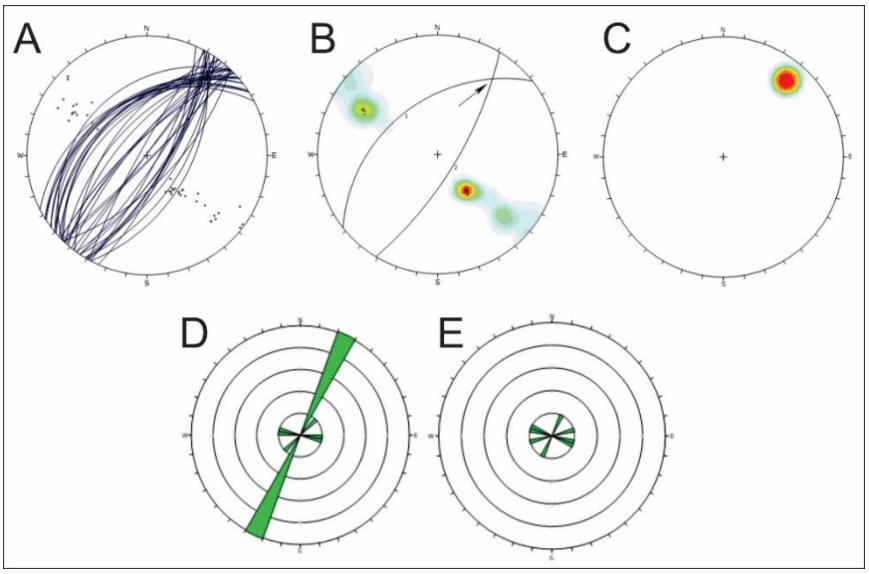


Figura 3. Dados e análise estrutural: (A) Plotes com polos e planos de foliações medidas (n=40); (B) Análise com isolinhas de frequência e densidade, seta indica eixo de charneira; (C) Medidas de eixos de charneira, n=4; (D) Veios e (E) Lentes de quartzo. Fonte: Autor.

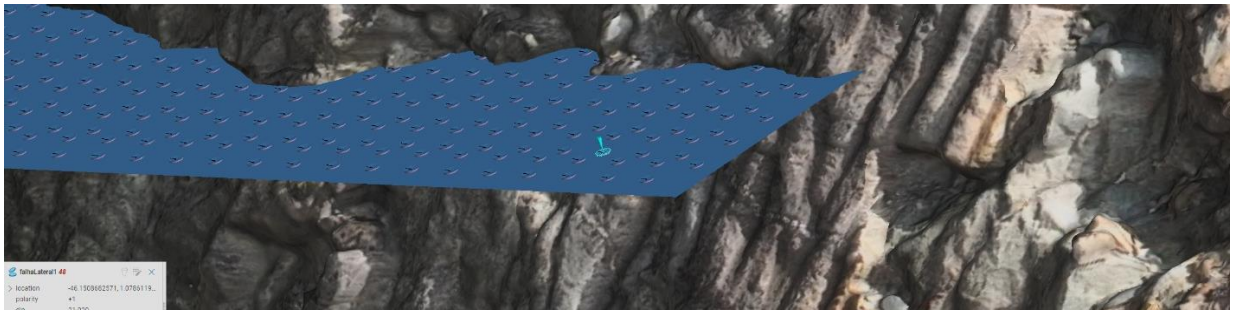


Figura 4. Plano traçado em uma falha; Ponto destacado representa a atitude, fornecendo as informações estruturais pelo modelo 3D; aqui se compara as medidas de campo às calculadas no modelo. Software: Leapfrog Energy. Fonte: Autor.

4. DISCUSSÕES

modelos como recurso tecnológico para estudos de geologia estrutural se mostr ıta poderosa, sobretudo no que diz respeito à possibilidade de interpretação de estruturas em locais de difícil acesso. Isso unido a visualização estereoscópica ajuda a mapear estruturas, a partir de sobreposições por dados SIG, dados geofísicos e espectrométricos.

Além de sua relevância em pesquisas acadêmicas e exploração mineral, a aplicação de modelos tridimensionais se estende a áreas estratégicas como a avaliação de riscos geológicos e o planejamento em construção civil. Esses produtos digitais oferecem suporte ao planejamento de obras em terrenos acidentados, ao monitoramento da estabilidade de taludes e ao dimensionamento de fundações, servindo como ferramenta complementar de análise e prevenção de acidentes em ambientes de maior vulnerabilidade.

Entretanto, ao longo do desenvolvimento do modelo, alguns obstáculos podem surgir, muitas vezes relacionados à qualidade textural e geométrica. Fatores como condições atmosféricas, posição solar, ângulo inadequado de captação, rugosidade e morfologia natural do afloramento, podem comprometer a nitidez das imagens e a correta reconstrução tridimensional.

5. CONCLUSÕES

O uso combinado dados de campo e análise de modelos tridimensionais se mostra como uma robusta técnica para análise-estrutural, sobretudo em locais com boa exposição e ainda mais em locais de difícil acesso. Contudo, é preciso mencionar que apenas unindo o estudo remoto aos dados medidos em campo, que o estudo pode ser validado com maior garantia.

Agradecimentos

Financiador: Petróleo Brasileiro SA (005.00124859.23.9); Seequent - Leapfrog Geo; Universidade Federal de Mato Grosso e Pró-Reitoria de Pesquisa (Propesq-UFMT).

REFERÊNCIAS

AGISOFT LLC. Agisoft Metashape Professional User Manual. Versão 2.2. Agisoft, 2025. Disponível em: https://www.agisoft.com/pdf/metashape-pro_2_2_en.pdf.

BALDIM, M. R.; ROSETTI, L. M. M.; ROBERTO, B. S.; ARAÚJO, I. J. F.; MARINS, G. M. Modelos digitais de afloramento em unidades do Grupo Serra Geral: da aquisição dos dados ao modelo 3D. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 51., 2024, Belo Horizonte. Sociedade Brasileira de Geologia, 2024. Pôster.

COSTA, B. S.; SILVA, C. H.; COSTA, A. C. D. Structural characterization of the internal domain of Paraguai Belt, in the Cangas region, south central portion of Mato Grosso, Brazil. Brazilian Journal of Geology, São Paulo, v. 45, n. 1, p. 32-44, 2015.

LISLE, R. J.; LEYSHON, P. R. Stereographic Projection Techniques for Geologists and Civil Engineers. 2. ed. Cambridge: Cambridge University Press, 2004.

SEEQUENT. Leapfrog Geo User Manual. Versão 5.0. Seequent, 2019. Disponível em: https://help.seequent.com/Geo/5.0/en-GB/LeapfrogGeoUserManual.pdf.

SILVA, W. G.; BORGES, C. L. A.; GARCIA, P. M. P.; VASCONCELOS, B. R. Geologia e Mineralização dos Depósitos Auríferos Adão Roduí e Jonas Gimenez no Lineamento Cangas-Poconé, Faixa Paraguai, Centro-Sul do Estado de Mato Grosso. Anuário do Instituto de Geociências, Rio de Janeiro, BR., v. 43, n. 4, p. 97_110, 2020.

TOKASHIKI, C. C.; SAES, G. S. Revisão estratigráfica e faciologia do Grupo Cuiabá no alinhamento Cangas-Poconé, baixada Cuiabana, Mato Grosso. Revista Brasileira de Geociências, São Paulo, v. 38, n. 4, p. 661-675, 2008.

VASCONCELOS, B. R.; RUIZ, A. S.; MATOS, J. B. D. (2015). Polyphase deformation and metamorphism of the Cuiabá group in the Poconé region (MT), Paraguay Fold and Thrust Belt: kinematic and tectonic implications. *Brazilian Journal of Geology*, *45*(1), 51-63.

Mapeamento da favorabilidade para a prospecção aurífera na Baixada Cuiabana: O uso de técnicas de *Machine Learning*

Genzini, G.[1], Fachin, S.Jr.S.[2]

[1]Programa de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal de Mato Grosso, Cuiabá-MT, Brasil.
[2]Faculdade de Geociências, Universidade Federal de Mato Grosso, Cuiabá-MT, Brasil.
genzini00@gmail.com; sergio.fachin@ufmt.br

Resumo: O presente trabalho tem como objetivo realizar o mapeamento da favorabilidade para a prospecção aurífera no contexto geológico da Baixada Cuiabana, Mato Grosso, Brasil, por meio da aplicação de técnicas de aprendizado de máquina (*Machine Learning*). A área estudada está inserida na Zona Interna da Faixa Paraguai, e apresenta expressiva concentração histórica de mineralizações auríferas do tipo orogênico. Para isto foram integrados dados geológicos, aeromagnéticos, aerogamaespectrométricos e informações sobre empreendimentos minerários em atividade na região. A modelagem preditiva foi conduzida com os algoritmos *Random Forest* (RF), Máquinas de Vetores de Suporte (SVM) e Redes Neurais Artificiais (RNA). A validação dos modelos utilizou a métrica AUC, e a interpretação dos fatores de importância foi realizada por meio da técnica SHAP (*Shapley Additive Explanations)*. Verificou-se elevada correlação entre as anomalias radiométricas e as mineralizações auríferas conhecidas, bem como correlação de moderada a alta com os dados magnéticos. A aplicação da abordagem *Data-driven* demonstra potencial para otimizar estratégias de pesquisa mineral, contribuindo para a seleção de áreas-alvo e redução dos custos exploratórios. Este estudo reforça a relevância de técnicas de *Machine Learning* no mapeamento de áreas prospectivas para ouro.

Palavras-chave: Ouro, *Machine Learning*, aerogeofísica, modelagem preditiva, Baixada Cuiabana

1. INTRODUÇÃO

Este estudo abrange parte da Baixada Cuiabana, localizada no centro-sul de Mato Grosso, região que se destaca historicamente pela intensa atividade de prospecção de ouro desde o período colonial (GARCIA, 2022). Inserida na Zona interna da Faixa Paraguai, a área abriga depósitos de ouro do tipo orogênico, controlados por estruturas regionais orientadas predominantemente no sentido NE-SW e, localmente, por veios de quartzo classificados em três tipos: o tipo V1, subparalelo à foliação principal (Sn); o tipo V2, subparalelo à foliação Sn+1 — ambos com direção NE-SW — e o tipo V3, orientado ortogonalmente à foliação principal e aos anteriores, com direção NW-SE, sendo este último responsável pelos maiores teores auríferos (Silva et al., 2002; Batalha et al., 2019).

Apesar da relevância econômica, grande parte da lavra ocorre por métodos garimpeiros, baseados em práticas exploratórias limitadas e desatualizadas. A ausência de dados sistematizados distorce a percepção do real potencial mineral da região, comprometendo estratégias de pesquisa e a formulação de políticas públicas. Nesse contexto, a aplicação de técnicas de aprendizado de máquina, integrando informações geológicas e geofísicas, surge como ferramenta inovadora para a delimitação de áreas com maior favorabilidade mineral.

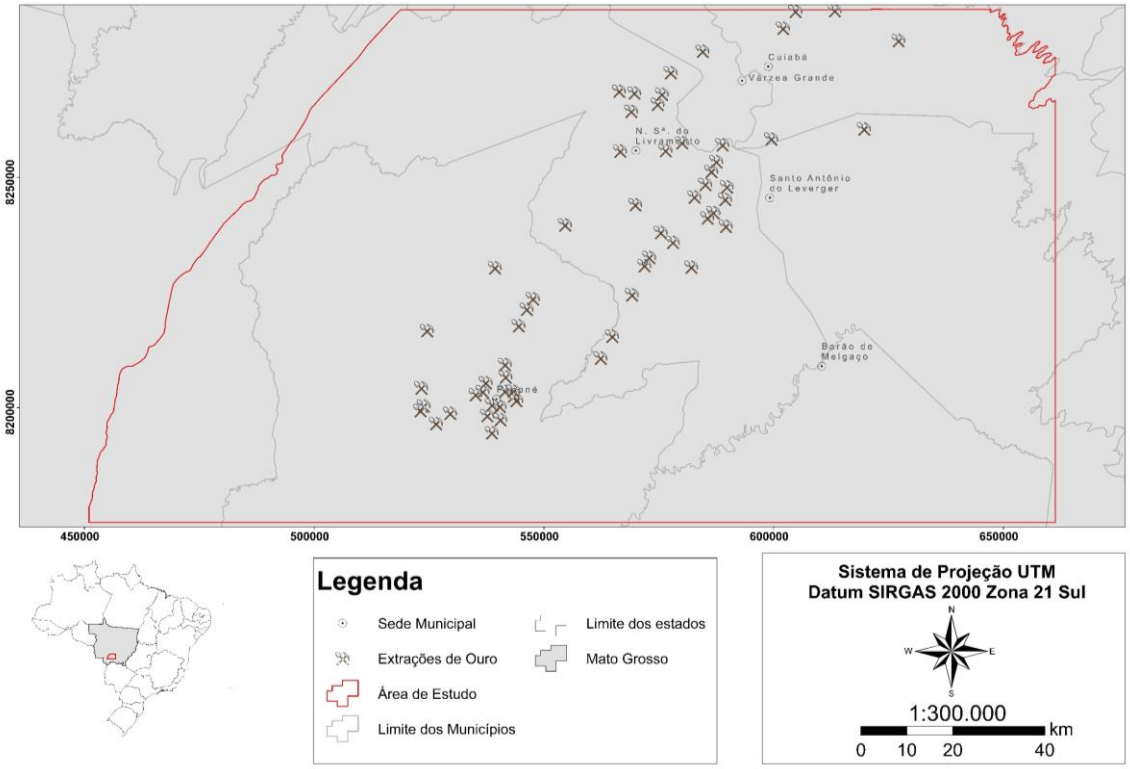


Figura 1 Mapa de Localização.

2. MATERIAIS E MÉTODOS

Os dados deste estudo foram obtidos junto ao Serviço Geológico do Brasil (SGB/CPRM), a partir da base geológica e do projeto aerogeofísico Cuiabá–1124; ao Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE) e ao Instituto de Terras de Mato Grosso (INTERMAT), com dados cartográficos; à Secretaria de Estado de Meio Ambiente de Mato Grosso (SEMA/MT), referente às minerações licenciadas; à Secretaria de Planejamento e Assuntos Econômicos de Mato Grosso (SEPLAN/MT), com informações sobre licenças de operação e planejamento de novas; e ao Sistema de Informações Geográficas da Mineração (SIGMINE/ANM), para verificação de processos minerários regularizados. Complementarmente, realizou-se a vetorização das frentes de lavra na área de estudo a partir de imagens de satélite Planet (resolução de 3,125 m), adquiridas em janeiro de 2025.

O processamento de dados aerogeofísicos seguiu metodologias consolidadas. Para conjunto de dados aeromagnetométricos, foram aplicadas técnicas de filtragem destinadas à remoção de ruídos e ao realce de anomalias, com o objetivo de facilitar a visualização e a interpretação das feições magnéticas. Os filtros empregados incluíram redução ao polo, filtro cosseno direcional, filtros de continuação para cima, Amplitude do Sinal Analítico (ASA), Gradiente Horizontal Total (GHT), Inclinação do Sinal Analítico (ISA) e Inclinação do Sinal Analítico do Gradiente Horizontal Total (ISA-GHT).

No processamento dos dados aerogamaespectrométricos, foram realizadas correções de valores negativos (ruídos) em todos os canais, eliminando percentuais ou valores incompatíveis com os teores médios esperados na crosta terrestre (Iocca; Fachin, 2019). Após as correções, foram elaborados mapas de Contagem Total, Potássio (K), Tório (Th), Urânio (U), Composição Ternária (K-Th-U), Potássio e Urânio Anômalo, Fator F e Relação Th/K.

A modelagem preditiva foi conduzida com técnicas de aprendizado de máquina (*Machine Learning*) baseadas em abordagem *Data-driven*, escolhida em função da expressiva quantidade de áreas de minerações e garimpos identificados na região que serviram como pontos de treinamento.

Os algoritmos aplicados foram *Random Forest* (RF), Máquinas de Vetores de Suporte (SVM) e Redes Neurais Artificiais (RNA), selecionados por sua comprovada eficácia em problemas de classificação e regressão em estudos geológicos (Hastie et al., 2009).

Os pontos de treinamento foram organizados em dois bancos de dados distintos. O primeiro foi composto exclusivamente pelos registros de Licença de Operação (LO) emitidas pela SEMA/MT e corrigidos para incidirem diretamente sobre as áreas de lavra, totalizando 60 pontos de operações de lavra dentro da área de estudo. O segundo banco de dados foi criado a partir da vetorização das áreas de lavra identificadas mediante a análise de imagens do satélite Planet, que possibilitaram detectar lavras não licenciadas. Essa vetorização resultou em polígonos distintos, dos quais foram extraídos pontos em malha regular, com espaçamento mínimo de 500 metros, gerando 176 pontos de treinamento adicionais.

A validação dos modelos foi realizada por meio da análise das curvas *Receiver Operating Characteristic (ROC)* e da área sob a curva (*Area Under the Curve - AUC*), além da avaliação dos valores SHAP *(Shapley Additive Explanations*), que possibilitam compreender a contribuição de cada variável para as predições dos modelos (Chen; Wu, 2015). As predições dos algoritmos foram integradas em ambiente SIG, gerando três mapas de favorabilidade para cada banco de dados, totalizando seis mapas. Ao final, foi realizada a média entre todos os resultados, originando um mapa de favorabilidade final consolidado.

3. RESULTADOS

Os mapas de evidências (Figura 2) foram selecionados a partir dos dados disponíveis e da gênese do minério, classificado como depósito de ouro orogênico. Assim, priorizaram-se aqueles de maior relevância para esse tipo de mineralização.

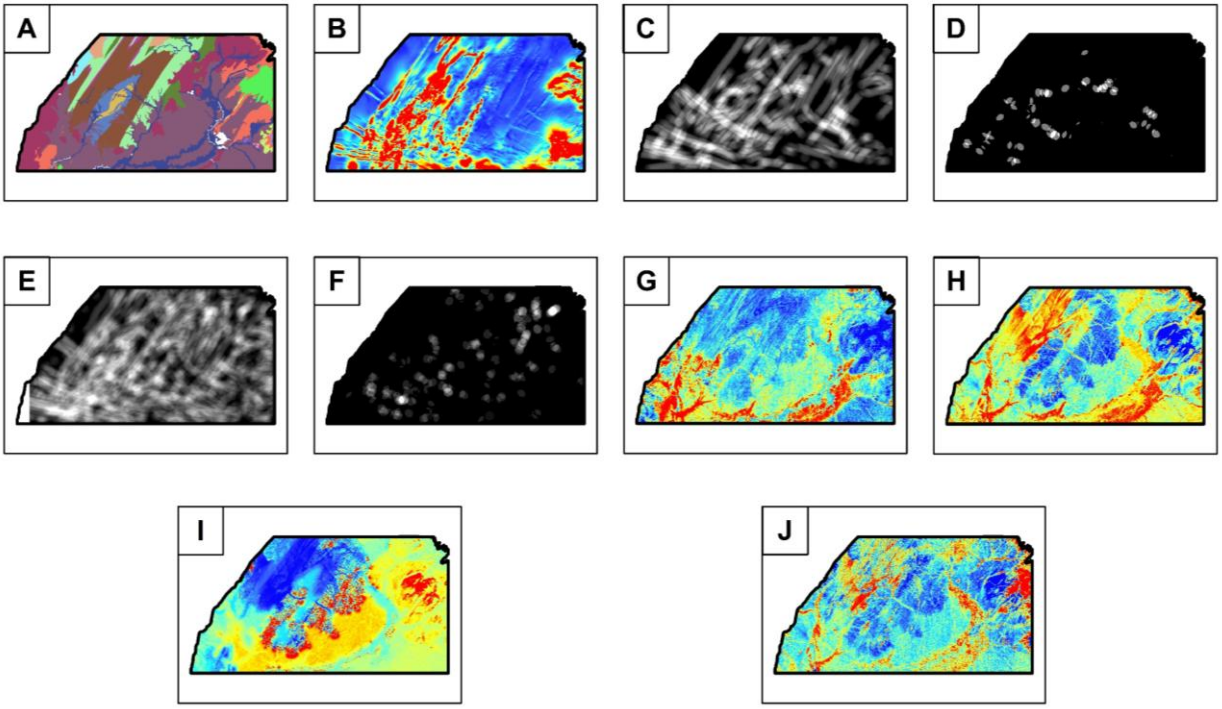


Figura 2 Mapas de Evidência Utilizados (A) Mapa geológico (CPRM, 1:1.000.000); (B) Amplitude do Sinal Analítico (ASA); (C) Intensidade de lineamentos extraídos do ISA; (D) Intensidade de intersecções de lineamentos do ISA; (E) Intensidade de lineamentos do ISA-GHT; (F) Intensidade de intersecções de lineamentos do do ISA-GHT; (G) Urânio anômalo (Ud); (H) Potássio anômalo (Kd); (I) Relação Tório/Potássio (Th/K); e (J) Fator F.

Os modelos gerados apresentaram resultados satisfatórios, com valores de AUC variando entre 0,886 e 0,926, evidenciando adequada capacidade de generalização na identificação de áreas favoráveis à ocorrência de mineralizações auríferas, a partir dos dados oficiais de lavra disponibilizados pela SEMA/MT.

De modo geral, as predições obtidas com o banco de dados construído pela vetorização das áreas de lavra identificadas em imagens de satélite apresentaram desempenho superior ao banco oficial, especialmente nos indicadores de AUC e precisão, sugerindo maior capacidade discriminativa e eficácia na delimitação dos alvos prospectivos.

O mapeamento da favorabilidade (Figura 3) para a área de estudo foi obtido a partir da média simples de todos os mapas gerados pelos diferentes algoritmos e bancos de dados utilizados na modelagem preditiva.

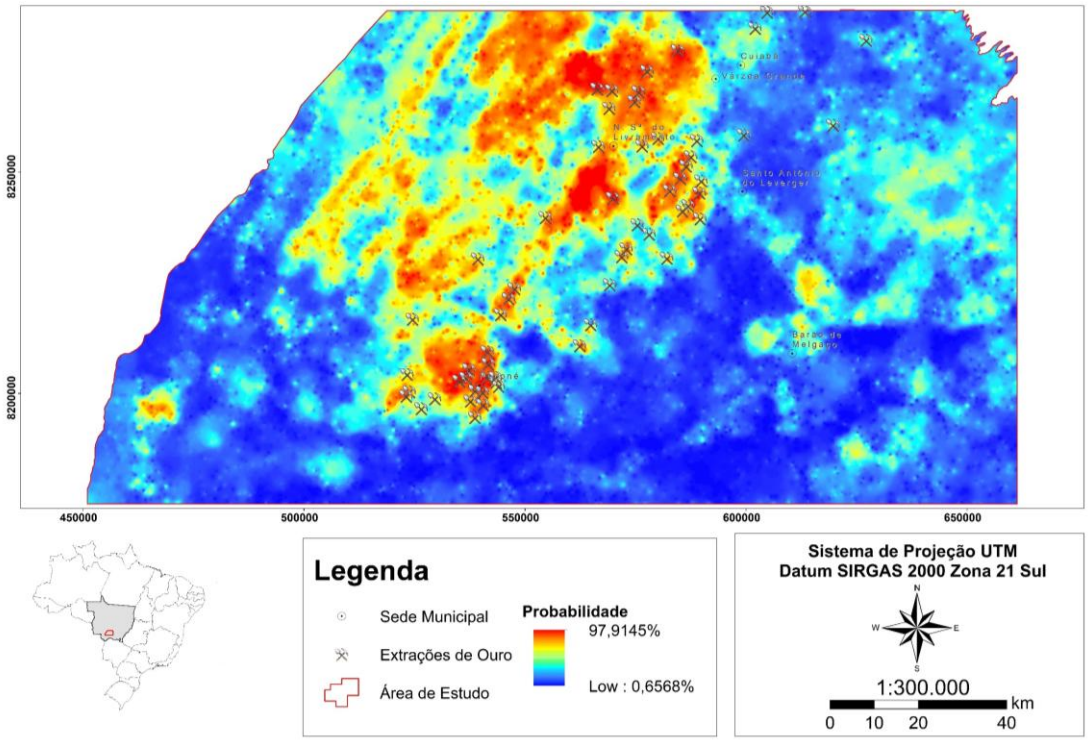


Figura 3 Mapa de Favorabilidade.

4. DISCUSSÕES

Os modelos baseados no banco de dados vetorizado apresentaram desempenho superior, com valores de AUC atingindo até 0,93, o que demonstra a elevada capacidade discriminativa das técnicas de *machine learning*. Destaca-se que, mesmo os menores valores de AUC observados situaram-se acima do limiar considerado adequado, confirmando a eficácia dos modelos gerados. Além disso, aproximadamente 85% das ocorrências auríferas (dados SEMA/MT) conhecidas situam-se em áreas com probabilidade superior a 60% de favorabilidade, reforçando a aderência espacial entre as predições e os alvos reais de mineralização.

Esse desempenho é particularmente relevante em uma região geologicamente complexa como a Baixada Cuiabana, onde abordagens convencionais de mapeamento prospectivo muitas vezes não capturam a heterogeneidade dos dados. A aplicação de algoritmos como Random Forest, SVM e Redes Neurais demonstrou robustez na modelagem de padrões não lineares e multifatoriais, ampliando significativamente a capacidade de previsão quando comparada a métodos tradicionais.

A análise dos valores SHAP permitiu quantificar a importância relativa das variáveis de entrada, destacando a forte influência dos dados radiométricos, seguidos por atributos estruturais derivados do campo magnético. Essa interpretação permite associar diretamente os preditores mais relevantes aos processos geológicos responsáveis pela concentração de ouro na região.

Portanto, os resultados validam a abordagem *Data-driven* como ferramenta eficiente para suporte à pesquisa mineral, contribuindo para a otimização de recursos e a priorização de áreas-alvo em campanhas de prospecção.

5. CONCLUSÕES

De modo geral, os resultados obtidos a partir do banco de dados construído por vetorização de áreas de lavra identificadas em imagens de satélite apresentaram desempenho superior em relação ao banco oficial, especialmente nas métricas de AUC e precisão, indicando maior capacidade discriminativa e eficácia na delimitação de áreas potencialmente mineralizadas.

O mapeamento preditivo desenvolvido evidencia o potencial das técnicas de aprendizado de máquina na identificação de áreas favoráveis à mineralização aurífera na Baixada Cuiabana. Os resultados podem subsidiar decisões estratégicas, orientar políticas públicas e contribuir para a redução de impactos ambientais decorrentes da lavra desordenada. E por final, estes resultados reforçam a importância da modernização das metodologias em pesquisa mineral, integrando dados geocientíficos multivariados com abordagens computacionais, como técnicas de *Machine Learning*.

Agradecimentos

Agradeço à minha família pelo apoio incondicional e a todos aqueles que contribuem para o desenvolvimento e a vitalidade da economia mineral do Brasil. Agradeço ao Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal de Mato Grosso (PPGEC/UFMT) e ao Laboratório de Geofísica da Faculdade de Geociências (FAGEO/UFMT) pelo uso da licença acadêmica do software Oasis montaj e pelo apoio institucional. O presente trabalho foi realizado com apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - Brasil (CAPES) – Código de Financiamento 001.

REFERÊNCIAS

Batalha, R.S., Barboza, E.S., Humberto, C., Tokashiki, C.C., Pinho, F.E.C., Geraldes, M.C. (2019). Lithostratigraphic control of the Cangas-Poconé lineament auriferous deposits (Paraguay Belt): implications for regional exploration. *Journal of Sedimentary Environments*, 4(4), 501–517.

Chen, Y., Wu, W. (2015). A prospecting cost-benefit strategy for mineral potential mapping based on ROC curve analysis. *Ore Geology Reviews*, 74, 26–38. https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2015.11.011

Garcia, P.M.P., Bonfim, C.S. (2022). A mineração e os limites geográficos na colonização de Cuiabá e Mato Grosso. *Terræ Didatica*, 18(Publ. Contínua), 1–16. https://doi.org/10.20396/td.v18i00.8670731

Hastie, T., Tibshirani, R., Friedman, J. (2009). *The elements of statistical learning: data mining, inference, and prediction*. 2nd ed. New York: Springer.

Iocca, R.S., Fachin, J.S. (2019). Aeromagnetometria e aerogamaespectrometria aplicada ao estudo lito-estrutural do Grupo Cuiabá. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal de Mato Grosso, Cuiabá, Brasil.

Silva, C.H., Simões, L.S.A., Ruiz, A.S. (2002). Caracterização estrutural dos veios de quartzo auríferos da região de Cuiabá (MT). *Revista Brasileira de Geociências*, 32, 407–418.

Modelagem 3D do Complexo Máfico-ultramáfico Americano do Brasil

Veloso, V.M.[1], Vidotti, R.M.[2], Schutesky, M.E.[3]

Universidade de Brasília, Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geologia, Brasília-DF, Brasil,
[1]victor.vmv@hotmail.com; [2]roberta@unb.br; [3]maria_emilia@unb.br

Resumo: O complexo máfico-ultramáfico Americano do Brasil (ABC) faz parte de um conjunto de intrusões do Neoproterozóico inseridas na Faixa Brasília, mais especificamente no domínio do Arco Magmático de Arenópolis. Essa região possui papel destacado no contexto geológico da Faixa Brasília, notadamente reconhecida por sua expressiva concentração de depósitos minerais e por sua complexa evolução geodinâmica. Apesar dos estudos existentes, ainda persistem lacunas significativas quanto à compreensão integral de sua gênese, geometria interna e potencial econômico. Para uma exploração eficiente desses recursos, é indispensável a adoção de uma abordagem metodológica integrada, que combine de forma articulada dados geofísicos, geoquímicos e geológicos. O objetivo principal foi a investigação aprofundada do ABC, com ênfase na aplicação de métodos geofísicos avançados, especialmente voltados à modelagem 3D e à caracterização da geometria dos depósitos minerais associados. A partir da análise de dados aeromagnéticos, foi identificada a anomalia magnética representativa do complexo, com posterior delimitação do quadrante de interesse. A conexão entre os corpos em subsuperfície indica a possibilidade de diferenciação magmática em uma câmara única, de dimensões superiores às previamente descritas para ABC. Essa configuração eleva a probabilidade de que processos metalogenéticos tenham atuado na geração de mineralizações ortomagmáticas no complexo.

Palavras-chave: modelagem 3D, susceptibilidade magnética, complexos máfico-ultramáficos, depósitos minerais, intrusões neoproterozóicas

1. INTRODUÇÃO

O Complexo Americano do Brasil (ABC), localizado no Brasil Central, está associado a intrusões máficas e máfico-ultramáficas neoproterozóicas interpretadas como sinorogênicas com idade de 626 ± 8 Ma, situando-se na borda leste do Arco Magmático de Goiás (Figura 1), no interior da Faixa Brasília (Laux et al., 2005). Essas intrusões ocorrem no segmento sul do Arco e têm sido vinculadas ao segundo evento magmático do Arco de Arenópolis, no contexto da Orogênese Brasiliana. No entanto, aspectos relacionados à origem e à colocação desses corpos máficos ainda permanecem pouco compreendidos (Augustin e Della Giustina, 2019).

A porção norte do corpo é composta predominantemente por cumulados ultramáficos ricos em olivina e olivina-piroxênio, enquanto a porção sul apresenta litologias mais evoluídas, dominadas por cumulados de piroxênio e piroxênio-plagioclásio. Texturas ígneas primárias são preservadas, embora haja evidente superposição metamórfica, marcada por geração de subgrãos, deformações por macla, reações do tipo corona e recristalizações, com substituição parcial ou total da mineralogia original por fases hidratadas, como anfibólios, serpentina e clorita. Diques de diorito pegmatítico e dolerito cortam o corpo, sendo mais frequentes e volumosos na região sul (Augustin et al., 2022).

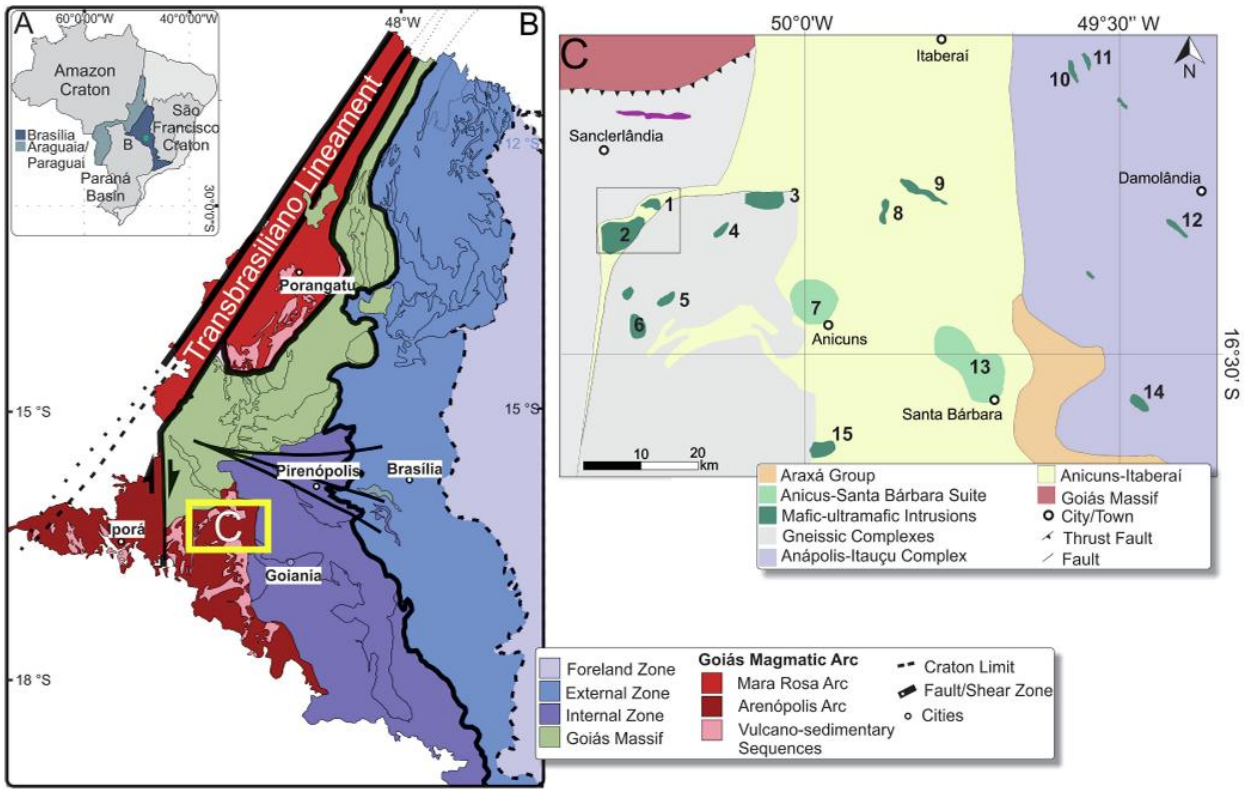


Figura 1. (A) Extensão da Faixa Brasília no território brasileiro. (B) Mapa geológico esquemático da Faixa Brasília, com diferenciação das zonas tectônicas por cores — o Arco Magmático de Goiás é destacado em vermelho escuro. (C) Mapa geológico simplificado da área delimitada em B. Extraído de Augustin et al. (2022).

A extração de sulfetos de Ni-Cu na intrusão do ABC teve início em 2006, o que renovou o interesse acadêmico nos processos magmáticos responsáveis pela formação desses depósitos (Silva et al., 2011). Para explorar de forma eficaz esses recursos é necessária uma abordagem integrada que combine dados geofísicos, geoquímicos e geológicos para caracterizar com precisão os corpos mineralizados e suas relações com as estruturas crustais regionais. O objetivo deste trabalho foi a investigação detalhada de ABC, com ênfase na aplicação de métodos geofísicos avançados para a modelagem 3D e caracterização da geometria dos depósitos minerais. A compreensão detalhada da gênese, distribuição e potencial econômico desses depósitos minerais é essencial não apenas para as Geociências, mas também para o desenvolvimento econômico e social da região.

2. MATERIAIS E MÉTODOS

A magnetometria é particularmente eficaz na prospecção de depósitos ricos em ferro e, indiretamente, em níquel e cobre, quando estes ocorrem associados a minerais máficos ou sulfetados com magnetita associada (Alves et al., 2022). As anomalias magnéticas, estão associadas à presença de minerais magnéticos e magnetização remanente nas rochas (Telford et al.,1990).

O método *Magnetization Vector Inversion* (MVI) permite a estimativa precisa dos vetores de magnetização de corpos localizados em subsuperfície. (Ellis et al., 2012).

A área de estudo é recoberta por dados aeromagnéticos de alta resolução adquiridos pelo Governo do Estado de Goiás e o Serviço Geológico do Brasil em 2004. Esses dados foram utilizados para gerar modelos 3D baseados em isosuperfícies de susceptibilidade magnética, permitindo a visualização e caracterização dos corpos. A magnetometria foi aplicada para interpretar as anomalias magnéticas e identificar corpos de interesse, enquanto a modelagem 3D foi usada para determinar a geometria e a conectividade dos corpos não aflorantes.

3. RESULTADOS

Os modelos 3D são compostos por formas baseadas em isosuperfícies, elas são definidas por diferentes cores em relação à diferentes valores de susceptibilidade magnética. A partir de *grids* foram gerados modelos 3D, evidenciando os corpos de ABC (Figura 2). Esses corpos já eram esperados, baseado nos estudos de Augustin et al. (2022), que os evidencia claramente através do mapa na Figura 1.

A interpretação das anomalias magnéticas revelou informações sobre o tamanho, a distribuição e a magnetização em profundidade, o que é essencial para conclusões geológicas e para o direcionamento de investigações futuras.

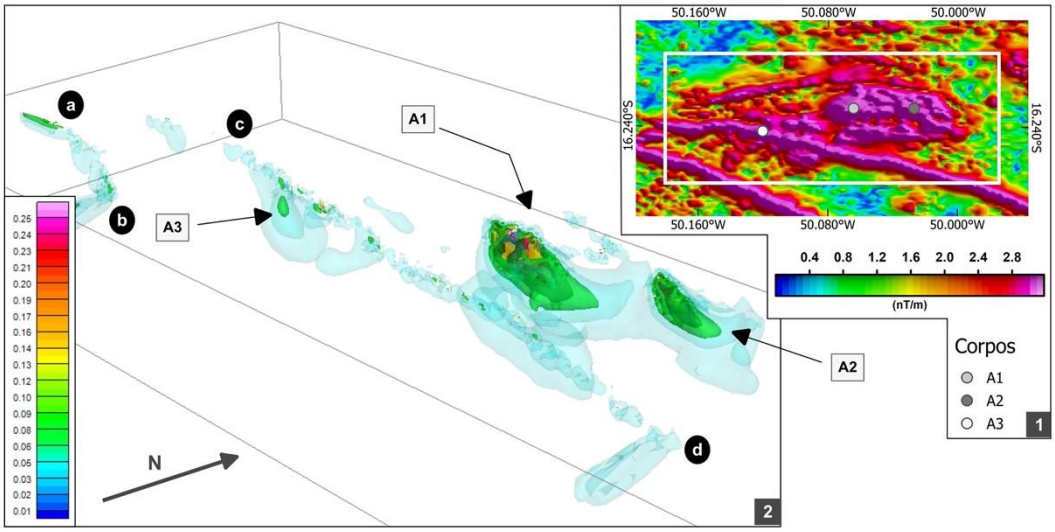


Figura 2. (1) Quadrante Complexo Americano do Brasil e (2) seu modelo 3D demonstrando os corpos A1, A2 e A3, e partes dos diques a-b e c-d. Todos os corpos definidos, área e volume, por suas isosuperfícies correspondentes à susceptibilidade magnética, definida em escala de cores.

Os modelos 3D de ABC (Figura 2) mostram três corpos, A1, A2 e A3, além de seguimentos dos diques a-b e c-d. Essas formas foram definidas a partir dos valores da susceptibilidade magnética em suas isosuperfícies, sendo considerados corpos todos os volumes com isosuperfícies a partir de 0,0671.

Duas formas lineares 3D aparecem na Figura 2, representando os diques a-b e c-d, porém, a única das formas lineares que se encaixou no padrão que foi adotado para definir corpos notáveis, foi a do dique c-d. O dique c-d apresenta um corpo achatado e aparentemente fragmentado, com isosuperfícies chegando a valores de susceptibilidade de até 0,157.

O corpo A3 está localizado a oeste de A1 e A2 (Figura 2), e está aproximadamente entre 560 m e -340 m, em relação ao nível do mar. Esse corpo, diferente dos outros dois a leste, é menos volumoso e tem apenas uma isosuperfície, com susceptibilidade magnética entre 0,0671 e 0,0895. Seu formato é ovalar pouco achatado, localizado logo abaixo do dique c-d.

A1 é um corpo com formato de meia circunferência achatada, posicionado verticalmente em relação à base, sentido leste-oeste. É o mais volumoso e com base mais profunda em relação ao nível do mar, chegando a -960 m, enquanto seu topo está por volta de 630 m. O corpo A2 aparenta formato praticamente igual ao de A1.

Na Figura 3 nota-se que ambos os corpos têm aumento da susceptibilidade de suas isosuperfícies conforme mais internas elas estão chegando até 0,2684 e 0,179, em A1 e A2, respectivamente. A base de A2 é menos profunda do que a de A1, 210 m em relação ao nível do mar, e seu topo está a 720 m, relativamente próximo ao topo de A1 (630 m).

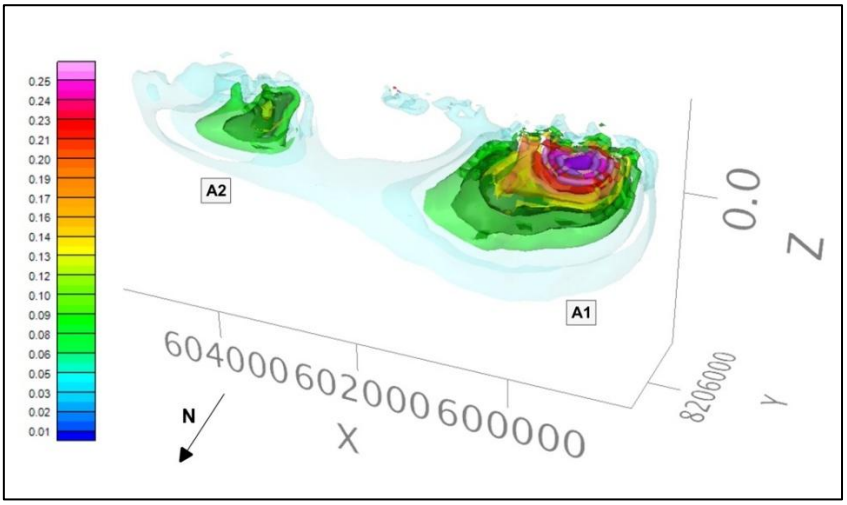


Figura 3. Parte do modelo Complexo Americano do Brasil (ABC) destacando os corpos A1 e A2 partidos no sentido leste-oeste, mostrando todas suas isosuperfícies de diferentes susceptibilidades magnéticas, em escala de cores. A1 de maior volume e com um interior de maior susceptibilidade do que A2.

3.1 Vetores 3D

Os vetores nos modelos 3D são resultado da associação entre a susceptibilidade magnética dos corpos e a orientação da magnetização deles. A escala de cores nos vetores serve como parâmetro para analisar a susceptibilidade daquele ponto na isosuperfície, tornando assim possível entender a que isosuperfície o vetor específico está se referindo. A grande vantagem dos vetores 3D é permitir uma análise mais precisa da relação entre corpos próximos, visualizando-os de um outro ponto de vista através do eixo Z (Lelièvre e Oldenburg, 2009).

Os principais corpos do modelo 3D do Complexo Americano do Brasil, A1, A2, A3, c-d e a-b (Figura 2), aparecem na Figura 4 com vetores bem definidos, de no mínimo 0,0671 de susceptibilidade. Nas isosuperfícies mais externas, com susceptibilidade entre 0,0671 e 0,134, os vetores de A1 e A2 tem orientações semelhantes, entre -5° e 66° em relação ao eixo Z, e azimutes entre 153° e 207° (Figura 4).

Os vetores das isosuperfícies de posição intermediária de A1, com susceptibilidade entre 0,134 e 0,179, tem inclinações que vão de -19° a 56°, e azimutes de 164° até 232°. O corpo A2 tem em seu interior vetores com orientações, e susceptibilidades, semelhantes aos vetores das sosuperfícies intermediárias de A1.

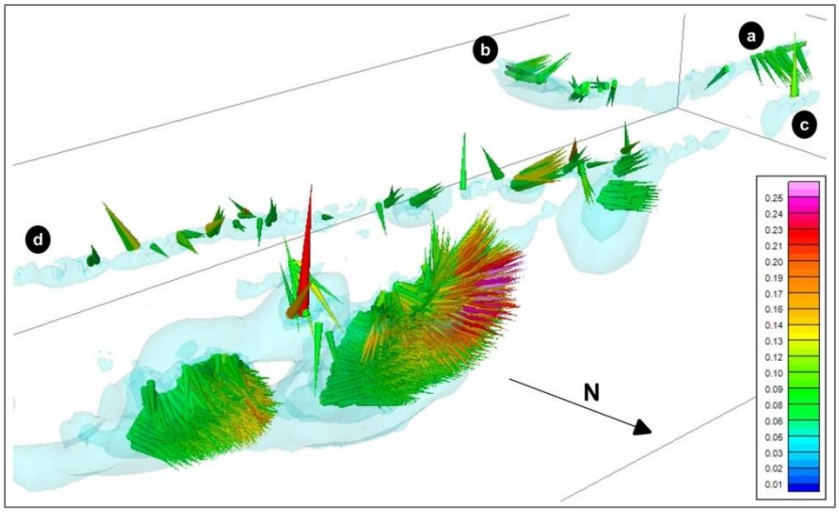


Figura 4. Modelo 3D do quadrante Complexo Americano do Brasil (Figura 2). Podem ser vistos os corpos. Todos os corpos com vetores correspondentes à direção da magnetização e susceptibilidade magnética, definida na escala de cores de suas isosuperfícies.

4. DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

Os resultados obtidos indicam uma possível conectividade subsuperficial entre os corpos A1 e A2, sugerindo uma câmara única de diferenciação magmática. A3 está claramente relacionado ao dique c-d, espacialmente e por sua isosuperfície de susceptibilidade magnética, porém seus vetores têm ligeira diferença angular. Essa configuração eleva a probabilidade de existirem outros domínios mineralizados e reforça a importância do ABC como alvo exploratório. A geometria mais extensa dos corpos, revelada pela modelagem 3D, tem implicações significativas para o entendimento geológico da região e para o desenvolvimento econômico da área.

REFERÊNCIAS

Alves, F. da M., da Silva, É. R., da Silva, A. B. (2022). *Atlas aerogeofísico do estado de Goiás: levantamentos geológicos e integração geológica regional*. Brasília: Serviço Geológico do Brasil.

Augustin, C. T. et al. (2022). Petrological and geochemical characteristics of the mafic–ultramafic Americano do Brasil Complex, central Brazil, and the implications for its genesis. *Ore Geology Reviews*, vol. 150. https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2022.105126

Augustin, C. T., Della Giustina, M. E. S. (2019). Geology and metamorphism of the neoproterozoic Mangabal Complex: An example of Ni-Cu-PGE mineralized intrusion in the Goiás Magmatic Arc, central Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 90, 504-519. https://doi.org/10.1016/j.jsames.2018.12.013

Ellis, R. G., de Wet, B., Macleod, I. N. (2012). Inversion of Magnetic Data from Remanent and Induced Sources. 22nd International Geophysical Conference and Exhibition, Brisbane, Australia. https://doi.org/10.1071/ASEG2012ab117

Lasa Engenharia e Prospecções S.A. (2004). *Levantamento aerogeofísico do Estado de Goiás – 1ª etapa (Arco magmático de Arenópolis)*. Relatório técnico, vol. 1. Brasília: Ministério de Minas e Energia.

Laux, J. H. et al. (2005). Two Neoproterozoic crustal accretion events in the Brasília belt, central Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 18(2), 183–198. https://doi.org/10.1016/j.jsames.2004.09.003

Lelièvre, P. G., Oldenburg, D. W. (2009). A 3D total magnetization inversion applicable when significant, complicated remanence is present. *Geophysics*, 74(3), L21-L30. https://doi.org/10.1190/1.3103249

Silva, J. M. et al. (2011). Geology, petrology and geochemistry of the “Americano do Brasil” layered intrusion, central Brazil, and its Ni–Cu sulfide deposits. *Mineralium Deposita*, 46, 57-90. https://doi.org/10.1007/s00126-010-0312-9

Telford, W. M., Sheriff, R. E., Geldart, L. P. *Applied Geophysics*. 2. ed., rev. Cambridge: Cambridge University Press, 1990.

NÚCLEO
BRASÍLIA

XVIII SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE
DESAFIOS E OPORTUNIDADES PARA A TRANSIÇÃO ENERGÉTICA

SESSÃO TEMÁTICA 04

GEOCIÊNCIAS, SOCIEDADE E MEIO AMBIENTE

Domo de Araguainha e a importância da preservação de geossítios para as graduações em Geologia no Brasil

Antunes-Souza, M.[1], Canile, F.M.[2], Correzola, G.[3], Rodrigues, N.B.[1], Castro, K.B.D.[1], Sánchez, J.P.[2], Silveira.S.P.J.[1]

[1]Laboratório de Paleontologia e Evolução, Curso de Geologia, Faculdade de Ciências e Tecnologia, Universidade Federal de Goiás (UFG), Aparecida de Goiânia-GO, Brasil; michellysouza@discente.ufg.br[1]; nathalyarodrigues@discente.ufg.br[1]; kayobrito@discente.ufg.br[1]; [2]Curso de Geologia, Faculdade de Ciências e Tecnologia, Universidade Federal de Goiás (UFG), Aparecida de Goiânia-GO, Brasil; canile@ufg.br[2]; joaninhasanchez@ufg.br[2]; [3]Programa de Pós-Graduação em Geociências, Faculdade de Ciências e Tecnologia, Universidade Federal de Goiás (UFG), Aparecida de Goiânia-GO, Brasil; guuicorrezola07@gmail.com[3]

Resumo: A preservação de geossítios é importante para a formação acadêmica dos estudantes de Geologia no Brasil, pois proporciona a observação direta de processos e estruturas geológicas. Este trabalho discute a importância dos geossítios como laboratórios naturais e ferramentas pedagógicas para o ensino das Geociências, a partir da experiência de campo no Domo de Araguainha realizado pelo curso de graduação de Geologia da Universidade Federal de Goiás. Foram analisadas 47 cadernetas de campo e 64 formulários respondidos por discentes, revelando que a maioria percebeu ganhos importantes na compreensão dos conteúdos teóricos a partir da vivência prática no local. Os resultados indicam que experiências em geossítios fortalecem a aprendizagem e devem ser valorizadas no contexto da geoconservação.

Palavras-chave: Domo de Araguainha, Geossítio, Patrimônio Geológico.

1. INTRODUÇÃO

As paisagens terrestres são resultado dos processos geológicos que ocorreram há bilhões de anos. Os rios, cavernas, montanhas, vales, chapadas, fósseis e rochas, por exemplo, compõem uma Geodiversidade que além de moldar o relevo guarda informações sobre a história da terra. Esses elementos naturais fazem parte do que é conhecido como Patrimônio Geológico, que é o conhecimento e reconhecimento de áreas com grande importância científica, educativa, cultural ou estética, pois documentam eventos e processos essenciais para entender a evolução da Terra. Rivas et al. (2001) conceituam Patrimônio Geológico como: recursos naturais não renováveis de interesse científico, cultural, educacional, paisagístico e recreativo que sejam formações rochosas, estruturas, formas de relevo, acumulações sedimentares, ocorrências minerais, paleontológicas e outras que permitam reconhecer, estudar e interpretar a evolução da história geológica da Terra e os processos que a moldaram. Segundo Brilha (2005), o termo geossítio pode ser definido como: ocorrência de um ou mais elementos da Geodiversidade (aflorantes, quer em resultado da ação de processos naturais, quer devido à intervenção do homem), bem delimitado geograficamente e que apresente valor singular do ponto de vista científico, pedagógico, cultural, turístico ou outro.

No Brasil algumas áreas de grande interesse geológico como o Domo de Araguainha, Chapada Diamantina, Parque Nacional de Vila Velha e os geoparques UNESCO (Araripe, Seridó, Uberaba, e Quarta Colônia) são exemplos de áreas para a geoconservação do Patrimônio Geológico, permitindo que estudantes de graduações nas diversas áreas das Geociências observem de forma científica conteúdos abordados em sala de aula e exemplos claros das formações rochosas e seus processos. Borba e Sell (2018, p. 13) apontam que ao restringir o Patrimônio Geológico aos locais de valor científico “percebe-se uma tendência de pensar o ‘patrimônio geológico’ como um

‘patrimônio dos geólogos’, o que parece muito equivocado em uma área das geociências dedicada exatamente ao diálogo com a sociedade”, uma vez que “a noção de patrimônio é social e culturalmente construída, e sempre deve envolver a percepção que a sociedade leiga, e não apenas a academia”.

O Curso de Geologia da Universidade Federal de Goiás, institucionalizado em 2015 e alocado na Faculdade de Ciências e Tecnologia em Aparecida de Goiânia, Goiás, tem como o primeiro campo da graduação no geossítio Domo de Araguainha, que é um dos 100 sítios geológicos incluídos na primeira lista de sítios geológicos da International Union of Geological Sciences. Essa atividade de campo proporciona ao(a)s discentes o contato direto com a geologia abordada nas disciplinas base do Curso de Geologia da Universidade Federal de Goiás. Este trabalho tem como objetivo refletir sobre a importância da geoconservação no Brasil, tomando como estudo de caso o Domo de Araguainha que está localizado nos limites estaduais de Goiás e Mato Grosso. A partir da análise de dados obtidos em campo, por meio da disciplina de Geologia Básica da Universidade Federal de Goiás, de levantamento bibliográfico e pesquisa qualitativa através de formulário

2. GEOLOGIA REGIONAL

O Domo de Araguainha representa a maior, mais antiga e mais bem preservada estrutura de impacto no Brasil, sendo que esta estrutura geológica possui aproximadamente 40 km de diâmetro (von Engelhardt et al., 1992; Lana et al., 2008, Crósta et al., 2019). A referida estrutura geológica é constituída por um núcleo central soerguido, pico central e inner, a bacia anelar e dois anéis concêntricos, com bordas deformadas (Yokoyama, 2008). Devido a existência de um núcleo central soerguido o domo é classificado como uma estrutura de impacto do tipo complexa (Crósta et al., 1981; Engelhardt et al., 1992; Machado et al., 2009; Yokoyama et al., 2012, Crósta et al., 2019).

A área de influência do domo abrange rochas pertencentes à Bacia Sedimentar do Paraná, que é uma unidade intracratônica formada por subsidência flexural relacionada às orogenias da margem meridional do Gondwana (Milani e Ramos, 1998) e de seu embasamento que, por sua vez, pertence à Província Tocantins (Almeida et al., 1977, 1981; Almeida e Hasui, 1984), e que constitui uma entidade orogênica colisional de idade neoproterozoica gerada entre os crátons Amazônico (margem passiva), São Francisco/Congo e Parapanema (margem ativa). Segundo Pimentel et al. (1991) e Fuck et al. (2006), o Domo de Araguainha está inserido nas Faixas Paraguai e Brasília da Província Tocantins e sobre o bloco Paranapanema. Por sua relevância, o domo já é reconhecido como uma área de interesse no geoturismo (Sánchez et al., 2010).

3. MATERIAIS E MÉTODOS

Este trabalho caracteriza-se como uma pesquisa quali-quantitativa (TRIVIÑOS, 1987), considerando diferentes variáveis relacionadas à experiência dos estudantes da disciplina Geologia Básica da Universidade Federal de Goiás, especialmente durante a atividade de campo no Domo de Araguainha.

A construção dos dados foi realizada a partir da análise de cadernetas de campo produzidas pelos alunos entre os anos de 2017 e 2023, que contêm anotações e ilustrações das observações feitas durante o trabalho de campo. Além disso, foi aplicado um formulário online aos estudantes participantes da atividade com o objetivo de compreender suas percepções sobre a relevância pedagógica dos geossítios visitados.

As questões do formulário incluíram:

1) O trabalho de campo da disciplina de Geologia Básica no Domo de Araguainha facilitou sua compreensão sobre os conteúdos abordados nas disciplinas base do curso de Geologia?
2) Como você avalia seu entendimento sobre a atividade de campo no Domo de Araguainha?

3) Esse trabalho de campo demonstrou de forma clara os conhecimentos abordados nas disciplinas básicas do curso?

A análise dos dados obtidos foi realizada por meio da Análise de Conteúdo, conforme proposta por Bardin (2016), que considera os significados expressos nas respostas como fenômenos linguísticos, históricos, culturais e sociais. O processo envolveu as etapas de pré-análise, descrição analítica e interpretação referencial, buscando compreender como os registros nas cadernetas e os depoimentos dos estudantes refletem o processo de aprendizagem em Geociências.

4. RESULTADOS

Cadernetas de campo

A análise das cadernetas de campo e dos conjuntos às respostas dos formulários aplicados, revelou que a experiência prática em campo no Domo de Araguainha contribui para a compreensão dos conteúdos trabalhados em sala de aula nas disciplinas base do primeiro período do Curso de Geologia da Universidade Federal de Goiás (figura 1).

Formulários

Dos 64 alunos que participaram da atividade e responderam ao formulário, 47 cadernetas indicaram uma compreensão mais clara dos temas abordados, com registros detalhados, e observação direta dos conceitos discutidos em sala. No que diz respeito à percepção do(a)s aluno(a)s sobre a importância da visita ao Domo de Araguainha, 56 estudantes afirmaram que a atividade os ajudou a observar e compreender melhor os conteúdos geológicos discutidos em aula. Apenas oito alunos(a)s não souberam avaliar ou expressar uma opinião a respeito do impacto da visita no aprendizado.



Figura 1. Percepção dos alunos sobre a visita ao Domo de Araguainha.

5. CONCLUSÕES

A conservação de geossítios como esse são importantes para proteção de um dos mais relevantes registros geológicos do planeta. O envolvimento de instituições de ensino superior, como a Universidade Federal de Goiás (UFG), é estratégico para formar profissionais conscientes do valor do patrimônio geológico e comprometidos com sua preservação. Geossítios como o Domo de Araguainha são de grande importância para a formação do profissional de Geologia no Brasil. A

vivência prática desses geossítios fortalece o entendimento prático dos alunos facilitando o processo educativo e permitindo a aplicação do conhecimento teórico em contextos reais.

A análise de 47 cadernetas de campo e de 64 formulários respondidos evidenciou que a vivência prática no geossítio contribui significativamente para a compreensão dos conteúdos abordados nas disciplinas teóricas. A maioria dos estudantes reconheceu que o contato direto com estruturas geológicas reais facilitou a assimilação de conceitos complexos e promoveu maior integração entre teoria e prática.

REFERÊNCIAS

ALMEIDA, F.F.M.; BRITO NEVES, B.B.; CORDANI, U.G. Considerações sobre a evolução tectônica do Pré-Cambriano brasileiro. Revista Brasileira de Geociências, v. 11, n. 4, p. 349–365, 1981.

ALMEIDA, F.F.M.; BRITO NEVES, B.B.; CORDANI, U.G. Cratons and orogenic belts of Brazil. Tectonophysics, v. 50, p. 241–254, 1977. https://doi.org/10.1016/0040-1951(77)90014-7

ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y. O Pré-Cambriano do Brasil. São Paulo: Edgar Blücher, 1984.

BARDIN, L. Análise de conteúdo. São Paulo: Edições 70, 2016.

BORBA, A.W.; SELL, J.C. Uma reflexão crítica sobre os conceitos e práticas da geoconservação. Geographia Meridionalis, v. 4, n. 1, p. 2–28, 2018.

BRILHA, J.B.R. Patrimônio geológico e geoconservação: a conservação da natureza na sua vertente geológica. Lisboa: Palimage, 2005.

CRÓSTA, A.P.; GOMES, C.B.; MACHADO, R.; YOKOYAMA, E.; FERNANDES, R. The Araguainha impact structure, Central Brazil: A tectonic control on the final crater shape. Meteoritics & Planetary Science, v. 54, p. 148–168, 2019. https://doi.org/10.1111/maps.13290

CRÓSTA, A.P.; KATHAGE, S.L.; ENGELHARDT, W.V. Impact structures in Brazil: Araguainha and Vista Alegre Craters. Meteoritics, v. 16, p. 81–82, 1981.

FUCK, R.A.; PIMENTEL, M.M.; BOTELHO, N.F.; JUNQUEIRA-BROSEGHINI, P.R. The basement of the Brasília Fold Belt and the Goiânia Belt: A review and new data. Journal of South American Earth Sciences, v. 21, n. 3, p. 313–328, 2006. https://doi.org/10.1016/j.jsames.2006.07.005

IUGS. The First 100 IUGS Geological Heritage Sites: Domo de Araguainha Impact structure. 2022. Disponível em: https://iugs-geoheritage.org

LANA, C.; SHOEMAKER, E.M.; REIMOLD, W.U.; GIBSON, R.L. Impact-induced U–Pb resetting of zircon: A case study of the Araguainha structure, Central Brazil. Earth and Planetary Science Letters, v. 269, p. 245–255, 2008. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.02.012

MACHADO, R.; CRÓSTA, A.P.; KOZACHENKO, M. Impact structures in the Brazilian territory: a review. Geologia USP – Série Científica, v. 9, n. 2, p. 3–12, 2009. https://doi.org/10.5327/Z1519-874X2009000200001

MILANI, E.J.; RAMOS, V.A. Orogenias paleozoicas no domínio sul ocidental do Gondwana e os ciclos de subsidência da Bacia do Paraná. Revista Brasileira de Geociências, v. 28, n. 4, p. 473–484, 1998.

PIMENTEL, M.M.; FUCK, R.A.; BOTELHO, N.F. Geochronology of the Brasília Belt, Central Brazil, and implications for the tectonic evolution of the Brasília Belt. Precambrian Research, v. 56, p. 293–310, 1991. https://doi.org/10.1016/0301-9268(91)90005-Y

RIVAS, F.V.; RIVERA, F.M.; GUADALUPE, G. Situación ambiental del patrimonio geológico en el Perú. Revista del Instituto de Investigación de la Facultad de Ingeniería Geológica, Minera, Metalúrgica y Geográfica, v. 4, n. 8, p. 30–36, 2001.

SÁNCHEZ, J.P.; REIS, C.; FLORISBAL, L.M. Domo de Araguainha – Geoturismo e Geologia. Anais do 45º Congresso Brasileiro de Geologia, Belém, 2010.

VON ENGELHARDT, W.; CRÓSTA, A.P.; KATHAGE, S.L. Araguainha impact structure, Brazil: geology, shock metamorphism, and crater morphology. Meteoritics, v. 27, p. 442–457, 1992.

YOKOYAMA, E. The Araguainha impact structure, Brazil: Structural geology and evidence of shock metamorphism. Anais da Academia Brasileira de Ciências, v. 80, n. 4, p. 879–902, 2008.

YOKOYAMA, E.; CRÓSTA, A.P.; FERNANDES, R. The Araguainha impact structure: Structural framework and post-impact evolution. Geologia USP – Série Científica, v. 12, n. 2, p. 69–86, 2012. https://doi.org/10.5327/Z1519-874X2012000200002

Construção de modelo conceitual do aquífero fraturado da APA Serra das Areias na Região Metropolitana de Goiânia, Goiás: análise estrutural

Botelho, A.C.[1], Barros, B.S.[2], Santos, T.C.[2], Benevides, B.G.[2], Tavares, T.[3], Lopes, D.N.[3]

[1]Programa de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal de Goiás, Brasil, albertocaixeta@gmail.com
[2]Graduação em Geologia, Faculdade de Ciência e Tecnologia, Universidade Federal de Goiás, Brasil
[3]Professora Adjunta, Curso de Geologia - Faculdade de Ciência e Tecnologia, Universidade Federal de Goiás, Brasil

Resumo: A APA-Área de Proteção Ambiental Serra das Areias é uma importante unidade de conservação na Região Metropolitana de Goiânia, cuja expressão no relevo indica potencial zona de recarga local para o Sistema Aquífero Araxá. Nesse estudo é feita uma primeira abordagem dos aspectos geológicos da região, a partir da análise de lineamentos interpretados e de dados estruturais de afloramentos, e então a conceituação de um modelo preliminar para o aquífero fraturado. Direções de lineamentos estruturais indicam duas componentes mais frequentes: uma NE e outra NW. Atitudes de fraturas (juntas) descritas indicam direções preferenciais NE, com mergulhos de alto ângulo para E-SE. As características das juntas, como abertura, persistência e conjugação indicam potencial para recarga hídrica por meio de rede de fraturas conectadas, e fluxo ao longo de planos de alto ângulo.

Palavras-chave: Aquífero fraturado, Quartzito, Geologia estrutural, Sistema Aquífero Araxá

1. INTRODUÇÃO

A gestão dos recursos hídricos subterrâneos no Estado de Goiás depende da compreensão dos sistemas aquíferos fraturados, em termos da sua heterogeneidade, descontinuidade e complexidade inerentes. Embora estudos e mapeamentos regionais (CPRM, 2017; Almeida *et al*. 2016) objetivam a caracterização e espacialização de sistemas aquíferos, faz-se necessário estudos mais detalhados que subsidiem a gestão dos recursos hídricos locais.

A APA Serra das Areias, inserida no contexto de relevância hídrica local, situa-se entre os municípios de Aparecida de Goiânia e Hidrolândia, em Goiás (Figura 1). Pela sua proximidade à área urbanizada, apresenta relevância do ponto de vista ambiental, dado que a preservação das suas potencialidades naturais é condição indispensável para o crescimento sustentável das cidades ao seu entorno e da qualidade de vida da população local.

A geologia da APA Serra das Areias compõe-se predominantemente por quartzitos e quartzo xistos do Grupo Araxá (Lacerda Filho *et al*. 2000) ou, mais recentemente denominada Unidade Goiânia-Caldas Novas (Dias *et al*. 2025), cujas rochas têm idade criogeniana, geradas em bacia tipo antearco (*forearc basin*).

A hidrogeologia local é representada por um aquífero fraturado, anisotrópico, descontínuo e livre, integrante do Sistema Aquífero Araxá (Almeida *et al*. 2006), cuja produtividade hídrica local é moderada nas ocorrências de quartzito (CPRM, 2017).

Esse estudo traz dados estruturais de fraturas (juntas) para interpretação em conjunto com lineamentos de relevo, a fim de apresentar uma primeira interpretação para o potencial de recarga e de fluxo de água subterrânea por meio de zonas fraturadas na rocha quartzítica.

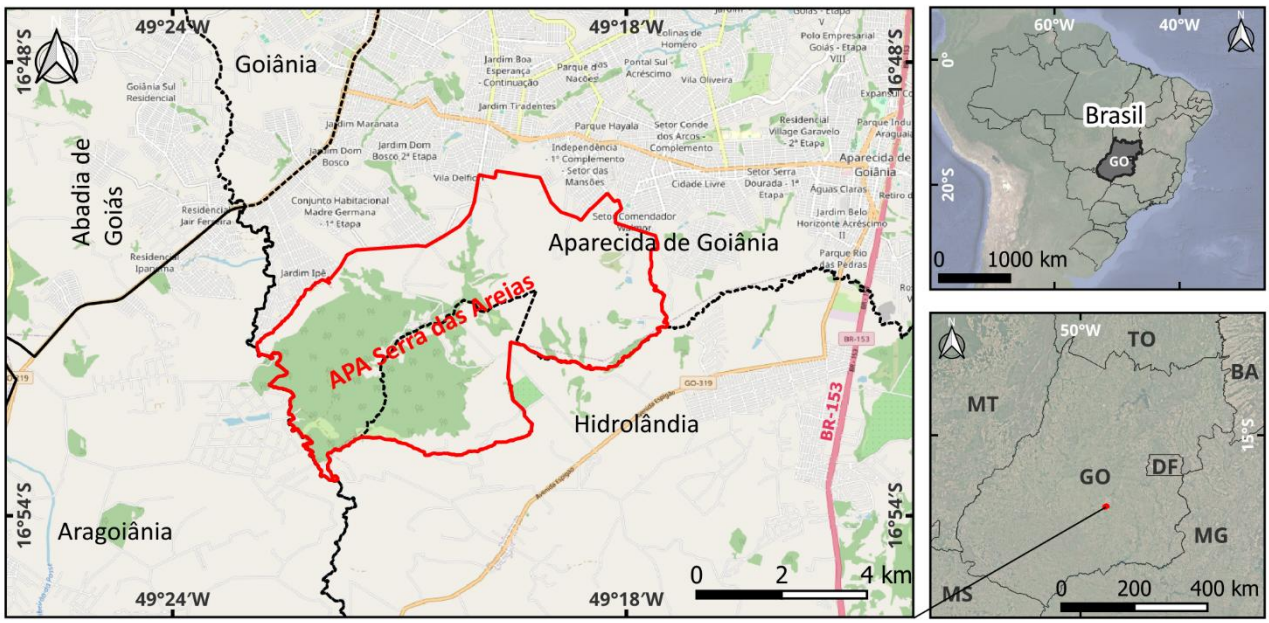


Figura 1. Localização da APA Serra das Areias.

2. MATERIAIS E MÉTODOS

Para a caracterização das estruturas (fraturas/juntas) da área de estudo, foram executados os seguintes métodos:

i. Interpretação manual de lineamentos estruturais a partir de relevo sombreado do modelo digital de superfície ALOS/WORLD (resolução 30m), no *software QGIS 3.28.9*, com azimutes de insolação 315º, 0º, 45º e 90º, exagero vertical 1.0, e altitude de insolação 45º. Foram traçados lineamentos maiores que 5 mm na escala visual de 1:25.000;
ii. Processamento dos dados de lineamentos interpretados em diagramas de roseta, com apoio do complemento *Line Direction Histogram v3.1.1* do *QGIS*;
iii. Descrição e coleta de atitudes de fraturas (juntas e falhas) em 148 afloramentos de rocha;
iv. Tratamento de dados estruturais de fraturas medidas em campo, para geração de diagramas de roseta e de densidade de polos de planos, inclusive espacializados, utilizando o *software Geotec Stereo 1.1.0.0*, e o complemento *GeoTrace v1.34* do *QGIS*;
v. Interpretação de seção geológico-estrutural para construção de modelo conceitual preliminar do Aquífero APA Serra das Areias.

3. RESULTADOS

A interpretação de lineamentos resultou no traçado de 438 linhas (Figura 4), que representam sulcos e vertentes contínuos. Nota-se que na área de estudo a densidade de lineamentos é maior do que na região adjacente, em função de maior ocorrência de afloramento de rocha em relevo declivoso. A sua disposição aparenta ter forte inclinação NE, mas também importante distribuição NW, com controle espacial pouco reconhecido visualmente.

Quando se analisam as direções dos lineamentos interpretados em diagrama de roseta (Figura 3, D), obtém-se um padrão com frequência maior em N30-60E e em N30-60W, e esparsas distribuições N0-30W e N60-90W.

Em afloramento as fraturas são descritas majoritariamente como sistemas de juntas de cisalhamento, com ocorrência não negligenciável de sistemas de juntas extensionais ortogonais entre si, ora abertas, ora fechadas, predominando as abertas (Figura 2). A abertura varia na ordem submilimétrica (Figura 2-B) até centimétrica (ex. 4 cm, Figura 2-A e F), ora preenchida por material

ferruginoso, ora sem preenchimento. São predominantemente persistentes (Figura 2, B e E) e, com frequência, formam entre si planos conjugados (Figura 2-A,C,D,E) e ortogonais (Figura 2-F).

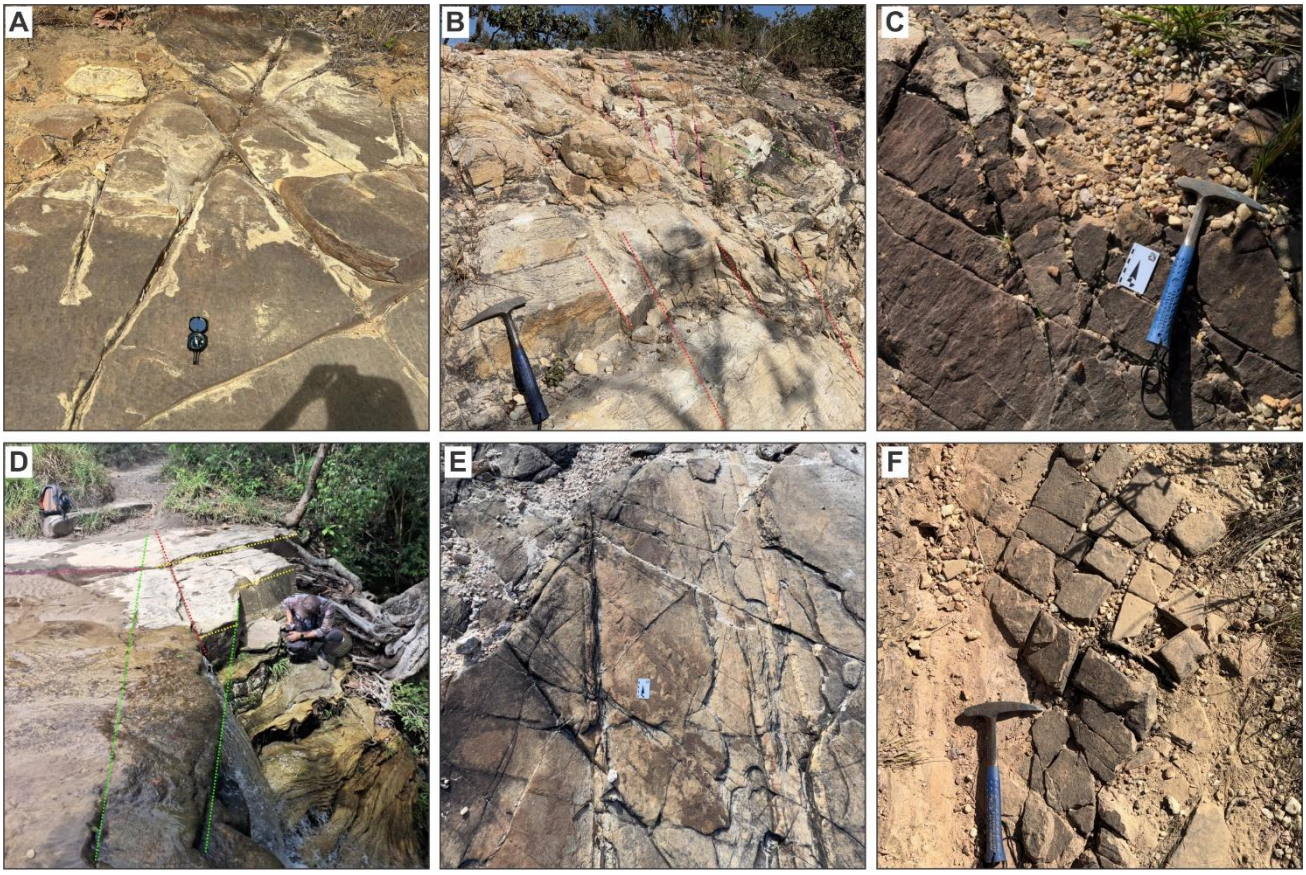


Figura 2. Fraturas (juntas) descritas e medidas em campo. **A**: afloramento SA-084, juntas com abertura cm, conjugadas; **B**: afloramento SA-109, juntas com abertura submilimétrica; **C**: afloramento SA-026, juntas com abertura cm, conjugadas; **D**: afloramento SA-011, juntas com abertura submilimétrica; **E**: afloramento SA-099, juntas com abertura mm, persistentes e conjugadas; **F**: afloramento SA-113, juntas com abertura cm, persistentes e perpendiculares entre si.

A análise de fraturas (juntas) em afloramentos revela direções mais frequentes em N0-60E (Figura 3, A e B), com maior densidade em N10-20E e em N30-40E, e uma importante distribuição de fraturas em direções N0-80W. Em relação ao ângulo de mergulho das fraturas, a densidade de polos dos planos plotados em diagrama de Schmidt-Lambert (Figura 3, B) mostra que se tratam de mergulhos elevados (a partir de 60º), com grande distribuição em 80-85º.

O diagrama de rosetas de direção de mergulho das fraturas (Figura 3, C) mostra frequências expressivas para leste, tendo implicações importantes para caracterização da recarga e fluxo da água subterrânea no aquífero.

A distribuição das fraturas e dos lineamentos interpretados ao longo da Seção A-B (Figura 4) e a sua compartimentação permitem demonstrar que a direção das fraturas medidas em campo varia em área. O primeiro estereograma mostra densidade maior de polos coerentes com a direção N30E (Figura 4), já o segundo estereograma revela direção N40W. O terceiro estereograma retorna direção média de N60E, e o quarto traz a direção média N-S (Figura 4).

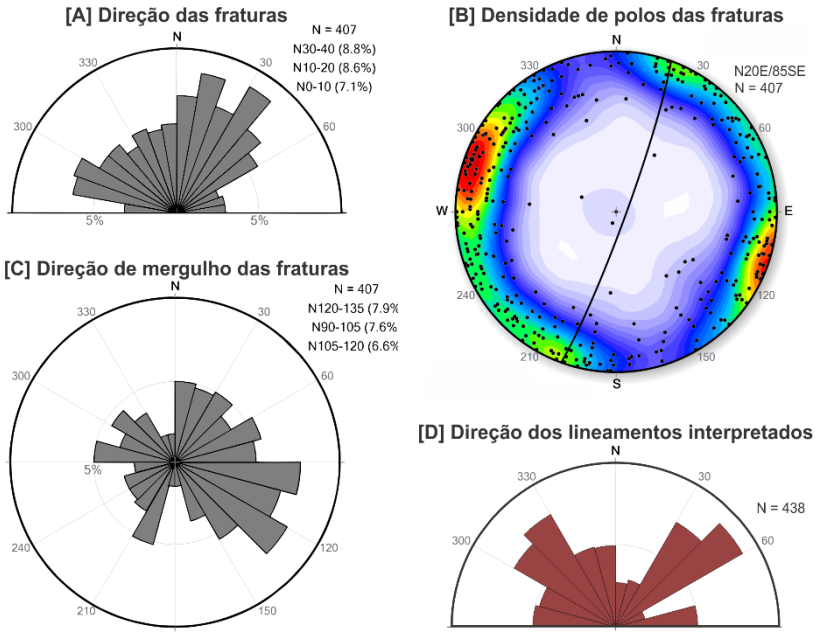


Figura 3. Diagramas: de roseta representando a direção das fraturas (A); de densidade de polos das fraturas (B); de roseta representando a direção de mergulho das fraturas (C), e a direção de lineamentos (D).

4. DISCUSSÕES

As características das fraturas observadas em afloramentos indicam importante componente cisalhante que gerou essas estruturas, cujos esforços não são avaliados neste trabalho. Ainda assim, importa notar que a morfologia aberta, persistente, e a ocorrência em pares conjugados, têm um importante papel na conceituação do aquífero que se pretende modelar, uma vez que tal configuração potencialmente facilita a infiltração da água e a sua percolação subterrânea.

A análise de direção de fraturas e de lineamentos interpretados, mostrou frequência maior em N0-60E, com mergulhos de alto ângulo (a partir de 60º, e média 85º) para E-SE. Destaca-se que a família de lineamentos N30-60W é pouco representativa nos dados de fraturas medidas, podendo ser devido às estruturas em regiões ainda pendentes de descrição de campo (Figura 4).

A Seção A-B, com a interpretação preliminar dos dados de campo, é um primeiro *insight* acerca da percolação e fluxo de água subterrânea no aquífero da APA Serra das Areias, cujo controle é estrutural por meio de fraturas de alto ângulo e direções de mergulho variáveis, com predominância para E-SE e E-NE. O alto ângulo de mergulho de fraturas e sua persistência podem ter relação com elevado potencial de recarga do aquífero mais profundo na área, e a direção preferencial de mergulho para leste pode indicar uma maior taxa de recarga nesse sentido.

5. CONCLUSÕES

As análises de lineamentos interpretados e de fraturas em afloramentos de rocha da APA Serra das Areias, na Região Metropolitana de Goiânia, mostram que:

- A direção de lineamentos interpretados é mais frequente em N30-60E e em N30-60W;
- As fraturas medidas têm direção frequente entre N0-60E, com mergulhos de alto ângulo (média 85º) para E-SE;
- Entende-se que as características das fraturas, mais notadamente a abertura, a persistência e a conjugação, com seu arranjo direcional representam controle estrutural importante para o fluxo de água subterrânea;
- Mais etapas de campo para coleta de atitudes de fraturas são previstas, bem como outras análises no decorrer da pesquisa para a construção do modelo conceitual do aquífero.

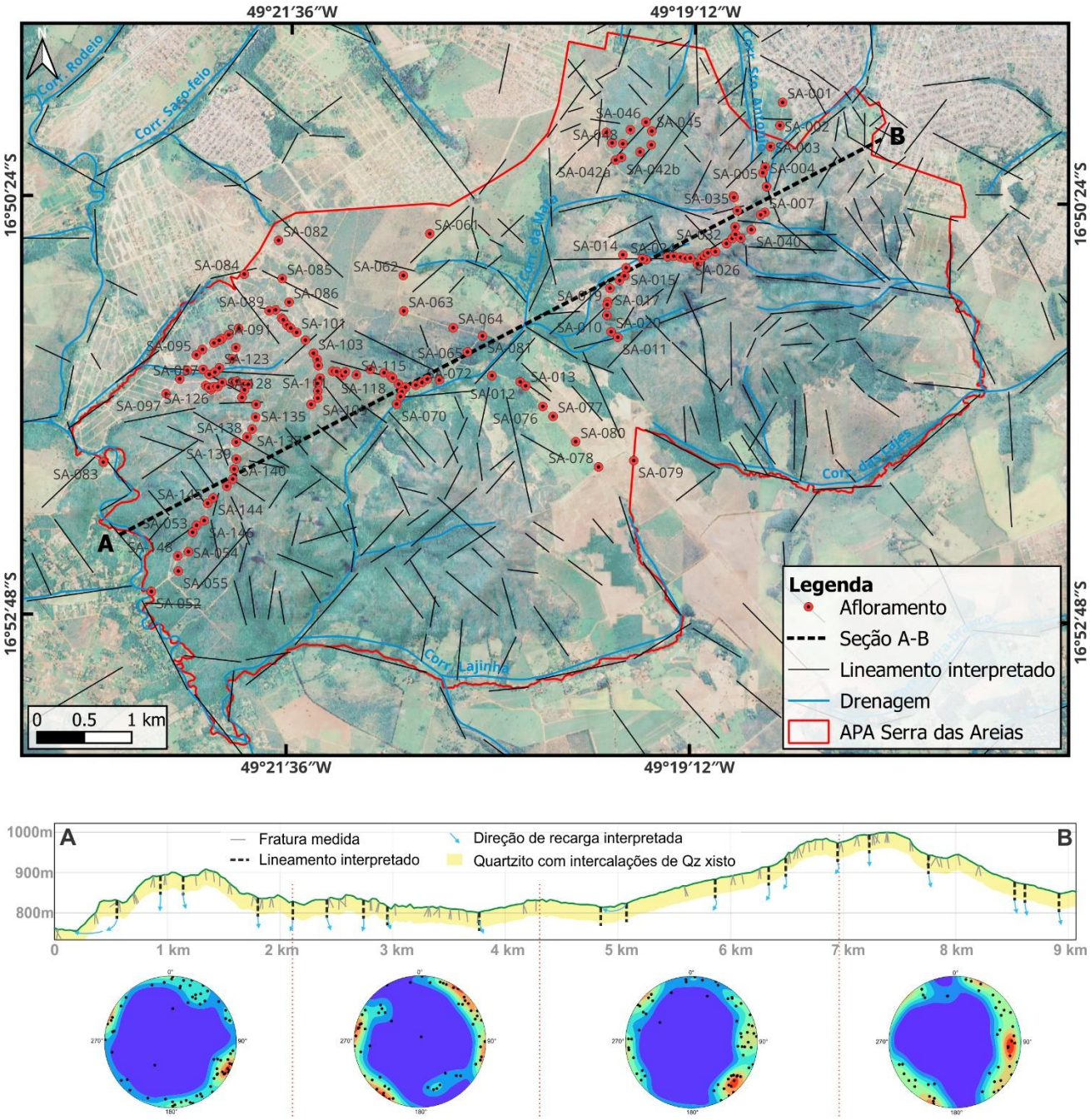


Figura 4. Mapa com lineamentos, afloramentos plotados, Seção A-B interpretada dos dados coletados em campo e estereogramas de densidade de polos de planos de fraturas para cada região indicada.

REFERÊNCIAS

Almeida, L., Resende, L., Rodrigues, A.P., Campos, J.E.G. (2006). *Série Geologia e Mineração 1: Hidrogeologia do Estado de Goiás*. Goiânia: Secretaria de Ind Com –Estado de Goiás.

CPRM-Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais. (2017). *Projeto de Disponibilidade Hídrica do Brasil: Carta hidrogeológica da Região Metropolitana de Goiânia*. Escala: 1:200.000. https://rigeo.sgb.gov.br/handle/doc/19013

Dias, P.H.A., Reis, H.L.S., Valeriano, C.M., Rodrigues, J.B., Silva, M.A., Leite, M.M., Matos, C.A. (2025). Revisiting the geological evolution of the Brasília orogenic belt (Central Brazil) through the integration of tectonic and provenance studies. *Precambrian Research* 418:107693. https://doi.org/10.1016/j.precamres.2025.107693

Lacerda Filho J.V., Rezende A., Silva A. (2000). *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Geologia e recursos minerais do Estado de Goiás e do Distrito Federal*. Escala 1:500.000. Goiânia: CPRM/METAGO/UnB, 2ª ed, 203 pp. il., + mapa. https://rigeo.sgb.gov.br/handle/doc/2418

Zoneamento Hidrogeológico da Região de Correntina, Estado da Bahia

Brito, V.P.[1], Freitas, G.S.R.G.[1], Almeida, S.S.[1], Campos, J.E.G.[1]

[1] Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília.
veronica.p.brito@gmail.com; simoesogfreitas@gmail.com; almeidasamuel.geo@gmail.com; eloi@unb.br

Resumo: O zoneamento hidrogeológico delimita regiões com características hidrogeológicas semelhantes, auxiliando na compreensão da distribuição de água subterrânea, identificação de áreas de recarga e na relação com a perenidade dos rios, sendo uma ferramenta essencial para a gestão dos recursos hídricos. O estudo teve como objetivo definir domínios hidrogeológicos e avaliar de forma preliminar a importância dos diferentes sistemas sobre a perenidade dos rios. A metodologia incluiu revisão bibliográfica, análise de dados pluviométricos, inventário de poços, mapeamento geológico, geomorfológico e pedológico, avaliação da densidade de drenagem e estruturas geológicas, valores de referências hidrodinâmicos de classes de aquíferos e condutividade hidráulica dos solos, dados de níveis d'água e de vazões em rios, reclassificação de unidades geológicas e classes de solos. Os resultados apontaram, domínios de águas rasas e profundas, subdivididos em sistemas com parâmetros hidrodinâmicos e dimensionais distintos. O domínio de águas rasas contempla os sistemas freáticos F1 e F2, associados respectivamente a solos pedogeticamente pouco evoluídos e evoluídos, enquanto o domínio de águas profundas é constituído pelos sistemas Chapadão (intergranular), Bambuí Base (fissuro-cárstico) e Cristalino (fraturado). O Sistemas F2 destaca-se como principal área de recarga dos aquíferos, enquanto o Sistema Chapadão apresentou maior capacidade específica, influenciando diretamente a manutenção do fluxo dos rios.

Palavras-chave: Domínios hidrogeológicos, Correntina - BA, Gestão de Recursos Hídricos

1. INTRODUÇÃO

O zoneamento hidrogeológico delimita regiões com características hidrogeológicas similares, que podem ou não coincidir com limites de bacias hidrogeológicas, importante para compreensão da distribuição da água subterrânea, identificação de áreas de recarga de aquíferos, entendimento da relação com a perenidade dos rios, sendo ferramenta essencial a gestão dos recursos hídricos.

O arcabouço hidrogeológico regional é representado pelo Sistema Aquífero Urucuia, Sistema Bambuí e o Sistema Cristalino. O Sistema Aquífero Urucuia abrange um conjunto de aquíferos associados ao Grupo Urucuia (Gaspar, 2006 e 2007); o Aquífero Bambuí é caracterizado por sistemas, fissurais, cársticos e cárstico-fissurais (ANA, 2018) e o Sistema Cristalino engloba as rochas do embasamento local, que podem apresentar vazões anômalas.

A região é caracterizada por clima transicional (tropical/semiárido), onde o regime de chuva varia de oeste para leste, entre 1100 mm e 900 mm/ano.

O relevo inclui compartimentos de Plano Elevado, Rebordo/Escarpa, Plano Rebaixado e Vales, onde a transição é marcada por superfícies de aplanamento. Os solos são classificados em Latossolos Vermelho-Amarelo distrófico, Cambissolo Háplico Tb eutrófico; Neossolo Flúvico psamítico; Argissolo Vermelho eutrofico; Nitossolo Vermelho eutrófico (de textura argilosa; e textura média); Neossolo Litólico eutrófico; Chernossolo Rêndzico petrocálcico e Gleissolo Melânico carbonático.

Os rios perenes exibem padrão paralelo a subparalelo, encaixados ao longo de vales retilíneos.

A geologia é definida pelo complexo gnáissico migmatítico, sequências metavulcano-sedimentares, intrusões graníticas, ocorrência isoladas de diamictitos, carbonatos finos que

frequentemente são interdigitados com margas, brechas carbonáticas, arenitos finos a médio moderadamente a bem selecionados e extensas coberturas aluvionares e coluvionares.

O estudo teve como objetivo definir domínios hidrogeológicos, apontar áreas potenciais de recarga e avaliar de forma preliminar a importância dos diferentes aquíferos sobre a perenidade dos rios.

2. MATERIAIS E MÉTODOS

A metodologia incluiu a revisão bibliográfica, análise da distribuição pluviométrica por meio de mapas de isoietas e histórico de normais de chuva e temperatura para região, análise qualitativa dos dados de 86 poços do Sistema de Informações de Águas Subterrâneas (SIAGAS), com foco na média de vazões e capacidade específica. Combinado ao mapeamento geológico, de compartimentação geomorfológica e pedológico na escala de 1:50.000.

Posteriormente foram reclassificadas as unidades geológicas e classes de solos. Respectivamente, fundamenta na natureza da rocha e maturidade pedogenética. Em seguida foram propostos parâmetros hidrodinâmicos e dimensionais, tendo como referência outros estudos de classificação de aquíferos e de condutividade hidráulica de diferentes tipos de solos (FIORI et.al., 2010), bem como características do meio físico mapeado. Ademais, foram identificadas áreas de recarga e descarga de aquíferos, tendo como premissa a densidade e tipo de drenagem (perene/intermitente), ocorrência de lineamentos estruturais e compartimentação geomorfológica.

Por fim, a importância dos sistemas aquíferos para a perenidade da rede de drenagem local (rios Correntina, Arrojado, Formoso e do Meio) foi mensurada por meio da avaliação de dados de níveis e vazões em 90% do tempo, disponíveis no HidroWeb Mobile da Agência Nacional de Águas e Saneamento Básico (ANA) e de estudos realizados por Gaspar, 2006 e ANA, 2017a, 2017b e 2018.

3. RESULTADOS

Na região de Correntina-BA, o zoneamento hidrogeológico (Fig.1) é definido por domínios de águas rasas e profundas, subdivididos em sistemas (Fig.2), que representam parâmetros hidrodinâmicos e dimensionais distintos. Os parâmetros hidrodinâmicos incluem condutividade hidráulica, transmissividade e coeficiente de armazenamento, os parâmetros dimensionais envolvem o tipo de porosidade, material do arcabouço, porosidade efetiva, índice de fraturamento/carstificação interconectado, espessura saturada, vazão e capacidade específica.

O domínio de águas rasas contempla os sistemas freáticos F1 e F2 respectivamente, associados a solos pouco profundos e espessos. O Sistema F1 corresponde a cambissolos e neossolos litólicos, vinculados a relevo rebordo/escarpado, com condutividade hidráulica horizontal elevada (Kh) e vertical baixa (Kv), na ordem de grandeza de 10^{-7} m/s, espessura saturada de 5 m e transmissividade muito baixa (10^{-7} m^2/s). São classificados como intergranulares rasos, livres, heterogêneos, com extensão lateral restrita e anisotrópicos. O Sistema F2 é representado por latossolos com textura média, argissolos e Nitossolos com textura de argilosa a média. Destacam-se por condutividade hidráulica vertical na ordem de grandeza de 10^{-6} m/s, espessura saturada próxima de 15 m, coeficiente de armazenamento de 10^{-1} e porosidade efetiva de 15%. São classificados como inconsolidados, intergranulares de águas rasas, livres, homogêneos, com grande extensão lateral e isotrópicos.

O domínio de águas profundas é constituído pelo Sistema Chapadão (de porosidade intergranular), Sistema Bambuí Base (classificado como fissuro- cárstico) e Sistema Cristalino (enquadrado como do tipo fraturado).

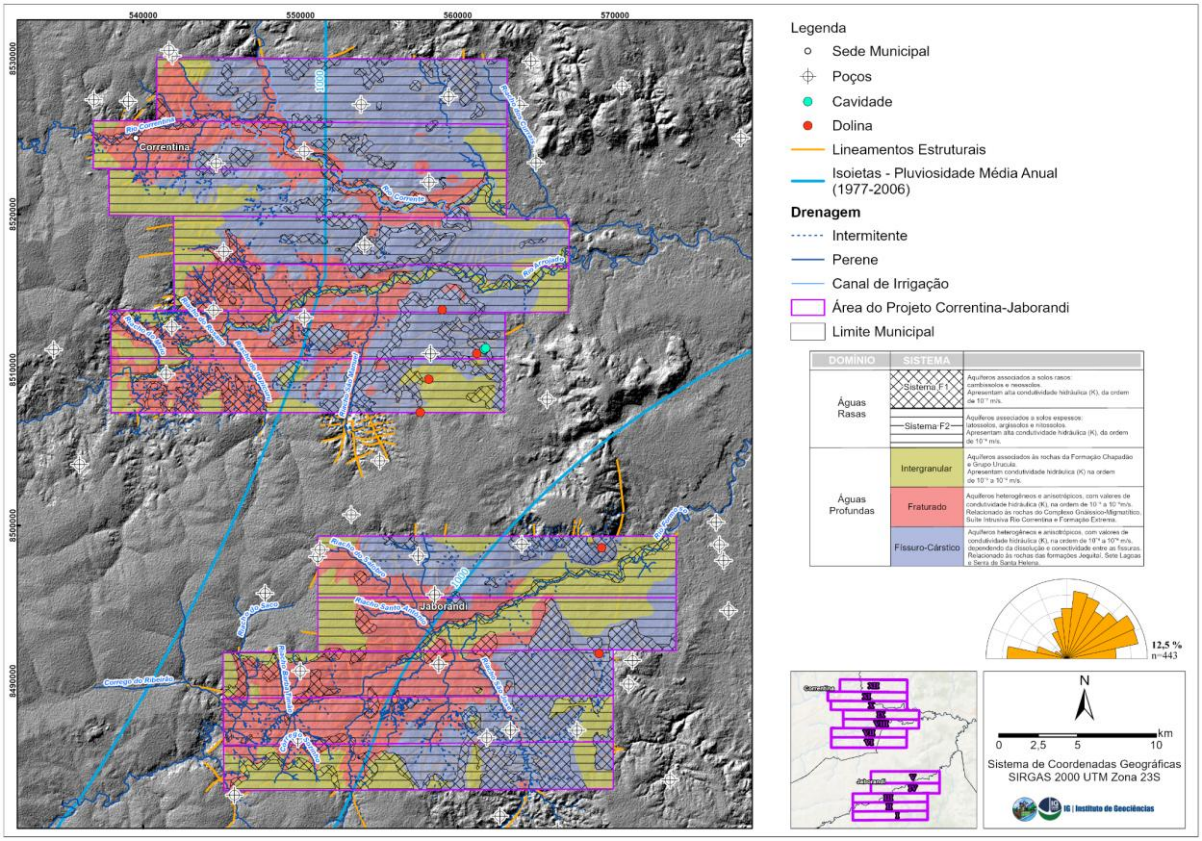


Figura 1. Mapa de zoneamento hidrogeológico da região de Correntina, Bahia

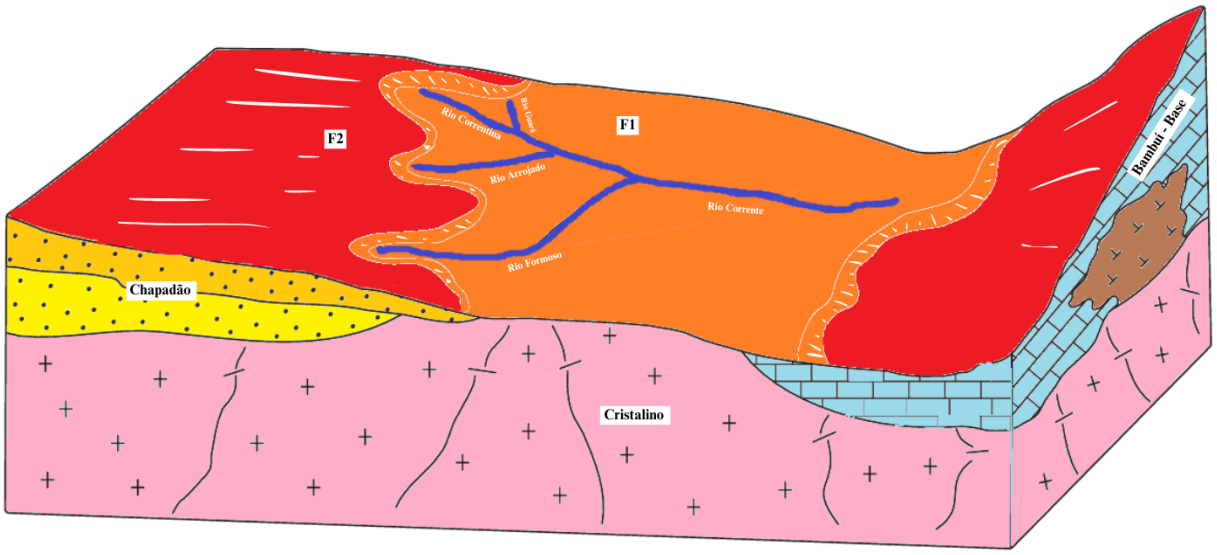


Figura 2. Sistemas Hidrogeológicos. Sistema F1 - representado por cambissolos e neossolos. Sistema F2 - marcado por latossolos e pela associação de argissolos e nitossolos. Sistema Chapadão - caracterizado por areias e arenitos. Sistema Bambuí-Base - expresso por calcários, siltitos e margas comumente interdigitados. Sistema Cristalino - composto por granito, tonalito, migmatito, sienogranito, monzogranito, metadacito e metariolito

O Sistema Chapadão integra a porção extremo leste da área efetiva do Sistema Aquífero Urucuia e situa-se em condições de relevo plano, representado por quartzo-arenito, arenitos arcoseanos por vezes como níveis silicificados, assim como de depósitos eluvionares (areias). Registram condutividade hidráulica de 10^{-6} a 10^{-5} m/s, transmissividade variando na ordem de grandeza de 10^{-4} a 10^{-5} m^2/s, espessura saturada entre 30 e 50 metros, vazão média de 5,6 m^3/h,

porosidade efetiva de 20% e capacidade específica (Cesp) de 4,65 $m^3/h/m$). São classificados como inconsolidados, intergranulares de águas profundas, livres, heterogêneos, com extensão regional contínua e anisotrópicos. Pontualmente, são definidos como clásticos litificados, com regime semiconfinado a confinado, quando associados a níveis de arenitos silicificados.

O Sistema Bambuí Base ocorre em porções intermediárias a profundas em condições de relevo variando de suave ondulado a forte ondulado, caracterizado como reservatório subterrâneo misto, com porosidade secundária planar e terciária associada à dissolução e constituído por calcários, comumente interdigitados lateralmente com margas. Os parâmetros hidrodinâmicos são variáveis, com condutividade hidráulica de 10^{-4} a 10^{-6} m/s), transmissividade de 10^{-2} a 10^{-4} m^2/s, coeficiente de armazenamento de 10^{-1} a 10^{-2} e índice de fraturamento interconectado de 3 e 7%. Apresentam vazões anômalas (até 32 m^3/h), espessura saturada até 120 m e exibe capacidade específica média de 3,3 $m^3/h/m$. São definidos como aquíferos fissuro-cárstico, livres, com porções semiconfinadas associadas à intercalação e interdigitação lateral com margas, heterogêneos e anisotrópicos.

O Sistema Cristalino ocorre em regiões tanto de altos do embasamento quanto em cotas mais baixas, formado por rochas metamórficas e magmáticas, incluindo granito, tonalito, migmatito, sienogranito, monzogranito, metadacito e metariolito. Os poços são os mais profundos (30 a 150 m), com espessura saturada de 80 m e vazão média de 7,8 m^3/h. Esses aquíferos registram transmissividade de 8×10^{-6} a 8×10^{-7} m^2/s, condutividade hidráulica com magnitude de 10^{-7} a 10^{-8} m/s e capacidade específica menor que 1 $m^3/h/m$). O índice de fraturamento interconectado varia entre 0,6 e 1,5%. Os aquíferos são classificados como fraturados, livres descontínuos, heterogêneos e fortemente anisotrópicos e pontualmente semiconfinados.

3. DISCUSSÕES

No domínio de águas rasas, o sistema F1 apresenta baixa relevância hídrica, pois o fluxo de água é predominantemente lateral e reduz a intensidade à medida que se aproxima do saprólito. Além disso, são controlados pelo índice de carstificação e pela interconexão de fraturamentos dos aquíferos subjacentes, que podem estar associados a rochas do embasamento, carbonatos ou margas. Por outro lado, o sistema F2 assume elevada importância hidrogeológica, pois abrange as melhores áreas de recarga de aquíferos. Desse modo, a boa capacidade hídrica dos solos, reflete na condutividade hidráulica e na porosidade efetiva elevadas. Essas propriedades são explicadas pela combinação da evolução pedogenética, espessura, textura média e sobretudo estrutura estável.

No domínio de águas profundas, a maior capacidade específica impressa no sistema Chapadão, indica maior produtividade entre os três sistemas. Sendo assim, os poços do sistema Chapadão são capazes de produzir 4,7 metros cúbicos de água por hora, para cada metro de rebaixamento. Ademais, esse sistema desempenha um papel essencial na regularização dos cursos d'água perenes, mesmo nos casos em que não há zona de saturação. Assim, caracteriza-se por fluxos de água subterrânea regional, que localmente alimentam as bacias hidrográficas dos rios Guará, Correntina, Arrojado e Formoso.

No sistema fissuro-cárstico, a variabilidade dos parâmetros hidrodinâmicos, especialmente as anomalias de vazão, é explicada pela elevada anisotropia do meio. A dupla porosidade dos aquíferos gera diferentes condutividades hidráulicas, fazendo com que a superfície potenciométrica seja controlada por fatores como dissolução, fraturamento e conectividade das fraturas. Além desses aspectos, a combinação do clima predominantemente seco da região e as mudanças laterais resultantes da intercalação e interdigitação com margas limitam o desenvolvimento da carstificação em maior escala. É importante destacar que esse sistema exibe a maior média de vazão, espessura saturada e a segunda melhor capacidade específica entre os sistemas avaliados. Esses fatores são justificados pelas contribuições tanto do fluxo de água subterrâneo local, quanto regional, devido à

conectividade com o Sistema Aquífero Urucuia. Essas características qualificam os aquíferos como importantes reservatórios de água subterrânea em escala local.

Por fim, o Sistema Cristalino mostra elevada anisotropia e média de vazão acima do esperado para aquíferos fraturados dessa natureza. Sugere-se que fatores como atividade neotectônica (que reativa estruturas e intensifica a conexão de fraturas), índice pluviométrico entre 1100 e 900 mm/ano, presença de solos espessos e permeáveis sobrepostos, sejam determinantes para a eficiência hidrogeológica desses meios fraturados. Assim a superfície potenciométrica é segmentada conforme o grau de fraturamento e a conexão entre as fraturas, cuja condutividade máxima é acumulada e transmitida ao longo dos planos de fratura.

4. CONCLUSÕES

Conclui-se que o zoneamento hidrogeológico na região de Correntina, BA é condicionado principalmente pela combinação do clima, tipo e continuidade lateral do material que compõem o arcabouço dos aquíferos, densidade de estruturas geológicas e tipos de solos. A proposição do zoneamento foi possível pela disponibilidade e consistência de dados de poços da região. Desse modo, com a delimitação dos domínios hidrogeológicos foi possível identificar áreas estratégicas para gestão de recursos hídricos de importância tanto local quanto regional.

A título de exemplo, o sistema F2 localmente, são explotados por cisternas (cacimbas) e têm como principais fatores de controle a hipsometria e a estabilidade da estrutura dos solos. Vale destacar que esses reservatórios incluem a zona de transição entre a porção não saturada (vadosa) e a porção saturada do aquífero, e que dentre os sistemas freáticos, este é o mais suscetível à contaminação.

Outro ponto de atenção, envolve o sistema Cristalino, cuja superfície potenciométrica é segmentada, os poços frequentemente requerem maiores profundidades para ampliar sua capacidade de captação. Assim, os critérios para locação de poços nesse sistema devem incluir a integração de informações geológicas, análise de lineamentos e, quando possível, estudos geofísicos.

REFERÊNCIAS

Agência Nacional de Águas. (2017a). *Estudos hidrogeológicos e de vulnerabilidade do Sistema Aquífero Urucuia e proposição de modelo de gestão integrada compartilhada: Resumo executivo*. Brasília, DF: ANA.

Agência Nacional de Águas. (2017b). *Oficina de capacitação do Progestão - CNARH 40: Dados do poço*. Brasília, DF: ANA.

Agência Nacional de Águas. (2018). *Hidrogeologia dos ambientes cársticos da bacia do rio São Francisco para a gestão de recursos hídricos: Resumo executivo*. Brasília, DF: ANA.

Fiori, J., Campos, J.E.G.; Almeida, L. (2010). Variabilidade da condutividade hidráulica das principais classes de solos do Estado de Goiás. *Geociências*, 29(2), 229-235.

Gaspar, M.T.P. (2006). *Sistema Aquífero Urucuia: caracterização regional e propostas de gestão*. (Dissertação de Mestrado). Instituto de Geociências. Universidade de Brasília, Brasília.

Gaspar, M.T.P.; campos, J.E.G. (2007). O Sistema Aquífero Urucuia. *Brazilian Journal of Geology*, 37(4), 216-226.

HidroWeb Mobile. (s.d.). *Mapa de dados hidrológicos*. Recuperado de https://www.snirh.gov.br/hidroweb-mobile/mapa

A pedra patrimônio cultural de Cuiabá e Chapada dos Guimarães-MT: pedra canga

Costa, A.C.D.[1] e Silva, C.H.[1]

[1]Faculdade de Geociências/UFMT, Cuiabá-MT, ana.costa@ufmt.br, carlos.silva1@ufmt.br

Resumo: A pedra canga, também conhecida como “arenito canga”, é uma rocha sedimentar consolidada, composta de material ferruginoso rico em alumínio e hidróxidos de ferro, e formada pelos processos de laterização e oxidação do ferro. A importância da pedra canga e de outros materiais pétreos nas construções de Cuiabá e Chapada dos Guimarães remonta aos tempos coloniais, quando os primeiros colonizadores utilizaram esse material para a construção de edifícios históricos, como igrejas, casas e cemitérios. A pedra canga possui características que a tornam altamente adequada para a construção na região, levando em consideração que aflora nas proximidades dessas duas localidades. Em muitos locais serve de revestimento de fachadas em Cuiabá e ornamenta o muro tombado (lei estadual) do Cemitério da Piedade em Chapada dos Guimarães-MT. Este trabalho tem por objetivo mostrar que esta rocha pode ser considerada um patrimônio cultural, similarmente ao ”gnaisse facoidal” das montanhas (a beira mar) do Rio de Janeiro e aos arenitos da Bacia Potiguar, em Natal-RN

Palavras-chave: pedra canga, geodiversidade, geoturismo, Cuiabá.

1. INTRODUÇÃO

Uma das principais vantagens da pedra canga é a sua durabilidade. Ela é resistente e capaz de suportar as condições climáticas características de Cuiabá, como o calor intenso, a umidade e a estação chuvosa. Além disso, a pedra canga apresenta uma boa capacidade de isolamento térmico, o que é especialmente benéfico em uma região com temperaturas elevadas durante a maior parte do ano. Outra vantagem da pedra canga é a sua abundância na região. Sua extração é relativamente fácil e econômica, pois pode ser encontrada em depósitos naturais próximos à superfície. Essa disponibilidade local reduz os custos de transporte e torna a pedra canga uma opção acessível para construtores e empreiteiros locais. Muitos edifícios históricos em Cuiabá apresentam fachadas feitas de pedra canga, o que contribui para a preservação da identidade arquitetônica da cidade. Sua utilização contribui para a preservação da identidade histórica e arquitetônica da cidade, desde os tempos coloniais até os dias atuais.

2. MATERIAIS E MÉTODOS

O trabalho realizado contou com pesquisa bibliográfica sobre os edifícios históricos de Cuiabá e Chapada dos Guimarães, que forneceram subsídios para a os principais locais a serem estudados. Foi realizada uma etapa de campo em Cuiabá e uma visita técnica em Chapada dos Guimarães para coleta de dados e dos sítios onde as rochas estão aplicadas. Os elementos da geodiversidade *ex situ* foram descritos e catalogados para publicação.

3. RESULTADOS

A pedra canga e o quartzo são materiais muito utilizados nas construções dos locais estudados e seu emprego está amplamente disseminado principalmente em Cuiabá e Chapada dos Guimarães.

Na cidade de Cuiabá, a pedra canga está em igrejas, ruas, praças, contornos rodoviários. O local em que ela foi muito utilizada é na Igreja Nossa Senhora do Rosário e São Benedito (Figura 1). A construção da Igreja Nossa Senhora do Rosário e São Benedito começou em 1725 e terminou cinco anos depois. No seu interior, a construção tem um material chamado de ‘taipa de pilão’. Esta técnica construtiva empregava argila e cascalho, em vez do cimento. Um detalhe importante dentro das paredes desta igreja é a presença de ouro na forma de purpurina. Isto decorre porque a parede foi feita com a areia proveniente do Córrego da Prainha, de onde os escravizados extraíam ouro.

Na reforma do entorno da igreja, foram utilizadas pedras cangas para ornamentação das paredes externas e nos muros laterais e frontais. Estas obras de reforma foram desenvolvidas pelo governador Pedro Pedrossian (1966-1971).



Figura 1. Diversidade de fragmentos de pedra canga nas paredes laterais e muro da Igreja Nossa Senhora do Rosário e São Benedito.

Da mesma forma, em Chapada dos Guimarães, a pedra canga é utilizada no muro que cerca o Cemitério da Piedade (Figura 2). Nos detalhes é possível observar os materiais lateríticos que compõem essa alvenaria, sendo que a construção do muro coberto com telhas foi efetuada por pessoas escravizadas (data do ano de 1800). Novas pedras foram inseridas em 1970, com uma linha de pedras dispostas no alto do muro, para a proteção de invasões.



Figura 2. Fragmentos de pedra canga no muro do Cemitério da Piedade em Chapada dos Guimarães-MT.

4. DISCUSSÕES

Muitas rochas ornamentais têm atrelados ao seu nome o local de origem, como por exemplo, a pedra Pirenópolis, que são rochas quartzíticas retiradas desta região, em Goiás. Outro exemplo é o granito Azul Bahia, que constitui uma rocha com sodalita, que tem cor predominante azul. Pela sua ampla distribuição e visibilidade, a pedra canga é sinônimo de geodiversidade em Cuiabá. Mesmo sem ser esteticamente bela como outras rochas, pode-se concluir que as cidades de Cuiabá e Chapada tem uma pedra patrimônio cultural: a pedra canga.

5. CONCLUSÕES

Existem diversas rochas utilizadas como material de construção, que integram o patrimônio cultural, e que são recursos geológicos que merecem estudo e divulgação. A IUGS (HSS, 2022) elenca os requisitos necessários para que uma rocha seja denominada de pedra de patrimônio. Não há intenção de tornar a pedra canga uma pedra patrimônio, mas estabelecer, a partir da coleta de dados na zona urbana das duas cidades, que ela é um marco na edificação dos edifícios, e assim descrevê-la como um patrimônio histórico e cultural de Cuiabá e Chapada dos Guimarães.

Agradecimentos

Os autores são gratos a Faculdade de Geociências-UFMT e aos geólogos Gabriel Miranda Mosso e Larissa Isabelle M. Oliveira.

REFERÊNCIAS

Costa, A. C. D.; Nascimento, M. A. L. & Silva, C. H.. 2021. Roteiro Geoturístico Pelos Edifícios Históricos do Centro de Cuiabá-MT. In: DEL LAMA, Eliane Aparecida. Patrimônio em pedra. Universidade de São Paulo. Instituto de Geociências, 2021. DOI: https://doi.org/10.11606/9786586403022

HSS – Heritage Stones Sub-Commission. (2022). HSS Terms of Reference. IGC/IUGS

MAWE, J Viagem ao interior do Brasil, particularmente aos distritos do Ouro e Diamante, em 1809 – 1810, Belo Horizonte, Imprensa Oficial do Estado de Minas Gerais, p.388, 1922.

Avaliação multi-escala do mapeamento geológico no estado de Mato Grosso

Duarte, G.H.S.[1], Bueno, D.N.[1], Silva, W.G.D.[1], Pena, J.S.[1], Oliveira, B.R.[2]

[1]Curso de Graduação em Geologia, Faculdade de Geociências, Universidade Federal de Mato Grosso (UFMT), Cuiabá-MT, guilherme.mk3@hotmail.com, buenonovaesdiego@gmail.com, widney.silva@sou.ufmt.br, juliasantospn@gmail.com
[2]Faculdade de Geociências, Universidade Federal de Mato Grosso (UFMT), Cuiabá-MT, bruno.oliveira6@ufmt.br

Resumo: O mapeamento geológico é uma ferramenta essencial para o avanço das Geociências e o planejamento territorial. No estado de Mato Grosso, porém, ainda há uma expressiva carência de dados geológicos em escalas de detalhe. O principal produto disponível é o mapa geológico de 2004, na escala 1:1.000.000, insuficiente para análises mais precisas. Este trabalho tem como objetivo avaliar, em múltiplas escalas, a distribuição dos mapeamentos geológicos no estado, identificando os avanços e as lacunas existentes. Foram utilizados dados vetoriais da plataforma GeoSGB, processados em ambiente SIG e tratados com PostgreSQL e PostGIS para calcular as áreas mapeadas nas escalas 1:50.000, 1:100.000 e 1:250.000, associadas às principais unidades geológicas do estado. Os resultados indicam que áreas como o Cráton Amazônico e a Faixa Paraguai concentram mais de 30% da cobertura em escala de detalhe, enquanto as bacias sedimentares apresentam cobertura mínima ou ausente. Conclui-se que há uma desigualdade na cobertura dos mapeamentos, com foco em regiões de maior complexidade ou interesse econômico. O estudo evidencia a necessidade de ampliar os mapeamentos em áreas negligenciadas, contribuindo para o conhecimento geológico e a gestão dos recursos naturais do estado.

Palavras-chave: diagnóstico, mapeamento geológico, geologia regional.

1. INTRODUÇÃO

O mapeamento geológico gera dados e informações essenciais, contribuindo diretamente para o avanço do conhecimento geológico (Costa, 2023). Segundo Costa (2023), o entendimento sobre a importância do mapeamento geológico surge em meados do século XIX, com a criação dos primeiros serviços geológicos do mundo, os quais marcam o desenvolvimento institucional das Geociências. O autor ainda afirma que “o Serviço Geológico do Brasil tem o mapeamento do território brasileiro dentre suas atribuições primordiais, desde sua fundação como Companhia de Pesquisa e Recursos Minerais, em 1969, e ainda mais incisivamente a partir de sua transformação em serviço geológico, em 1994.”

No entanto, mais especificamente no estado de Mato Grosso, localizado na região Centro-Oeste do Brasil e com uma área de 903.208,362 km² (IBGE, 2024), observa-se uma relativa ausência de dados geológicos que contemplem todo o território estadual. Dentre os últimos trabalhos relevantes, destaca-se o Mapa Geológico do Estado do Mato Grosso (Lacerda Filho et al., 2004), elaborado em 2004 pela então CPRM (atual SGB), na escala 1:1.000.000 considerada insuficiente para fins de mapeamento geológico de detalhe.

Diante desse panorama, o presente trabalho tem como objetivo principal apresentar uma síntese crítica do conhecimento geológico de Mato Grosso, enfatizando tanto os avanços proporcionados pelos principais projetos de mapeamento quanto às lacunas ainda existentes. Espera-se que esta análise contribua para o planejamento de novas pesquisas e para a otimização da gestão dos recursos naturais no estado.

2. MATERIAIS E MÉTODOS

Para a confecção deste trabalho, foram utilizados somente os trabalhos de mapeamentos da CPRM, devido a sua extensa base de dados de livre acesso. Estes dados estão disponíveis na forma de geoserviços nos formatos WMS e WFS, foram adquiridos os vetores dos projetos CPRM e das bacias sedimentares do país por meio do site GeoSGB (SGB, 2025a; 2025b),. A delimitação do estado foi feita a partir das bases cartográficas contínuas do Brasil, disponibilizadas pelo IBGE (2023).

Inicialmente, em ambiente SIG, as grandes unidades geológicas de Mato Grosso foram separadas a partir do arquivo vetorial das bacias sedimentares, recortando-as com base no vetor do estado. Posteriormente, as demais unidades foram traçadas com o auxílio do mapa geológico do estado (Lacerda Filho et al., 2004), obtendo-se assim os dados vetoriais das unidades tectônicas: Cráton Amazônico, Faixa Paraguai, Bacia dos Parecis, Bacia do Paraná, Bacia do Bananal e Bacia do Pantanal.

O arquivo vetorial da SGB (SGB, 2025a) possui vinte e uma colunas, das quais foram selecio nadas “escala” e “tipo de projeto”. As escalas consideradas foram 1:50.000, 1:100.000 e 1:250.000, filtradas pela variável “tipo de projeto” que contenha o valor “mapeamento”. Esses filtros geraram vetores com informações sobre mapeamentos geológicos, reprocessamentos de levantamentos geofísicos, estudos metalogenéticos, geoquímicos, petrográficos, tectônicos, entre outros.

Por fim, com o uso do PostgreSQL (versão 17.5) e da extensão PostGIS, foi possível recortar os produtos pelos vetores das unidades geológicas, calcular suas áreas e, então, obter suas respectivas proporções.

3. RESULTADOS

Na escala 1:50.000, destacam-se dois grandes projetos: o Projeto Província Serrana (Luz et al., 1978) e o ARIM - Evolução Crustal da Província Aripuanã (Trindade Netto et al., 2020), com ênfase na zona interna da Faixa Paraguai, que apresenta maior detalhamento em comparação à zona externa.

Na escala 1:100.000, observa-se uma grande quantidade de folhas individuais, além de projetos de maior abrangência, como o projeto Diamante Brasil (Cunha, Lys Matos et al., 2017) e o projeto Geologia e Potencial Mineral da Província Rondônia-Juruena (Rios et al., 2023).

Por fim, na escala 1:250.000, além de várias folhas individuais, destaca-se o projeto Geologia e Recursos Minerais da Província Mineral de Alta Floresta (Souza et al., 2005).

Os cálculos das proporções das áreas mapeadas em relação às unidades geológicas resultaram nos valores apresentados na Tabela 1. E a sobreposição dos polígonos das unidades com projetos de mapeamento são apresentados na Figura 1.

Tabela 1. Porcentagens das coberturas dos mapeamentos em diferentes escalas em cada unidade geológica e do estado de Mato Grosso.

Escalas	Cráton Amazônico	Faixa Paraguai	Bacia dos Parecis	Bacia do Paraná	Bacia do Bananal	Bacia do Pantanal	Estado
1:50.000	32%	36%	<1%	<1%	<1%	10%	14%
1:100.000	80%	75%	22%	60%	13%	41%	49%
1:250.000	90%	98%	56%	58%	100%	82%	75%

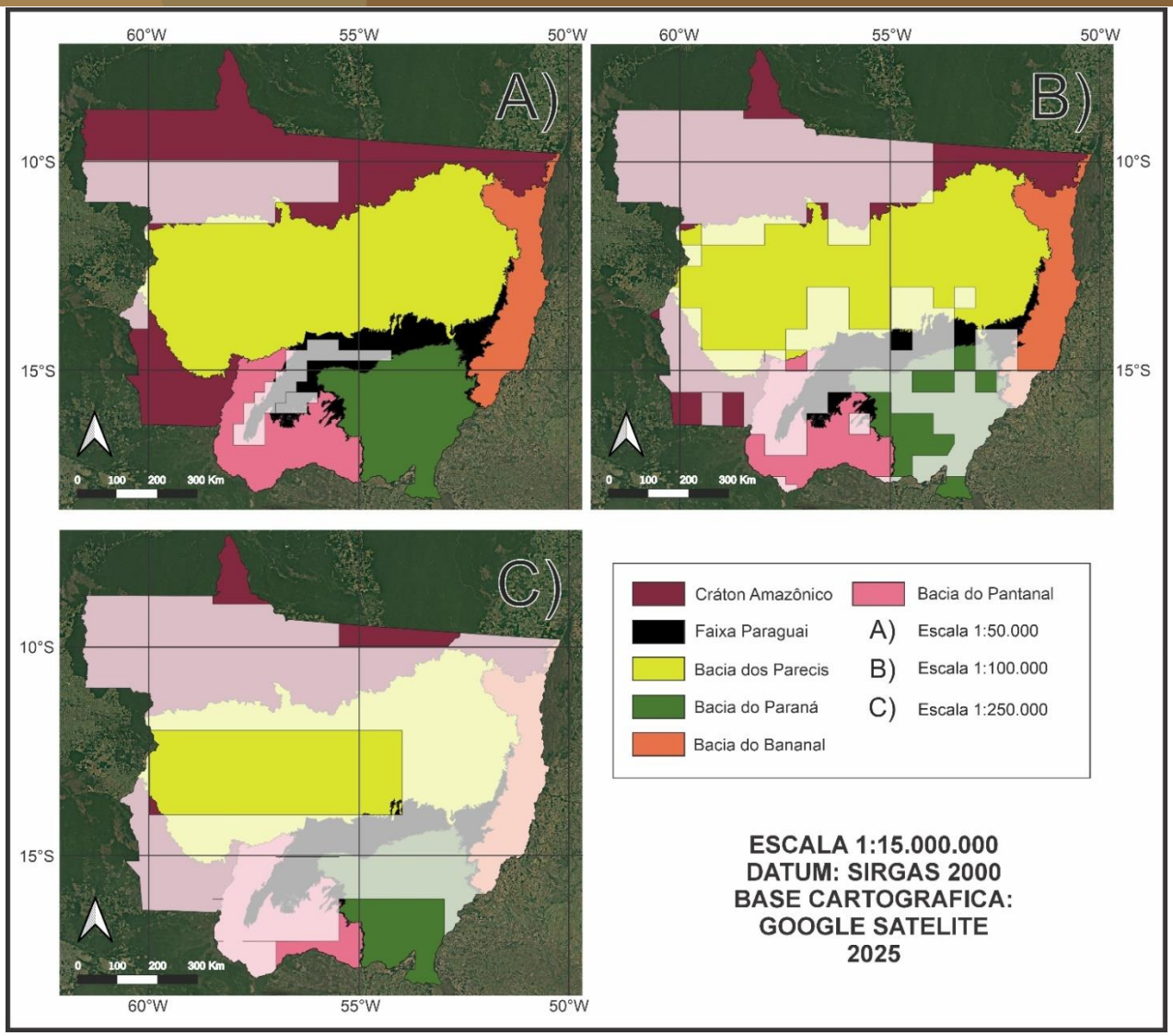


Figura 1. Mapa das unidades tectônicas sobrepostas pelos polígonos dos projetos de mapeamento realizados pelo SGB.

4. DISCUSSÕES

Com base nos dados obtidos, observa-se que os projetos existentes e/ou divulgados priorizam as áreas de maior complexidade geológica, como o Cráton Amazônico e a Faixa de Dobramentos Paraguai. Nessas regiões, os mapeamentos em grandes escalas encontrados abrangem mais de 30% da área.

Por outro lado, as bacias sedimentares, com exceção da Bacia do Pantanal, apresentam cobertura mínima ou inexistente de mapeamento geológico em grande escala. Tal cenário pode estar relacionado a aspectos econômicos, uma vez que essas áreas não costumam apresentar ocorrências minerais expressivas, o que pode reduzir o interesse em investimentos de mapeamento detalhado.

Esse panorama evidencia uma significativa lacuna no mapeamento geológico de alta resolução no estado do Mato Grosso. Contudo, mostra também que já existem novos dados quando comparado com o Mapa Geológico do estado de Mato Grosso (Lacerda Filho et al., 2004), que até o presente momento, encontra-se como um dos mais relevantes trabalhos de mapeamento da geologia regional do estado.

Contudo, a adição de trabalhos acadêmicos como TCCs, teses, artigos e resumos, aumentaria a porcentagem de cobertura mapeada do estado em grandes escalas, entretanto, a aquisição e tratamento destes dados é de uma maior complexidade, pois se tem uma necessidade de georreferenciar cada um dos mapas obtidos.

5. CONCLUSÕES

No estado de Mato Grosso, com base nos dados disponíveis no sistema GeoSGB da SGB, observa-se que os mapeamentos geológicos na escala 1:50.000 estão concentrados nas proximidades do Cráton Amazônico e da Faixa de Dobramentos Paraguai (Figura 1).

Adicionalmente, mesmo nas escalas menores, como 1:100.000 e 1:250.000, os levantamentos geológicos não cobrem todo o estado. Na escala 1:100.000, menos da metade do território estadual foi mapeada.

De forma geral, há uma evidente desproporção entre as áreas mapeadas nas bacias sedimentares e nas regiões de maior complexidade geológica, sugerindo um desinteresse institucional em cobrir áreas com menor potencial mineral. O resultado é a existência de lacunas relevantes no mapeamento geológico do estado de Mato Grosso e a existência de novos mapeamentos desde a última compilação de dados relevante publicada.

Agradecimentos

Agradecemos à PRAE-UFMT (Pró-reitoria de Assistência Estudantil) pelo auxílio evento e ao PET Geologia.

REFERÊNCIAS

CUNHA, Lys Matos et al. Presentation of the results of the Brazil Diamond Project. 2017. Trabalho apresentado ao evento Apresentação dos resultados do Projeto Diamante Brasil, Brasília, 2017.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA – IBGE. Cidades e estados. Rio de Janeiro: IBGE, 2024. Disponível em: https://www.ibge.gov.br/cidades-e-estados/mt.html Acesso em: 20 jun. 2025.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA – IBGE. Bases cartográficas contínuas - Brasil ao milionésimo – BCIM. Rio de Janeiro: IBGE, 2023. Disponível em: https://www.ibge.gov.br/geociencias/cartas-e-mapas/bases-cartograficas-continuas.html Acesso em: 20 jun. 2025.

LACERDA FILHO, Joffre Valmório de et al. Geologia e recursos minerais do estado de Mato Grosso. CPRM; Secretaria de Estado de Indústria, Comércio, Minas e Energia do Estado de Mato Grosso (SICME-MT), 2004.

LUZ, José Silva da et al. Projeto Província Serrana: relatório final. CPRM, 1978.

POSTGIS PROJECT. Getting started with PostGIS. [S.l.]: PostGIS, 2025. Disponível em: https://postgis.net/documentation/getting_started/. Acesso em: 20 jun. 2025

RIOS, F. S.; FUENTES, D. B. V.; MENEGHINI, P. V. B.; ALVES, C. L. Carta Geológica - FOLHA ILHA DO AMOLAR - SC.21-V-D-I - Escala 1:000.000. Goiânia: SGB- CPRM, 2023. Projeto Geologia e Potencial Mineral da Província Rondônia-Juruena - Subárea Paraníta. Mapa col.

SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL (SBG) Banco de dados da geoinformação do Serviço Geológico do Brasil – GeoSBG. Disponível em: Geoportal.sgb.gov.br/server/services/projetos/projetos/MapServer/WFSServer?request=GetCapabilities&service=WFS. Acesso em 16/06/2025.

SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL (SBG) Banco de dados da geoinformação do Serviço Geológico do Brasil – GeoSBG. Disponível em:geoportal.sgb.gov.br/server/services/geologia/bacias_sedimentares/MapServer/WFSServer?request=GetCapabilities&service=WFS. Acesso em 16/06/2025.

SOUZA, J. O., FRASCA, A. A. S.; OLIVEIRA, C. C. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil.Projeto Província Mineral de Alta Floresta. Geo. 2005

THE POSTGRESQL GLOBAL DEVELOPMENT GROUP. PostgreSQL: the world's most advanced open source relational database. Versão 17.5. [S.l.]: PostgreSQL, 2025. Disponível em: https://www.postgresql.org/. Acesso em: 20 jun. 2025.

TRINDADE NETTO, Gil Barreto et al. Áreas de relevante interesse mineral (ARIM): evolução crustal e metalogenia da Região de Aripuanã, estado do Mato Grosso. 2020.

Estereoscopia: visualizando conceitos

Freitas, B.C.M.[1], Mescolotti, P.C.[2]

[1]Faeng/Geografia/Universidade Federal do Mato Grosso do Sul, Campo Grande-MS, Brasil, brenda.marcelino@ufms.br;
[2]Faeng/Geografia/Universidade Federal do Mato Grosso do Sul, Campo Grande-MS, Brasil, patricia.mescolotti@ufms.br.

Resumo: A estereoscopia é uma técnica que permite a visualização tridimensional (3D) a partir de imagens bidimensionais (2D) captadas de ângulos diferentes, oferecendo percepção de profundidade e proporção. Esta pesquisa investigou a criação de pares estereoscópicos utilizando imagens do *software* gratuito *Google Earth Pro* e imagens obtidas por drone, com o objetivo de produzir material didático de baixo custo para o ensino de Geografia e Geologia. Foram analisadas quatro áreas de relevo acidentado em Mato Grosso do Sul: Morro do Ernesto, Morro do Paxixi, Parque Natural Municipal Templo dos Pilares e uma voçoroca em Bandeirantes. Os pares de imagens foram testados com estereoscópios de mesa e de bolso, permitindo avaliar a eficácia na percepção de profundidade. Os resultados mostraram que os pares do Morro do Ernesto, Morro do Paxixi e da voçoroca proporcionaram boa visualização tridimensional, enquanto os do Templo dos Pilares a visualização 3D do relevo não ficou acentuada, seja pela maior cobertura vegetal ou pela baixa resolução das imagens. A pesquisa também destacou que imagens de drones, embora com maior resolução, foram mais adequadas apenas ao estereoscópio de mesa, enquanto imagens do *Google Earth Pro* se adaptam melhor aos dois tipos de equipamento. Além do potencial didático, a técnica contribui indiretamente para discussões sobre gestão de recursos naturais e avaliação de riscos ambientais, pois permite identificar e mapear áreas suscetíveis à erosão e a movimentos de massa, essenciais para planejamento territorial e prevenção de desastres. Conclui-se que a estereoscopia, aliada a ferramentas acessíveis como *Google Earth Pro* e drones, é eficaz como recurso educacional, embora o custo de estereoscópios de mesa ainda limite sua difusão.

Palavras-chave: Estereoscopia, Recurso Didático, Geociências, Geografia, Ensino.

1. INTRODUÇÃO

A estereoscopia é uma técnica que utiliza duas imagens bidimensionais (2D) de uma mesma área, mas de ângulos diferentes, e quando as imagens são ajustadas em um estereoscópio permite a visualização em três dimensões (3D) da área selecionada. Isso acontece porque a estereoscopia permite a visão em perspectiva, onde ao observar a mesma cena de pontos de vista diferentes é possível enxergar proporção e profundidade. Tais sensações são causadas pela *paralaxe*, nome dado ao efeito de pontos de vista distintos de uma mesma cena devido a posição dos olhos humanos que são voltados para a mesma direção, assim uma imagem pertence ao olho esquerdo e a outra pertence ao olho direito (LIPTON, 1982; SAMPEDRO, 2015).

O uso da estereoscopia é especialmente interessante em áreas como a Geografia e a Geologia facilitando a análise da geomorfologia, da erosão, das bacias hidrográficas e de estruturas naturais como formações rochosas e cursos d'água, com melhor precisão. Além disso, contribui para uma melhor compreensão espacial em mapas e imagens aéreas. Técnicas de sensoriamento remoto ampliam a percepção sobre o espaço geográfico e transformam a forma como os alunos compreendem melhor a relação de alguns conceitos geográficos, tais quais: lugar, escala, localização, território e outros mais (ALBANO, CRISPIM, 2016).

O objetivo desta pesquisa é possibilitar a criação de pares estereoscópicos por meio de técnicas de baixo custo, tornando o processo mais acessível ao ensino, em contraste com a aerofotogrametria, que envolve custos elevados.

2. MATERIAIS E MÉTODOS

A pesquisa utilizou o *software Google Earth Pro* como principal ferramenta para a captação de imagens aéreas com sobreposição, buscando criar pares de imagens estereoscópicas. Com essas imagens, após impressas e com auxílio de um estereoscópio de mesa, é possível visualizar os efeitos de *paralaxe*.

Seguindo os procedimentos descritos por Rodrigues e Zaine (2015), foi possível obter pares estereoscópicos de imagens bidimensionais no *Google Earth Pro*, possibilitando a visualização tridimensional do relevo. Entre setembro de 2024 e agosto de 2025, as imagens foram captadas de forma sistemática, no sentido Oeste-Leste, com sobreposição de aproximadamente 60% (3 km) entre fotos consecutivas, resultando em fotomosaicos de três pontos turísticos de Mato Grosso do Sul que tem grande relevância na geodiversidade do estado, sendo o Morro do Ernesto (-20.334475247733703, -54.68718173489563), Morro do Paxixi (-20.45817073146159, -55.63877500598228) e o Parque Natural Municipal Templo dos Pilares (-18.168090942661543, -53.67642554881707). Também foram utilizados pares de imagens captadas por drone em uma área do município de Bandeirantes, também no Mato Grosso do Sul (-19.657591292349856, -54.36947875929351), onde há uma voçoroca. A sobreposição das imagens de drone foi de aproximadamente 70%.

A escolha destes quatro pontos se deu por serem áreas com relevo acidentado, com desnível acentuado que permitem um maior destaque nas imagens captadas. Vale destacar que a maioria destes pontos escolhidos são locais geoturísticos do Estado, permitindo maior conexão e reconhecimento do local pelo público-alvo.

Todas essas áreas localizam-se na borda oeste da Bacia Sedimentar do Paraná, uma extensa região de sedimentação no centro-oriental da América do Sul, cuja evolução ocorreu durante o Paleozoico e o Mesozoico, com registro estratigráfico que vai do Neo-Ordoviciano ao Neocretáceo, documentando cerca de 400 milhões de anos da história geológica fanerozóica (MILANI, 1997).

3. RESULTADOS

O uso das imagens estereoscópica é um importante aliado ao ensinar geomorfologia e geologia, pois a visualização tridimensional permite melhor entendimento e mapeamento da paisagem. A utilização de imagens aéreas da paisagem e espaços conhecidos auxiliam que os alunos tenham melhor entendimento do meio em que vivem, reconhecendo relações espaciais, ambientais e humanas (PEREIRA, 2007). Assim estimulando os alunos a ter melhor entendimento e visualizar as relações de conflitos existentes no cenário geográfico, gerando maior entendimento sobre o ambiente em que vivem e assim refletindo e questionando sua realidade, gerando identificação e buscando formas de solucionar problemas socioambientais encontrados (KRAMER et al. 2009).

Dentre as quatro áreas previamente citadas: Morro do Ernesto, Morro do Paxixi, Templo dos Pilares e a voçoroca de Bandeirantes/MS, foram captadas mais de um par de imagens estereoscópicas de cada lugar e depois se deu a seleção dos pares de imagens que poderiam visualizar melhor a diferença de proporções de profundidade. O teste para saber se as imagens deram certo foi feito com o estereoscópio de mesa (Fig. 1 e 2) e de bolso, ambos pertencem ao Laboratório de Geologia e Paleontologia (GeoPaLab) da Universidade Federal do Mato Grosso do Sul (UFMS).

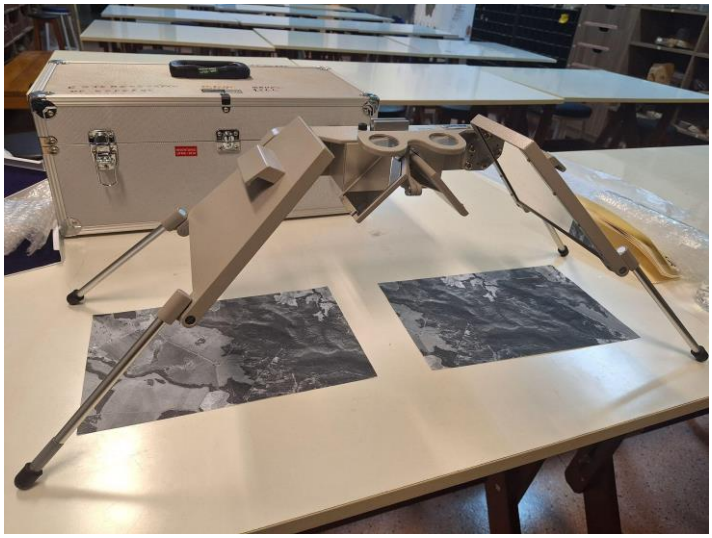


Figura 1. Estereoscópio de mesa.



Figura 2. Visualização de fotos aéreas padrão.

Os pares estereoscópicos de melhor visualização tridimensional foram apresentados para a comunidade em geral em um evento de extensão (3° Geodia de Mato Grosso do Sul), com participação de mais de 50 visitantes (Fig. 3A e 3B). A recepção por parte dos espectadores foi boa, causando grande surpresa e um “encanto” ao observarem as imagens pelas lentes do estereoscópio, que para grande maioria foi a primeira experiência.



Figura 3A.



Figura 3B.

No decorrer da pesquisa, foi desenvolvido uma cartilha (Fig. 4) explicando o que é estereoscopia, fotogrametria e *Google Earth Pro*. Na cartilha, também foi elaborado tutorial de como fazer o download do *software* e com instruções para a captação de foto mosaico, que resultará nos pares estereoscópicos. A cartilha e imagens geradas a partir dela tem por objetivo ser usada em sala de aula como recurso didático, colaborando para que os alunos tenham melhor

compreensão, visualizando conceitos ao invés de apenas ler sobre eles. Todo o processo foi baseado no artigo de Rodrigues e Zaine (2015).



Figura 4. Cartilha didática.

4. DISCUSSÕES

A técnica de estereoscopia pode ser usada no ensino como uma forma de ajudar a visualizar conceitos ensinados pelo professor, aumentando a compreensão das dinâmicas espaciais, tanto em escala local como global. O contato com a tecnologia desperta a atenção dos alunos, estimulando interesse e gera maior engajamento e envolvimento em atividades propostas pelo professor (AUMONT, 1993; PIRES, PEREIRA, PIPITONE, 2016).

Infelizmente, os pares de imagens estereoscópicas do Parque Natural Municipal Templo dos Pilares não deram certo e foram descartados, pois na visualização no estereoscópio não se percebia a diferença de profundidade necessária para que a imagem ganhasse tridimensionalidade. Mesmo após a alteração de cores para realçar a morfologia, o efeito desejado não foi obtido, permanecendo uma aparência plana. A grande quantidade de cobertura vegetal arbórea e a baixa resolução da imagem também influenciou negativamente, contribuindo para a ausência de êxito no resultado final.

A comparação com as imagens obtidas por drone evidenciou que, embora apresentem resolução espacial superior, as imagens do *Google Earth Pro* mostraram-se mais adequadas tanto ao estereoscópio de mesa quanto ao de bolso, garantindo boa visualização estereoscópica. Em contrapartida, as imagens de drone, devido à sua maior resolução, apresentaram melhor desempenho apenas quando analisadas no estereoscópio de mesa. Ainda assim, os pares de imagens gerados a partir de drone demonstraram excelente nível de detalhe, possibilitando a identificação mais precisa de feições geomorfológicas e o mapeamento refinado de processos erosivos.

Durante o 3° Geodia no Mato Grosso do Sul, foi empregado um estereoscópio de mesa, que é um equipamento de alto custo. Assim, apesar do potencial de gerar imagens estereoscópicas de baixo custo, o custo do estereoscópio de mesa acaba por restringir a ampla disseminação desta técnica em ambientes escolares. Uma alternativa viável seria o desenvolvimento de estereoscópios de mesa com materiais de baixo custo, desde que preservada a qualidade da visualização, de modo a favorecer a popularização da estereoscopia como recurso didático e científico.

5. CONCLUSÕES

É possível criar imagens estereoscópicas a partir do *software* gratuito *Google Earth Pro* e drones e usá-las como material didático no ensino da Geografia e Geologia. A técnica se mostrou eficaz para facilitar a compreensão de conceitos espaciais, geológicos e ambientais, ao permitir a visualização tridimensional da paisagem, o que torna o aprendizado mais interessante e próximo da realidade dos alunos.

A metodologia de Rodrigues e Zaine (2015) e a cartilha produzida são fáceis de acompanhar e sistematizar o processo e ampliar sua aplicabilidade em sala de aula. Um empecilho para o desenvolvimento do projeto na área de ensino é o preço de um estereoscópio de mesa, tendo aqui sido levantada a hipótese de confecção do aparelho com materiais módicos sem comprometer a visualização das imagens tridimensionais.

Agradecimentos

Agradeço à Universidade Federal de Mato Grosso do Sul (UFMS) pelo apoio e incentivo à ciência, proporcionados por meio da bolsa PIBIC, que tornaram possível o desenvolvimento deste estudo.

REFERÊNCIAS

Albano, A. Crispim, L. C. (2016). O Uso das Imagens de Satélite como Recurso Didático no Ensino de Geografia. Revista de Estudos e Pesquisas em Ensino de Geografia. 46-57.

Aumont, J. (1993) A Imagem.

Kramer, G. et. al. (2009). O Uso do Sensoriamento Remoto como Recurso Didático Para o Ensino da Geografia no Sexto Ano do Ensino Fundamental. Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto (SBSR). 2429-2435.

Lipton, L. (1982). Foundations of the Stereoscopic Cinema, a Study in Depth**.** Van Nostrand Reinhold Co. 1-325.

Milani, E. J. (1997). Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana sul-ocidental. Porto Alegre, 225p (Doctoral dissertation, Tese (Doutorado em Geociências)-Instituto de Geociências, Curso de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul).

Pereira, T. (2007). O Sensoriamento Remoto como recurso didático no ensino fundamental. Dissertação (Mestrado). 2007.

Rodrigues, F. Zaine, J. E. (2015). Geração de imagens estereoscópicas a partir de Produtos do Google Earth com Aplicações no Mapeamento Geotécnico e Geoambiental**.** Anais do 15º Congresso Brasileiro de Geologia de Engenharia e Ambiental, 1-10.

Pires, T. B. Pereira, T. H. A. A. Pipitone, M. A. P. P (2016). O Uso do Google Earth e a Apresentação de Imagens Tridimensionais como Ferramentas Complementares para a Educação Ambiental. Geosaberes. 112-122.

Sampedro, P. P. (2015). Análise de Sistemas de Produção de Imagens Estereoscópicas Baseados em Câmeras Com Uma Única Objetiva. REVISTA CIPPUS – UNILASALLE. 1-14.

A transição energética e o papel das Geociências: desafios frente às transformações da indústria 4.0

Godoi Filho, J.D.[1]

[1]Faculdade de Geociências/UFMT, Cuiabá-MT, jose.filho@ufmt.br

RESUMO: A espécie humana ocupa e modifica os espaços naturais, organizando cidades, indústrias, agropecuária, extração de madeira, minérios e combustíveis fósseis.A energia é uma variável necessária para praticamente todas as atividades humanas.Com exceção do grau geotérmico, da energia das marés e da energia nuclear, todas as fontes de energia disponíveis sobre a Terra têm como origem primária o Sol.A decisão de um Estado basear sua vida em uma dessas alternativas, renováveis ou não, constitui-se na mais importante decisão que uma geração pode tomar, com reflexos na demanda sócio-política de longo prazo e implicações no padrão de consumo, força de trabalho, níveis de investimentos e, sobretudo, na forma de exploração dos recursos naturais e energéticos e na estruturação do sistema educacional e da pesquisa.Os problemas sócio-ambientais relacionados a utilização de recursos energéticos remontam aos primórdios da Revolução Industrial do século XIX,agravados nos séculos passado e atual.A Conferência das Nações Unidas sobre Meio Ambiente e Desenvolvimento/Rio-92, para superar o conflito entre desenvolvimento e proteção ambiental, estabeleceu a Convenção-Quadro das Nações Unidas sobre Mudança do Clima,que gerou a Conferência das Partes (COP), daí o compromisso da transição energética.As geociências são fundamentais para o encaminhamento desse compromisso e enfrentar os desafios da indústria 4.0.

Palavras-chave: transição energética, indústria 4.0, geociências e indústria 4.0, geociências e transição energética.

1. INTRODUÇÃO

Este artigo faz uma reflexão sobre o tema central do 18º Simpósio de Geologia do Centro-Oeste - os desafios e oportunidades da transição energética e o papel das geociências no futuro sustentável.

A transição energética, tal como vem sendo proposto e defendido pelas Nações Unidas, via Conferência das Partes (COP), completa 30 anos, em 2025, com a realização da COP-30, em Belém-PA; contudo, não pode ser entendida apenas como mudança de matrizes energéticas poluentes, para fontes de energias renováveis. A transição energética implica em mudanças no modelo econômico, nas definições de políticas públicas, na aceitação, como concluiu a reunião de Estocolomo-72, que há limites para o crescimento.

A transição energética implica na racionalização do uso solo, dos recursos minerais, da água, dos recursos energéticos e no respeito às condições de vida e de trabalho da sociedade humana e na diminuição das desigualdades energéticas e sócio-econômicas.Neste cenário, é inquestionável a importância das geociências, em especial, da geologia.

2. ENERGIA E TRANSIÇÃO ENERGÉTICA

Energia é a única moeda de troca universal: alguma de suas formas precisa ser transformada para que qualquer ação ocorra.A vida na Terra seria impossível sem a conversão

fotossintética de energia solar em fitomassa (biomassa vegetal). Os humanos dependem dessa transformação para a sua sobrevivência e de muitos outros fluxos de energia para a sua existência civilizada (Smil, 2024).Podemos ir longe em nossos pensamentos, mas se não dispusermos dos meios para transformá-los em ação, não passarão de idéias [...] A história atua de modos imprevisíveis,porém, eventos históricos necessariamente assumem uma estrutura ou organização que deve estar de acordo com seus componentes energéticos (Adams, 1982.). Daí,os programas de fontes energéticas de um país devem estar vinculado a uma política de autonomia nacional e de desenvolvimento; ou seja, não pode depender de interesses hegemônicos externos ou da aritmética primária de economistas, em jogo forjado de preços de mercado (Bautista Vidal, 1991).Com o avanço das mudanças climáticas, o planejamento energético deve ser ainda o mais cuidadoso e estratégico, para garantir a sustentabilidade do fornecimento de energia, especialmente de energia elétrica, que não sejam poluentes.

Como vem sendo indicado pelas Nações Unidas, via COP, lentamente cumprido, a transição energética é fundamental para a sustentabilidade ambiental, social e econômica; e, não pode ser entendida apenas como a substituição de matrizes energéticas poluentes para fontes renováveis, sem considerar que estruturas socioeconômicas pré-existentes podem reproduzir e aumentar a desigualdade energética dessas políticas – conflito evidente entre os Objetivos de Desenvolvimento Sustentável (ODS) 7 e 10 (Bouzarovski e Tirado Herrero, 2017). Os ODS 7 e 10 fazem parte da Agenda 2030 da ONU e, tratam de Energia Acessível e Limpa e Redução das Desigualdades. O ODS 7 visa garantir o acesso à energia barata,confiável, sustentável e renovável para todos até 2030. O ODS 10 busca reduzir as desigualdades dentro dos países e entre eles, promovendo o crescimento da renda dos mais pobres. Até 2030, alcançar e sustentar o crescimento da renda dos 40% da população mais pobre a uma taxa maior que a média nacional.

O Brasil, no que se refere a matriz energética, está à frente da média global em transição energética com cerca de 84% renovável,atingindo 45% renovável, se incluir os combustíveis .

3. INDÚSTRIA 4.0

O avanço das tecnologias digitais possibilitou a criação de novos métodos de produção industrial baseados em automação do trabalho, robótica, inteligência artificial, internet das coisas, inteligência de dados, que fez aflorar a Indústria 4.0. Conhecida, como manufatura avançada ou Quarta Revolução Industrial, a proposta da Indústria 4.0 altera significativamente tanto as formas produtivas, quanto as relações de trabalho existentes na indústria, na agricultura, na indústria mineral, na indústria de serviços e os serviços industriais. E mais, as tecnologias de informação e comunicação em vez de constituírem instrumentos dotados de sentido humano-social, têm sido concebidas para aumentar os lucros e a produtividade das empresas, intensificando a exploração e a espoliação da força de trabalho.Nesse contexto informacional, digital e financeiro em que os algoritmos – novo fetiche tecnológico das corporações – se convertem em programas capazes de agregar enormes volumes de informações sobre a produção de trabalhadores e trabalhadoras, incluindo dados como distâncias percorridas, valores percebidos, tempo, intensidade e ritmo do trabalho, possibilita-se uma maior sujeição e degradação das condições de vida da classe trabalhadora (Antunes,2020a).

Ao contrário do que ditava a equivocada “previsão” do fim do trabalho, da classe trabalhadora e da vigência da teoria do valor, o que temos de fato, é uma ampliação do trabalho precário, que atinge(ainda que de modo diferenciado) desde os trabalhadores e trabalhadoras da indústria de software até os de call-center e telemarketing – o infoproletariado ou cibertariado – alcançando de modo progressivo os setores industriais, da agroindústria, da indústria mineral, dos bancos, do comércio, do fast-food, do turismo e hotelaria, etc., e incorporando até mesmo trabalhadores imigrantes, cujos números se expandem em todas as partes do mundo. É quase

impossível, hoje, encontrar qualquer trabalho que não tenha alguma forma de dependência do aparelho celular (Antunes, 2020b).

Tal cenário crítico se acentuará com a expansão da demanda da Indústria 4.0, tendo como uma das principais consequências para o mundo do trabalho a ampliação do trabalho morto, para lembrar Marx, tendo o maquinário digital – a "internet das coisas", a inteligência artificial, a impressão 3D, o big data, etc. – como dominante e condutor de todo o processo produtivo, com a consequente redução do trabalho vivo, viabilizada pela substituição de atividades tradicionais e mais manuais por ferramentas automatizadas e robotizadas, sob o comando informacional-digital (Antunes,2020b).

4. DISCUSSÃO

Como analisado por Antunes (2020a,b), em um cenário de precarização, em que terceirizações, flexibilizações e informalidade são cada vez mais comuns, o surgimento e a expansão do trabalho uberizado se evidenciam em sua extrema negatividade, uma vez que, além de incentivar relações trabalhistas crescentemente individualizadas (apresentadas como "prestação de serviços"), acabam por forjar condições para a completa supressão da legislação social protetora do trabalho. É nesse contexto que se desenvolve a proposta da Indústria 4.0 que altera significativamente, tanto as formas produtivas, quanto as relações de trabalho existentes na indústria, na agricultura, na indústria mineral, na indústria de serviços e os serviços industriais. E mais, as tecnologias de informação e comunicação em vez de constituírem instrumentos dotados de sentido humano-social, têm sido concebidas para aumentar os lucros e a produtividade das empresas, intensificando a exploração e a espoliação da força de trabalho (Antunes,2020a). Assim, torna-se urgente o debate democrático sobre os objetivos desta nova economia para melhor compreensão dos múltiplos significados do universo laborativo nas plataformas digitais, nos setores de telemarketing e de call-center, bancos, hipermercados, fast-food, na indústria automobilística e extração mineral, etc.Como ressaltado por Mészáros (2002), é importante acentuar também que essas tendências em curso, implementadas por corporações globais, nesta era agudamente destrutiva do capital, é inédita no capitalismo pós-Segunda Guerra.

Por trás das transformações tecnológicas e seus impactos sobre a produção de mercadorias e serviços e o trabalho no século XXI, pode-se apontar o papel decisivo da mineração, a partir da qual são obtidas matérias-primas fundamentais para a produção de máquinas, robôs, computadores e dispositivos eletrônicos. É possível dizer que, de algum modo, se encontra na mineração o lado obscuro da chamada "Indústria 4.0". Para compreender os significados desta última, portanto, também é inescapável direcionar o olhar para a extração de minérios – atividade amplamente dominada por transnacionais – e suas consequências para o trabalho, a comunidade e o meio ambiente (Gadelha, 2019).

A indústria mineral representa uma das atividades que definem poder, sendo fundamental para o desenvolvimento econômico e, com o aumento da demanda por recursos minerais, torna-se cada vez mais importante a adoção de tecnologias avançadas, para melhorar a eficiência e a produtividade da mineração.A Indústria 4.0 refere-se à Quarta Revolução Industrial, caracterizada pela integração de tecnologias avançadas em processos produtivos. Nesse sentido, a mineração 4.0 significa a adoção de tecnologias da Indústria 4.0 na mineração e, incluem automação, drones, inteligência artificial, internet das coisas, big data, realidade aumentada e virtual e impressão 3D.

A Indústria 4.0, com as transformações tecnológicas, que vêm promovendo atualmente e que projetam avanços ainda mais significativos nas próximas décadas, têm sido considerada suficiente para provocar uma profunda mudança de paradigma na sociedade, a partir de seus impactos, em termos da produção de novos produtos e serviços sobre as diferentes formas de organização no processo produtivo e, portanto, no processo de destruição e criação de empregos e

de formas de organização do trabalho, tanto nas atividades da indústria, como nos serviços e também no setor primário (agricultura, pecuária, extração mineral e vegetal),(Antunes, 2020b).

Trata-se de uma revolução produtiva e tecnológica, que demonstra importantes mudanças nas ciências ligadas aos materiais, à computação, à eletrônica e elétrica e às formas de energia, que refletem as transformações nas ciências físicas, químicas, biológicas, da saúde humana, na nanotecnologia, nanoquímica, nanopartículas de estado sólido. Essas transformações apresentarão impactos progressivos na produção de novos produtos e serviços e na substituição de produtos e serviços ofertados atualmente e, nas novas formas de fabricação da logística e do consumo.

O padrão tecnológico da Quarta Revolução Industrial tem o potencial de aumentar a qualidade de vida, talvez de modo jamais visto, mas por outro lado, traz o risco imenso da perda de uma visão coletiva, da perda de uma visão de solidariedade. Se não houver cuidado, levaremos uma grande massa de população pobre, excluída, a se relacionar com máquinas e com grande viés, parcialidade, já que essas máquinas e algoritmos estão sendo formatados para atender interesses econômicos. (Gonzalez,2018)

A ciência, tecnologia e inovação têm/terá que ser subordinada a um modelo de sociedade que seja humanizado, pautado pela solidariedade e pela equidade. Senão, vamos criar um debate em que inteligência artificial, bigdata e o padrão da quarta revolução tecnológica serão entendidos por muito poucos (Gonzalez, 2018).

Finalmente, alguns exemplos,apresentados por Gonzalez (2018), da importância e do avanço da Indústria 4.0 nos trabalhos geológicos e na indústria mineral, que servem para demonstrar o quanto é necessária e urgente a abordagem do tema pelos profissionais e pesquisadores da área, vejamos :

- A nanotecnologia pode desempenhar importante papel na redução do impacto ambiental da mineração através da remoção de metais pesados presentes na drenagem ácida de minas. Fica clara a utilidade disso quando sabemos que há diferentes concentrações de arsénio, urânio, selênio ou sulfato nas águas subterrâneas ou superficiais em vários países como Índia, Bangladesh, Quirguistão, Bolívia, Países Baixos, Itália, México, EUA, Coreia, Austrália, Alemanha, Brasil, Chipre, Mongólia, Myanmar, Espanha, Chile e Noruega.
- A empresa canadense MGX pretende utilizar nanotecnologia para apressar a extração de lítio de campos petrolíferos. O processo natural leva de 18 a 24 meses para a produção de lítio. A abordagem de nanofiltração permite a rápida separação de óleo, minério, água e outros poluentes físicos e, assim, o lítio será produzido em apenas um dia ou menos.
- A biomineração é o processo de mineração que usa microrganismos (micróbios)para a extração de metais a partir de minério ou de resíduo de minas, ou ainda para limpar locais contaminados com esses metais. A biomineração abrange biolixiviação e bio-oxidação. Na biolixiviação, o metal de interesse, ligado a um composto de sulfeto biologicamente oxidado, é solubilizado diretamente. Na bio-oxidação, o metal de interesse se encontra em uma matriz formada por sulfetos de outros metais. Estes são solubilizados tornando o metal de interesse disponível para recuperação posterior. A mineração com microrganismos é atualmente adotada na produção mundial de cerca de 5% do ouro, 20% do cobre e, em menor grau, na produção de níquel, zinco, cobalto e terras raras. A biomineração é uma opção econômica e ecológica para diversos casos espalhados pelo mundo.
- A inteligência artificial é a capacidade que uma máquina ou um sistema computacional tem para simular a inteligência humana, particularmente simular atividades como aprendizagem, raciocínio e autocorreção. Tudo isso parece ficção científica, mas já não é. Na década de 1990, redes neurais artificiais, utilizadas na obtenção de inteligência artificial, foram aplicadas com sucesso para prever

depósitos de ouro disseminado em rochas sedimentares, nos EUA, e depósitos de sulfetos maciços, no Japão. E nem se falava, ainda, em Indústria 4.0. Redes neurais artificiais e aprendizagem de máquina podem ser encontradas em produtos ou aplicações voltados à geologia e à mineração.

- A Beak Consultants desenvolveu o Advangeo® Prediction Software, um software para predição espacial, que usa redes neurais artificiais, bases de dados e sistemas de informação geográfica. Uma de suas aplicações é a geração de mapas preditivos para geologia.

- A IoT (Internet das Coisas) consiste em "coisas" conectadas através da Internet, como uma cafeteira, o motor de um avião a jato ou uma sonda de perfuração de petróleo, basicamente qualquer coisa que tenha um interruptor para ligar e desligar. A IoT já tem histórias na mineração para contar:

- A Dundee Precious Metals (DPM), sediada em Toronto, no Canadá, explora uma mina subterrânea de cobre e ouro na Bulgária e outras minas em países como Namíbia e Armênia. Em 2014, quatro anos após iniciar ações pretendendo um aumento de produtividade de 30%, conseguiu um aumento de 400% com o gerenciamento das suas minas através de uma rede integrada de tecnologias como virtualização, robótica, IoT, sensores, conectividade e mobilidade. Entre os benefícios obtidos estão: colaboração aprimorada e capacidade de comunicação em tempo real, solução remota de problemas e manutenção proativa, melhoria na segurança, melhoria da utilização de ativos (por exemplo, veículos), custos de comunicação menores e melhoria no planejamento da produção.

REFERÊNCIAS:

Adams,R.N. Paradoxical Harvest: energy and explanation in British History, 1870-1914,Cambridge:Cambridge University Press, 1982.

Antunes, R.(org.). Uberização, trabalho digital e Indústria 4.0. São Paulo: Boitempo, 2020a.

Antunes, R., Trabalho intermitente e Uberização do trabalho no limiar da Indústria 4.0. Páginas 11-22, In: Antunes, R.(org.), Uberização, trabalho digital e Indústria 4.0. São Paulo: Boitempo, 2020b.

Bautista Vidal,. Soberania e dignidade.Raízes da sobrevivência.Petrópolis:Ed.Vozes, 1991.

BouzarovskI, S.; Tirado Herrero, S. The energy divide: Integrating energy transitions, regional inequalities and poverty trends in the European Union. European Urban and Regional Studies, vol. 24, no. 1, 2017. https://doi.org/10.1177/0969776415596449.

Gadelha, C.A.G., Os desafios de uma tecnologia que sirva ao humano e não que se sirva do humano. Revista do Instituto Humanitas Unisinos, nº 544, ano XIX, 4/11/19, pag. 8-15.

Gonzalez, M., A mineração e Quarta Revolução Industrial. Disponível em:https://www.notasgeo.com.br/2018/02/a-mineracao-e-quarta-revolucao.html. Acessado em: 20/06/2025.

Mészáros, I., Para além do capital: rumo a uma teoria da transição. São Paulo: Boitempo, 2002.

Smil,V. Energia e civilização: uma história.Porto Alegre:Bookman, 2024.

Diagnóstico de áreas de risco geológico nos bairros Terceiro e Dom Aquino, Cuiabá/MT: gestão urbana e prevenção de desastres

Gonçalves, N.R.D.[1], Costa, I.A.A.[2], Oliveira, L.A.R.[2], Oliveira, B.R.[3]

[1]Graduação em Geologia, Faculdade de Geociências//Universidade Federal de Mato Grosso, Cuiabá-MT, Brasil, nicole.goncalves@sou.ufmt.br; [2]Graduação em Geologia, Faculdade de Geociências//Universidade Federal de Mato Grosso, Cuiabá-MT, Brasil; isla.costa@sou.ufmt.br; ³Faculdade de Geociências//Universidade Federal de Mato Grosso, Cuiabá-MT, Brasil, luann.oliveira@sou.ufmt.br.

Resumo: As mudanças climáticas têm provocado um aumento na frequência e intensidade de eventos extremos, como chuvas torrenciais, que afetam de forma severa as periferias das áreas urbanas. Este estudo tem como objetivo realizar um diagnóstico das áreas de risco geológico em bairros do perímetro urbano do município de Cuiabá-MT, visando subsidiar ações de prevenção e mitigação de desastres naturais. A metodologia envolve revisão bibliográfica, análise de imagens de sensores remotos, processamento de dados geoespaciais, identificação das áreas de risco, além da elaboração e disponibilização de um banco de dados acessível ao público. O diagnóstico consiste na identificação das edificações nos setores de risco mapeados, inseridas em áreas de declividade elevada, produzida a partir do modelo digital de elevação, e sobrepostas às áreas de preservação permanente (APP) geradas a partir da hidrografia vetorizada na escala 1:2.500, tudo em ambiente de Sistemas de Informações Geográficas (SIG). O diagnóstico permitiu hierarquizar os locais sujeitos a alagamentos, inundações e movimentos gravitacionais de massa e com os produtos cartográficos espera-se fomentar a conscientização da população local sobre os riscos geológicos e contribuir para a segurança da população e promover estratégias urbanas mais resilientes.

Palavras-chave: Geotecnologias, Planejamento Urbano, Sistemas de Informações Geográficas, Ameaças.

1. INTRODUÇÃO

As mudanças climáticas, intensificadas pelo aquecimento global, têm provocado o aumento de eventos extremos, como chuvas intensas e alagamentos, afetando principalmente regiões urbanas vulneráveis (IPCC AR6 WGII, 2022). Em Mato Grosso, o Serviço Geológico do Brasil (SBG) identificou oito setores de riscos geológicos localizados no perímetro urbano de Cuiabá, onde concentra-se maior atividade antrópica e identificam-se frequentes ocorrências de desastres (Cabral & Peixoto, 2014).

Diante desse cenário, compreender a dinâmica dos processos geodinâmicos atuantes nas áreas ocupadas é fundamental para hierarquizar as áreas críticas que quando associadas como a exposição e vulnerabilidade das edificações permite subsidiar futuras estratégias de mitigação de riscos. A realização de um diagnóstico da área pode contribuir com dados relevantes para a elaboração de planos de contingência de desastres. Além disso, destaca-se a importância da disseminação de informações sobre riscos geológicos à população, de modo a promover maior preparo da comunidade em emergências.

2. MATERIAIS E MÉTODOS

A metodologia deste trabalho está estruturada em três etapas principais: coleta de dados a partir de sensores remotos, diagnóstico das áreas de risco e verificação por meio levantamentos de campo.

Na fase inicial, foram utilizados dados do projeto de setorização de áreas de risco (Cardoso, 2025), contendo informações sobre movimentos gravitacionais de massa, alagamentos, inundações, além de outros dados temáticos pertinentes. Complementarmente, foram utilizadas imagens de sensores remotos e ortofotos preexistentes em escala superior a 1:2000 (CUIABÁ, 2025), que permitiram delimitar Áreas de Preservação Permanente (APP) e vetorizar as edificações existentes nos bairros. A hidrografia foi vetorizada manualmente na escala 1:2.500, e o modelo digital de elevação adotado será o de Valeriano (2005) e MPMT (2025). Todo o processamento foi feito no programa QGIS e os resultados foram compilados em um banco de dados público no formato .gkpg, o qual será disponibilizado posteriormente para a Prefeitura de Cuiabá.

Com base nesses dados, foi realizado um diagnóstico nos bairros Dom Aquino e Terceiro localizados no perímetro urbano do município de Cuiabá/MT, com foco na análise de proximidade de construções com declividade do terreno superiores a 10%, por serem locais comumente alvos de cortes inadequados de talude, e APP de cursos d'água, sujeitos a inundação. Durante as visitas de campo, foram visitados os locais cujas edificações vetorizadas estavam inseridas em APP e com declividades superiores a 10% objetivando validar o diagnóstico realizado. Foram registrados durante os levantamentos de campo os aspectos construtivos das edificações, processos da dinâmica externa instalados ou em potencial, registros de ocorrências como marcas de água nos muros e trincas em elementos rígidos.

3. RESULTADOS

As visitas de campo permitiram a identificação de setores com risco de inundação no bairro Terceiro e movimentos gravitacionais de massa no bairro Dom Aquino, ambos em Cuiabá. A partir da análise espacial realizada no QGIS, tendo como base as áreas de preservação permanente (APP) e a declividade, foi possível verificar a quantidade de edificações nas áreas de risco de forma precisa.

A Figura 1 apresenta o mapa de localização da APP, delimitada em contorno verde, no bairro Terceiro, delimitado pelas linhas amarelas, com a indicação das edificações vetorizadas.

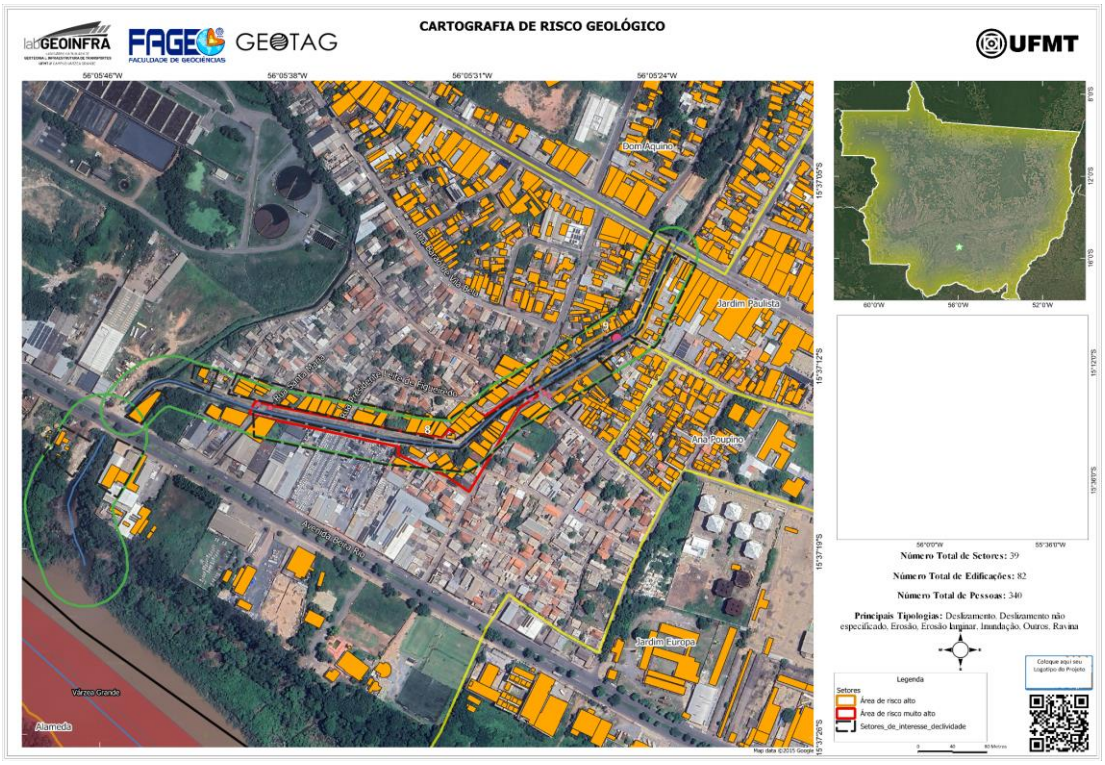


Figura 1. Mapa de localização do bairro Terceiro com APP, delimitado em verde, indicação de declividade superior a 10% e edificações.

Com base nessa análise, foram identificadas 81 edificações localizadas em setores de risco no bairro Terceiro. Desses, destacam-se as seguintes condições. Um total de 45 edificações estão situadas em áreas com declividade superior a 10%, o que potencializa o risco de movimentos de massa. Observou-se que essa faixa de declividade contemplava locais como declividade elevada, mas não fica evidenciado devido a pouca resolução espacial dos modelos digitais de elevação disponíveis. Tal fato foi confirmado como o modelo digital de elevação do MPMT (2025) e com os dados de campo.

Durante as visitas, foram contabilizadas 156 edificações em áreas de preservação permanente (APP), o que agrava a vulnerabilidade devido à proximidade com a planície de inundação do córrego do Gambá. As vias Rua São Jorge e Rua Presidente Leite de Figueiredo, no bairro Terceiro, foram classificadas com grau de risco alto, em função de sua localização em áreas de maior susceptibilidade a inundações.

A Figura 2 demonstram a situação da proximidade das edificações com o córrego Gambá que atravessa o bairro Terceiro.



Figura 2: Fotos do bairro Terceiro obtidas no dia seguinte a uma enchente. (a) Esquerda: Vista do Córrego Gambá a partir da Carmindo de Campos. (b) Direita: Vista do córrego Gambá a partir de sua margem direita.

Também foi realizada a avaliação do bairro Dom Aquino. A Rua Paes de Oliveira, bairro Dom Aquino, foi classificada com grau de risco alto, em função de sua localização em áreas com declividade superior a 30% e do registro de um movimento gravitacional de massa (Figura 2a e 2b).



Figura 3: Visita de campo do Morro do Seminário, bairro Dom Aquino, Cuiabá - MT no dia seguinte ao escorregamento. (a) Esquerda: Vista do alcance do material deslocado até a via pavimentada. (b) Direita: Cicatriz de movimento gravitacional de massa planar associado com tombamento do muro de alvenaria.

A análise espacial, utilizando o QGIS, permitiu a identificação de 598 edificações localizadas em áreas com declividade superior a 10% dentro do bairro Dom Aquino. Destas, 2 edificações foram encontradas em setores de risco, devido à possibilidade de movimentos

gravitacionais de massa, como deslizamentos, o que aumenta consideravelmente o risco para a segurança das construções e moradores desses setores.

4. DISCUSSÕES

A maior parte das edificações em áreas de risco estão localizadas no bairro Terceiro, associadas com a ameaça hidrológica do tipo inundação (Figura 4). Neste bairro observamos uma grande quantidade de ocupações em APP o que agrava essa situação.

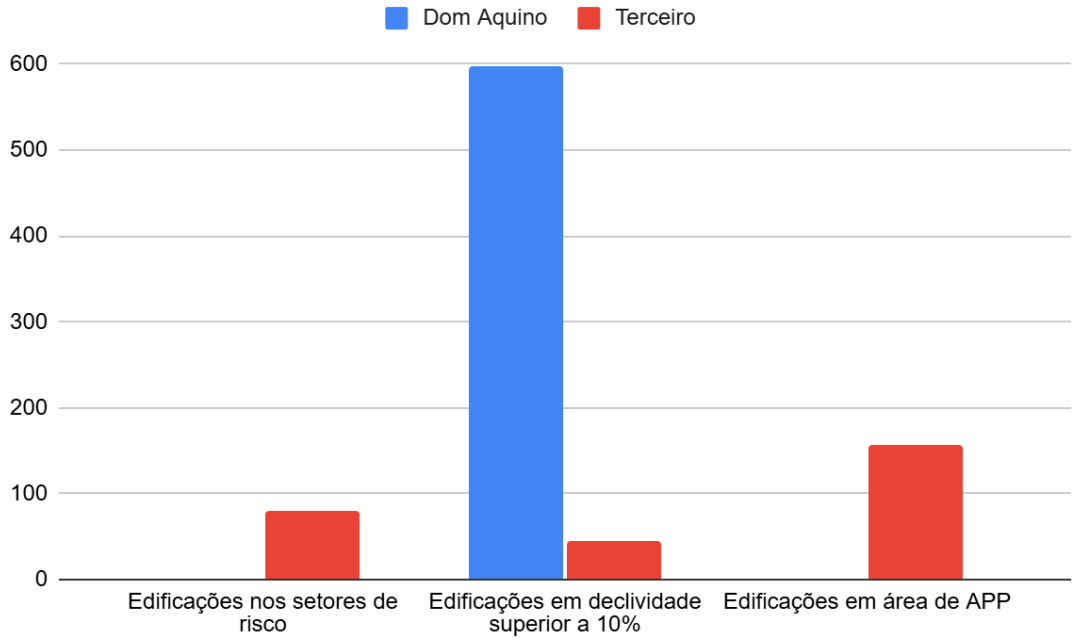


Figura 4. Gráfico apresentando a quantidade de edificações em setores de risco, em declividade superior a 10% e em área de APP dos bairros Dom Aquino e Terceiro em 2025.

A relação entre declividade e o registro observado no Morro do Seminário no bairro Dom Aquino indica uma relação entre suscetibilidade de movimentos gravitacionais de massa e a faixa de declividade adotada, já que o morro apresenta declividades superiores a 10%, especialmente quando associada à precipitação pluviométrica. O grande número de construções localizadas em regiões com forte declive torna essas áreas ainda mais vulneráveis, principalmente devido à falta de controle sobre o uso do solo e à impermeabilização do solo, fatores que podem potencializar a instabilidade.

A análise das áreas de APP mostra que muitas edificações estão em áreas propensas a inundações. A sobreposição do mapa de suscetibilidade a inundação (Pinho & Silva, 2022) com as zonas de APP e com as edificações vetorizadas permitiu identificar áreas onde a urbanização desordenada pode agravar os impactos de resultados de precipitações pluviométricas extremas demonstrando que a integração desses dados é crucial para o planejamento urbano e definição de áreas de risco.

5. CONCLUSÕES

A análise realizada nos bairros Dom Aquino e Terceiro evidenciou a facilidade de execução do método empregado, utilizando geotecnologias e processamento de dados geoespaciais, como o modelo digital de elevação e a vetorização da hidrografia. A relação entre os dados de campo e os dados processados foi claramente estabelecida, permitindo identificar as áreas mais suscetíveis a deslizamentos, inundações e escorrimento superficial. As informações fornecidas por esse diagnóstico não só possibilitam a identificação precisa das zonas de risco, mas também oferecem subsídios valiosos para a definição de estratégias de mitigação de desastres. A integração entre os dados de campo e os processados resulta em um mapeamento detalhado das áreas vulneráveis,

fornecendo uma base sólida para futuras intervenções técnicas e ações voltadas à redução da exposição da população a eventos extremos.

Agradecimentos

À Faculdade de Geociências da Universidade Federal de Mato Grosso (UFMT) pelo ensino de qualidade e incentivo à pesquisa. Aos integrantes do Projeto de Setorização de Áreas de Risco (SAR), pelo desenvolvimento de um trabalho tão relevante para a cidade de Cuiabá. Aos discentes Artur Vilela, Isla Alves de Araújo Costa, Luann Augusto Rosa de Oliveira, Julia Paula Breunig e Anny Gabriele da Silva Oliveira Dias, pela colaboração em um projeto que certamente trará contribuições significativas à sociedade.

REFERÊNCIAS

CABRAL, Douglas; PEIXOTO, Dario. Setorização de áreas em alto e muito alto risco geológico: área urbana do município de Cuiabá, MT. Goiânia: CPRM, 2014. Disponível em: https://rigeo.sgb.gov.br/handle/doc/19365.

CARDOSO, M. H.S. Projetos de Setorização de Risco Geológico e Análise do Impacto da Implementação do BRT: Efeitos no Tráfego e na Vulnerabilidade a Desastres Naturais ao Longo do Trajeto no Perímetro Urbano de Cuiabá e Várzea Grande. Projeto de Extensão, 2025.

CUIABÁ. sigcuiabá 3.9.0. Disponível em: https://app.smartgis.net.br/cuiaba/publico/ Acesso em 15/06/2025.

IPCC. Climate Change 2022: Impacts, Adaptation and Vulnerability – Contribution of Working Group II to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. H.-O. Pörtner, D.C. Roberts, M. Tignor, E.S. Poloczanska, K. Mintenbeck, A. Alegría, M. Craig, S. Langsdorf, S. Löschke, V. Möller, A. Okem & B. Rama (eds.). Cambridge; New York: Cambridge University Press, 2022. 3.056 p. DOI: 10.1017/9781009325844.

MINISTÉRIO PÚBLICO DE MATO GROSSO (MPMT). Projeto águas para o futuro. Disponível em: https://geocloud-aguaparaofuturo.mpmt.mp.br/app/webmap/1551895643000. Acesso em 15/06/2025.

PINHO, D.; SILVA, J. A. da S. Carta de suscetibilidade a movimentos gravitacionais de massa e inundação: Município de Cuiabá, MT. CPRM, 2022.

VALERIANO, M. M. Modelo digital de variáveis morfométricas com dados SRTM para o território nacional: o projeto TOPODATA. In: XII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, 2005, Goiânia, GO. Anais do XII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, 2005. p. 1-8.

Explorando a Geodiversidade e o Potencial Econômico do Centro-Oeste: O Acervo do Museu de Ciências da Terra (MCTer) como Chave para Compreensão e Divulgação

Nascimento, J.P.[1,2], Souza, A.G.[2], Gonçalves, L.M.C.L.[3]

[1]Faculdade de Geologia da Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, juliapinheiro.nascimento1@gmail.com, [2]Serviço Geológico do Brasil (SGB/ CPRM), adriana.souza@sgb.gov.br, [3]Escola de Museologia da Universidade Federal do Estado do Rio de Janeiro, luzdelucena@gmail.com

Resumo: A Reserva Técnica do Museu de Ciências da Terra (MCTer), vinculado ao Serviço Geológico do Brasil (SGB), no Rio de Janeiro, abriga um vasto acervo geológico. Dentre esse acervo, exemplares da região Centro-Oeste possuem significativo valor histórico, científico e, notadamente, econômico. Este trabalho visa identificar e valorizar amostras do MCTer que representam marcos geológicos e depósitos de recursos minerais do Centro-Oeste, evidenciando seu impacto na pesquisa, divulgação científica e compreensão do potencial geoeconômico regional. Foram elaborados dois mapas temáticos que permitem identificar amostras com potencial para divulgação científica, reforçando a valorização da geodiversidade e do potencial mineral do Centro-Oeste. A iniciativa busca aproximar o público desse patrimônio por meio de atividades interativas e valorizar amostras que possuem valor agregado, subsidiando estudos de prospecção e políticas públicas para uso sustentável de recursos minerais, consolidando o MCTer como referência geocientífica.

Palavras-chave: MCTer, Geologia Econômica, Recurso Mineral, Geodiversidade, Catalogação Digital

1. INTRODUÇÃO

A Reserva Técnica do Museu de Ciências da Terra (MCTer), localizada no bairro da Urca, Rio de Janeiro, abriga um acervo geológico com mais de 1000 amostras de rochas e minerais catalogadas. Alguns dos exemplares da região Centro-Oeste possuem significativo valor histórico, científico e, notadamente, econômico. Ao longo de sua existência, essa reserva técnica passou por processos contínuos de organização, triagem e catalogação. Diante desse cenário de constante aprimoramento e considerando que parte das amostras ainda é pouco estudada devido à catalogação digital em andamento, este trabalho, realizado pela curadoria de minerais e rochas do MCTer, visa identificar e valorizar amostras que representam marcos geológicos e depósitos de recursos minerais do Centro-Oeste. Este esforço é extremamente necessário para evidenciar o impacto dessas amostras na pesquisa, na divulgação científica e na compreensão do potencial geoeconômico da região.

2. MATERIAIS E MÉTODOS

A organização do acervo envolveu as etapas de identificação, realizadas nas instalações do museu, utilizando materiais próprios para identificação macroscópica de amostras, como caixas de dureza de Mohs, HCl (ácido clorídrico), ímãs, luz ultravioleta e placas de porcelana para traço mineral. Além disso, há uma seleção de amostras mais relevantes que permeiam suas características físicas, relevância científica, doadores importantes e coletas de relevância histórica,

procedência, localização e, crucialmente, seu potencial econômico. Há também a triagem, higienização, tombamento e catalogação das amostras. As informações foram devidamente registradas no sistema de Administração do Acervo MCTer/SGB e em planilhas Excel. As amostras selecionadas do Centro-Oeste incluem litotipos variados, além de minerais e minérios. Para ilustrar a distribuição regional e sua diversidade geológica e econômica, foram elaborados mapas temáticos de geodiversidade geral (rochas e minerais) e outros com enfoque na relevância para a Geologia Econômica, com abordagem didática e visualmente acessível, que poderão ser utilizados nas atividades de itinerância e mediação do museu.

3. RESULTADOS

Em suma, foram identificados e selecionados: 2 minerais de Goiás (GO) e 1 de Mato Grosso (MT). Em relação às rochas, foram identificadas e selecionadas 5 de Mato Grosso do Sul (MS), 3 de Mato Grosso (MT) e 11 de Goiás (GO).

Minerais

Número Tombo	Classificação	Localidade	Doador
RTM - 214	Xenotímio	Goiás (GO)	Gravatá Galvão
RTM - 488	Ouro no cataclasito	Mato Grosso (MT)	César A. Bordalho Filho
RTM - 389	Vermiculita	Goiás (GO)	DNPM (Atual ANM)

Tabela 1. Relação de amostras de minerais catalogadas e selecionadas com potencial geoeconômico.

Rochas

Número Tombo	Classificação	Localidade	Doador
RTR - 248	Meláfiro	Mato Grosso do Sul (MS)	IME
RTR - 39	Calcário	Goiás (GO)	IME
RTR - 283	Diabásio	Mato Grosso do Sul (MS)	IME
RTR - 69	Charnockito	Goiás (GO)	IME
RTR - 300	Quartzito sericítico	Goiás (GO)	-
RTR - 200	Diabásio	Mato Grosso (MT)	IME
RTR - 160	Diabásio alterado	Mato Grosso (MT)	IME
RTR - 296	Muscovita gnaisse	Mato Grosso do Sul (MS)	-
RTR - 301	Clorita xisto	Goiás (GO)	-
RTR - 97	Quartzito	Goiás (GO)	Dr. B. Pedreira
RTR - 02	Arenito	Mato Grosso do Sul (MS)	IME
RTR - 503	Meláfiro c/ drusa de qtz	Mato Grosso (MT)	IME
RTR - 73	Charnockito	Goiás (GO)	IME
RTR - 81	Charnockito	Goiás (GO)	Henrique C. A. Souza
RTR - 22	Charnockito	Goiás (GO)	Aiglemont J. Siqueira
RTR - 523	Serpentinito	Goiás (GO)	DNPM (Atual ANM)
RTR - 519	Jaspilito	Mato Grosso do Sul (MS)	IME
RTR - 434	Corpo de minério de ouro encaixado em rocha	Goiás (GO)	Edijarbas Martins Araújo
RTR - 393	Corpo de minério de ouro encaixado em rocha	Goiás (GO)	-

Tabela 2. Relação de amostras de rochas catalogadas e selecionadas com potencial geoeconômico.

4. DISCUSSÕES

A análise dessas amostras revela o significativo potencial econômico da geodiversidade do Centro-Oeste e a riqueza do acervo do MCTer. Historicamente, a constituição dessa coleção deve muito a importantes instituições e pesquisadores. O Departamento Nacional de Produção Mineral (DNPM), extinto e sucedido pela atual Agência Nacional de Mineração (ANM) como órgão regulador, foi um doador proeminente. As amostras provenientes do DNPM, assim como de outros órgãos governamentais, representam dados valiosos coletados em um período em que a prospecção e o mapeamento geológico eram realizados diretamente por esses departamentos. Por outro lado, o Instituto Militar de Engenharia (IME) destaca-se como o maior doador de rochas na coleção. Essa predominância reflete a intensa atividade de expedições e trabalhos de campo realizados pelo IME, que permitiram o acesso e a coleta de amostras em regiões que, na época, poderiam ser menos acessíveis a geólogos de outros órgãos. Essas contribuições de diferentes doadores enriquecem o caráter histórico e científico do acervo, refletindo a evolução da pesquisa geológica no país.

Em termos de potencial geoeconômico, a composição das amostras selecionadas é bastante ilustrativa. Os minérios de ouro, como RTM - 488 (Ouro no cataclasito de Mato Grosso) e RTR - 434 (Minério de ouro de Goiás), são indicativos diretos de depósitos auríferos. Em Goiás, estes estão frequentemente associados a zonas de cisalhamento em greenstone belts, como o de Crixás. No Mato Grosso, a ocorrência em cataclasitos sugere mineralizações ligadas a ambientes de deformação intensa, comuns em províncias auríferas da região. O Serpentinito (RTR - 523) aponta para depósitos de níquel laterítico, como os encontrados em Niquelândia (GO), além de cromo e magnésio. O Jaspilito (RTR - 519) reforça a presença de Formações Ferríferas Bandadas (BIFs), importantes fontes de minério de ferro, com destaque para a região do Distrito de Urucum Corumbá (MS). O Calcário (RTR - 39) é um recurso mineral fundamental para as indústrias de cimento, cal e corretivo de solo. Quartzitos (RTR - 97 e RTR - 300, sendo o último sericítico) são valiosos como rochas ornamentais e fontes de sílica de alta pureza. O Xenotímio (RTM - 214) destaca a presença de terras raras pesadas, minerais estratégicos de crescente demanda global, com ocorrências associadas a complexos alcalinos/carbonatíticos. A Vermiculita (RTM - 389) é um importante mineral industrial, amplamente utilizado em isolamento e agricultura. Meláfiros (RTR - 248 e RTR - 503 com drusa de quartzo), Diabásios (RTR - 283 e RTR - 200), Charnockitos (RTR - 69, RTR - 73, RTR - 81 e RTR - 22), Muscovita Gnaisse (RTR - 296) e Arenitos (RTR - 02) representam importantes recursos para a indústria de agregados e rochas ornamentais.

Ademais, mapas temáticos desenvolvidos ilustram a distribuição regional e a diversidade geológica das amostras, destacando a representatividade do acervo por estado e, crucialmente, a correlação das amostras com os principais recursos minerais explorados e com potencial de exploração na região Centro-Oeste. Esse processo possibilitou a identificação de exemplares com alto potencial para divulgação científica e educacional, reforçando sua importância na valorização da geodiversidade regional e de seu subsolo economicamente estratégico.

5. CONCLUSÕES

O presente estudo demonstra o valor da Reserva Técnica do Museu de Ciências da Terra (MCTer) como um repositório da geodiversidade brasileira, com especial destaque para a região Centro-Oeste. O processo de identificação, organização e valorização das amostras permitiu não apenas aprimorar a catalogação digital do acervo, mas também ressaltar seu papel multifacetado na pesquisa, educação e geoconservação *ex situ*. A análise das amostras de rochas e minerais da região revelou um panorama promissor do seu potencial geoeconômico, abrangendo desde minérios metálicos estratégicos, como ouro, níquel e ferro, até minerais industriais como terras raras e vermiculita, além de recursos para a construção civil, como calcário e quartzitos.

A contribuição de doadores históricos como o extinto DNPM e o IME evidencia a relevância do acervo como um registro da evolução da pesquisa geológica e mineral no Brasil. A sistematização e a elaboração de mapas temáticos de geodiversidade e potencial de exploração econômica ampliam o conhecimento sobre a região e fornecem ferramentas didáticas e de pesquisa valiosas.

Por fim, este trabalho consolida o MCTer como um centro de referência não apenas para a preservação do patrimônio geológico, mas também como um polo de atração para pesquisadores em busca de amostras de alto valor científico e econômico. A valorização e o acesso a esse acervo são fundamentais para subsidiar futuras investigações geocientíficas, auxiliar na prospecção mineral, no planejamento territorial e na formulação de políticas públicas voltadas ao uso racional e sustentável dos recursos minerais, contribuindo diretamente para o desenvolvimento socioeconômico da região Centro-Oeste e do país.

REFERÊNCIAS

Ferreira, T. B. F., Souza, A. G, Modesto, F. B. F. (2021). Reorganização da Reserva Técnica de Minerais e Rochas do Museu de Ciências da Terra (MCTer). In: 50° Congresso Brasileiro de Geologia, Geologia e Sociedade: Construindo pontes para um planeta sustentável, 2021, Brasília. Anais do 50° Congresso Brasileiro de Geologia. Brasília: Sociedade Brasileira de Geologia Núcleo Brasília, 2021. v. 1.

Cartografia de Risco Geológico dos Bairros Jardim Vitória, Silvanópolis, União e Florianópolis, Cuiabá-MT

Nazario, G.H.F.[1], Oliveira, B.R.[2], Nércia, L.V. da S.[3], Migliorini, R.B.[4]

[1]Faculdade de Geociências (FAGEO), Cuiabá-MT, Brasil, guilherme.nazario@sou.ufmt.br; [2]Faculdade de Geociências (FAGEO), Cuiabá-MT, Brasil, bruno.oliveira6@ufmt.br; [3]Faculdade de Geociências (FAGEO), Cuiabá-MT, Brasil, luzinetenercia@gmail.com; [4]Faculdade de Geociências (FAGEO), Cuiabá-MT, Brasil, renato.migliorini@ufmt.br.
Universidade Federal de Mato Grosso

Resumo: O Brasil atualmente enfrenta as consequências de uma ocupação humana desordenada nos meios urbanos, resultando em situações prejudiciais ao meio ambiente e a vida humana. A ocupação indevida do território nacional é hoje um grande problema para a sociedade moderna, visto que, grandes grupos populacionais crescem hoje no Brasil em torno de ocupações ilegais, sendo um desafio para os gestores públicos, principalmente quando essas moradias são implantadas em áreas de risco geológico. Tendo isso em vista, foi proposto o projeto de mapeamento e setorização de áreas de risco geológico, "Visão Compartilhada da Paisagem" a fim de, por meio do mapeamento e setorização de áreas de risco geológico, categorizar e caracterizar o grau e tipo de risco ao qual a população está exposta. Assim, criando espaço de diálogo com a comunidade afetada, podendo conscientizá-la, para que possam fazer parte da solução e não serem agravantes da problemática. O trabalho foi realizado principalmente por meio do mapeamento de campo em áreas de risco geológico seguindo a metodologia do Serviço Geológico do Brasil. A partir dos levantamentos de campo foram identificados trinta e nove mapas de setores de risco geológico, os quais foram utilizados como meio para informar a comunidade sobre seu poder de influência no meio em que vivem.

Palavras-chave: Risco Hidrológico, Ocupação Irregular, Setorização

1. INTRODUÇÃO

Os bairros Jardim Vitória, Florianópolis, Silvanópolis e União em Cuiabá-MT se desenvolveram em torno do Córrego Baú e possuem diversos setores de risco geológico alto a muito alto alojadas nos bairros, por se desenvolverem em torno do curso de água, algumas edificações se instalaram nas encostas e nas duas margens do referido córrego ocupando a região de forma irregular, ocasionando em diversas situações problemáticas analisando áreas de riscos geológicos. Nesse sentido, foram identificadas trinta e nove áreas de risco geológico instalados nessa área, sendo caracterizados com risco geológicos baixo e muito baixo, alto a muito alto, fato que colocam a vida dessa comunidade em risco de desastres naturais.

Assim, ao realizar visitas técnicas, a fim de caracterizar a tipologia e grau de risco nos setores, foi feito o mapeamento de setorização de risco geológico dos bairros, sendo possível produzir trinta e nove mapas técnicos dos setores de risco situados nos bairros.

Entretanto, a visão técnica é limitada somente a caracterização da problemática, excluindo a vivência dos ocupantes locais. Nesse contexto, o mapeamento de setorização de risco geológico no projeto é acompanhado de discussões dos resultados em oficinas, a fim de discutir e de utilizar a cartografia como meio para conscientizar os moradores dos impactos de suas ações para o meio ambiente e o cotidiano da comunidade ao se enxergar como agentes de mudança em situações de risco. Assim é desenvolvido o engajamento da comunidade para o cuidado de seu bem comum.

2. MATERIAIS E MÉTODOS

Este trabalho foi dividido em etapas, a primeira, o pé-campo, consistiu na compilação e leitura da bibliografia relacionada a setorização de áreas de risco, risco geológico e assuntos correlatos (BRASIL, 2007; BITAR et al., 2014; CABRAL & PEIXOTO, 2014; LANA et al., 2021; PINHO & SILVA, 2021; SANTOS et al., 2018; SANTOS, 2010; SOUTA, 2021). Nesta etapa foram identificados a partir da foto leitura das imagens da área de estudo, pontos de interesse para a visita técnica em campo utilizando o programa Qgis, ao observar por meio de imagens de satélite, áreas com solo exposto evidenciando processos erosivos em vias não pavimentadas ou em torno do córrego.

Na segunda etapa ocorreram as visitas técnicas em campo, na qual foram analisados e descritos os pontos de interesse, onde foram identificadas e caracterizadas a tipologia do risco geológico alojado em cada local, como desvio do curso de água principal, cortes verticais em taludes e movimentos de massa, além da quantificação de edificações e indivíduos em risco. Utilizando um Veículo Aéreo Não Tripulado (VANT), a base cartográfica foi atualizada auxiliando na inspeção dos locais, A partir dos dados coletados foi realizada a confecção dos mapas de setorização das áreas de risco geológico, utilizando o programa Qgis conforme (LANA et al., 2021) Com o fim da etapa de campo, os mapas foram utilizados para encorajar o debate dentro da comunidade e divulgados para o poder público.

3. RESULTADOS

Este trabalho obteve os resultados esperados, com o mapeamento de risco geológico dos Bairros Jardim Vitória, Florianópolis, Silvanópolis e União, foram elaborados 39 mapas preliminares e individuais de cada setor identificado durante as visitas técnicas, os mapas trazem informações acerca do setor identificado, como sua descrição, quantidade de imóveis em risco, quantidade de pessoas em risco, grau de risco, sugestões de intervenções, grau de risco, fotos da problemática, curso de água, sentido de movimento de massa e rachaduras (Figura 1).

Com o trabalho foi possível identificar que cerca de trezentas e oitenta e duas pessoas estão alojadas em um setor de risco geológico, sendo que vinte e cinco indivíduos estão em risco muito alto, duzentas e sete estão em alto risco, cento e dez estão em risco baixo e cinco em risco muito baixo, (Figura 3).

Quanto aos setores, foram divididos entre quatro graus de risco, alto, muito alto, baixo e muito baixo, sendo um setor de grau de risco muito alto, dezessete de alto grau, dezesseis de baixo grau e cinco de grau muito baixo. (Figura 2).

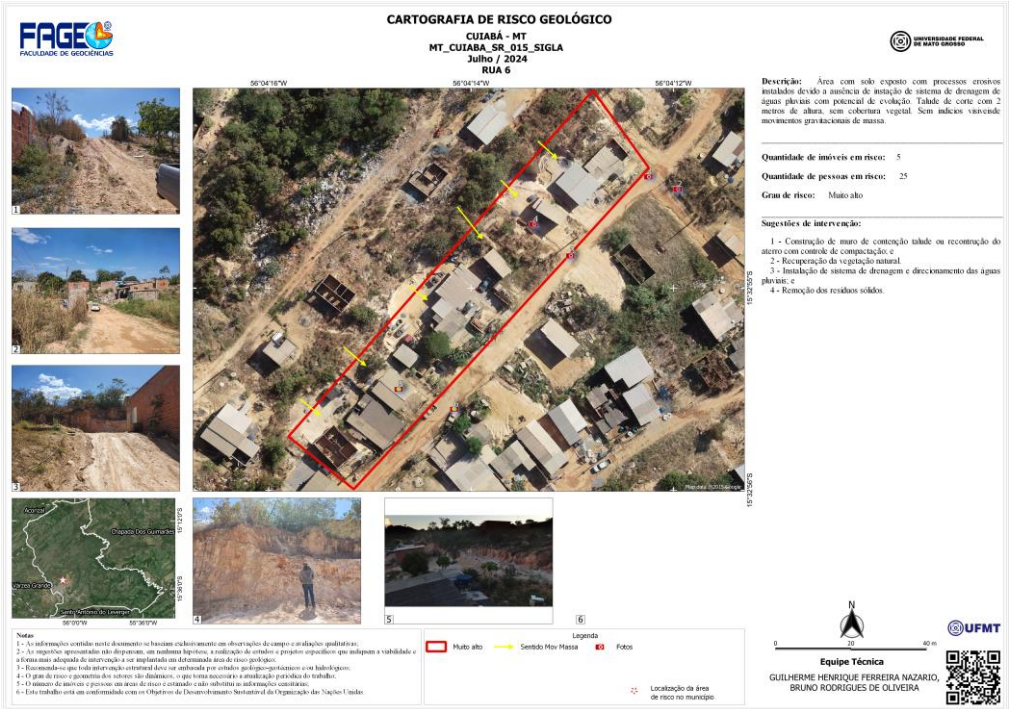


Figura 1 – Mapa do setor de risco geológico número quinze de risco muito alto

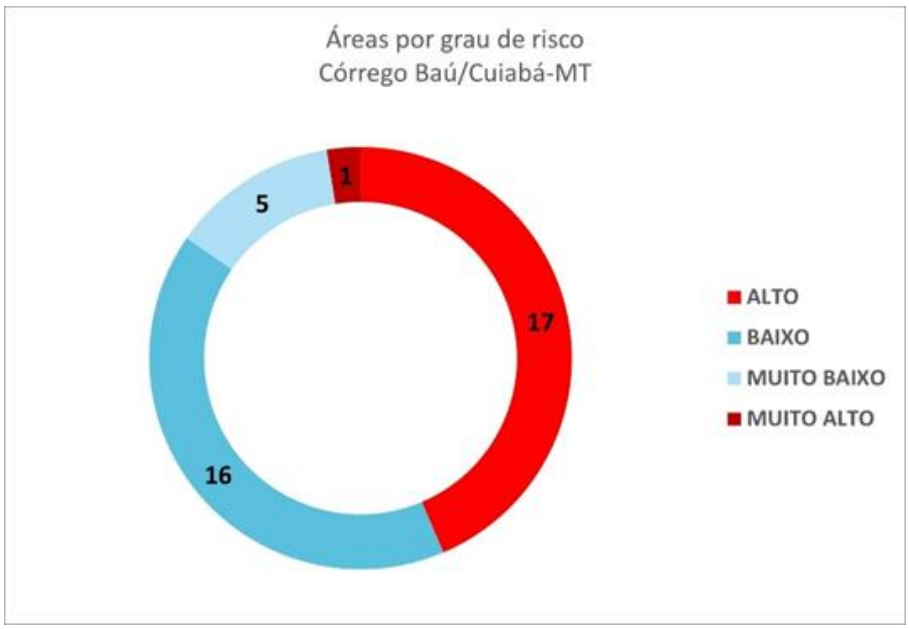


Figura 2 - Quantidade de setores (trinta e nove) e respectivas classificações de riscos identificadas nos bairros Jardim Vitória, Florianópolis, Silvanópolis e União em Cuiabá-MT.

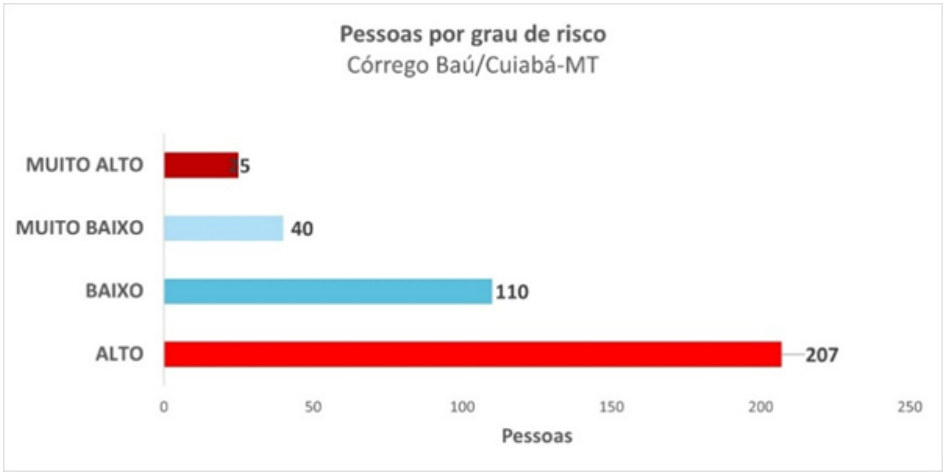


Figura 3 - Quantidade de pessoas (trezentas e oitenta e duas) e respectivas classificações de riscos identificadas nos setores que estão inseridos.

4. DISCUSSÕES

Os moradores que habitam nas margens dos 22 córregos da cidade de Cuiabá, alvos de despejo de esgoto e de escoamento natural das águas pluviais, são constantemente acometidos por enchentes e inundações que culminam em perdas materiais devida às ações antrópicas nas áreas de contribuição dos córregos.

Os bairros Jardim Vitória, Florianópolis, Silvanópolis e União são caracterizados como bairros de baixa renda nos quais foram identificadas áreas de risco geológico além de registros de processos hidro erosivos e inundações durante estudos realizados pelo Serviço Geológico do Brasil (SGB) em 2014 e 2021. Desde 2014 foram executadas ações estruturais como a construção parcial dos sistemas de drenagem e pavimentação de vias, mas nenhuma ação não estrutural como capacitação de grupos comunitários e sensibilização das comunidades locais acerca das problemáticas na forma de ocupação e os seus impactos, principalmente nas margens do Córrego Baú que atravessa o bairro.

Nesse contexto, o trabalho deu voz a população e registrou as suas opiniões e conhecimento na forma de mapas, que foram compartilhadas com o Poder Público, e

concomitantemente estimular os moradores a questionarem quais ações podem acarretar e agravar os problemas observados na região e quais seriam estratégias de mitigação dessas problemáticas.

Esse tipo de abordagem traz emponderamento dos grupos mais vulneráveis nos processos de planejamentos e discussão de interesse de uso dos recursos naturais, socioambientais, entre outros, vistos que, em alguns casos, as opiniões possuem níveis diferenciados de peso devido ao poder econômico e/ou influência política. Espera-se que o trabalho tenha contribuído para a construção de um ambiente mais seguro e resiliente no bairro, visto a participação ativa da comunidade desempenha um papel crucial na promoção do bem-estar e na redução dos riscos existentes na região.

5. CONCLUSÕES

O trabalho obteve sucesso em sua principal motivação, a conscientização e divulgação do conhecimento sobre situações de risco geológico nos Bairros Jardim Vitória, Silvanópolis, Florianópolis e União, com o intuito de gerar mudanças em como a comunidade interage com o meio onde vivem entendendo quais são ações prejudiciais e benéficas.

No tocante ao material e dados produzidos, o trabalho realizou com sucesso o mapeamento de risco geológico da área, com trinta e nove mapas individuais para cada setor de risco identificado pelos bairros, tendo sido identificados mais áreas de risco neste trabalho do que no projeto realizados pelo Serviço Geológico Brasileiro (SGB) de setorização de risco geológico em 2014.

Agradecimentos

Agradeço com imensa gratidão a Universidade Federal de Mato Groso por tornar possível a realização deste trabalho, agradeço ao PET geologia pelo apoio dado ao projeto e agradeço a equipe técnica do trabalho pelo suporte.

Financiador(es)*/Financial Support:* Universidade Federal de Mato Grosso.

REFERÊNCIAS

Bitar, O. Y. (2014). Cartas de suscetibilidade a movimentos gravitacionais de massa e inundações - 1:25.000: nota técnica explicativa.

Pinho, D., & Silva, J. A. da S. (2022). Suscetibilidade a Movimentos Gravitacionais de Massa e Inundações do Município de Cuiabá.

Lana, J. C. (2021). Setorização de Áreas de Risco Geológico, Guia de Procedimentos Técnicos do Departamento de Gestão Territorial.

Santos, T. D. (2018). Manual de Mapeamento de Perigo e Risco a Movimentos Gravitacionais de Massa.

Carvalho, C. S., Macedo, E. S., Ogura, A. T. (2007). Mapeamento de Risco em Encosta e Margens de Rios.

Cabral, D., Peixoto, D. (2014). Setorização de áreas em alto e muito alto risco geológico: área urbana do município de Cuiabá, MT

Comparação do risco hidrológico usando produtos derivados de VANT e SRTMGL1 v003: estudo de caso na zona urbana de cidade de pequeno porte

Rodrigues, A.G.S.[1], Gamarra, R.M.[1], Guirra, A.P.M.[2,3], Paranhos-Filho, A.C.[1,3], Niewinski, S.N.[1,3], Alencar, D.T.[3], Marques, T.R.[1,2], Santos, C.A.R.R.[3], Silva, J.B.[3], Silva, S.S.[3], Costa, L.S.[3]

[1]Faculdade de Engenharias, Arquitetura e Urbanismo e Geografia/Programa de Pós-Graduação em Recursos Naturais/Fundação Universidade Federal de Mato Grosso do Sul, Campo Grande-MS, Brasil, andreygaspar.agsr@gmail.com, rmgamarra@gmail.com, toniparanhos@gmail.com, franiewinski@gmail.com
[2]Faculdade de Engenharias, Arquitetura e Urbanismo e Geografia/Programa de Pós-Graduação em Tecnologias Ambientais/Fundação Universidade Federal de Mato Grosso do Sul, Campo Grande-MS, Brasil, engeoguirra@gmail.com,
[3]Instituto de Meio Ambiente de Mato Grosso do Sul/Gerência de Recursos Hídricos, Campo Grande-MS, Brasil, dalencar@imasul.ms.gov.br, tmarques@imasul.ms.gov.br, casantos@imasul.ms.gov.br, jberger@imasul.ms.gov.br, sstral@imasul.ms.gov.br, lcosta@imasul.ms.gov.br

Resumo: O crescimento urbano desordenado, associado à impermeabilização do solo e a eventos pluviométricos intensos, amplifica os riscos de alagamentos e enxurradas. Este estudo propõe a comparação entre Modelos Digitais de Superfície (MDS) gerados por VANTs (drone) e dados de satélite (SRTMGL1 V003/Sentinel-2) para simulações hidrodinâmicas em Bodoquena-MS, utilizando o software FLO-2D e técnicas de sensoriamento remoto. Foram simulados cenários de um evento crítico real, avaliando lâmina d'água e velocidade de escoamento. Os resultados demonstraram maior precisão nos dados de VANT: os picos máximos foram de 1,68 m (altura) e 2,2 m/s (velocidade), enquanto o SRTMGL1 V003/Sentinel-2 superestimou a lâmina (4,0 m) e subestimou a velocidade (1,9 m/s). Além disso, as áreas de risco mapeadas por satélite divergiram dos registros locais, enquanto o VANT identificou que mais de 30% das propriedades estão em risco médio de danos materiais e à saúde. Conclui-se que, embora gratuitos, os dados de satélite não são eficientes para estimativas hidrológicas em áreas urbanas, enquanto os VANTs oferecem maior confiabilidade na simulação de eventos reais. O estudo reforça a importância de modelos de alta resolução para gestão de riscos em cidades com obras deficitárias de microdrenagem e intrinsecamente predispostas a alagamentos.

Palavras-chave: Drones, Modelos Digitais de Elevação (MDE), Modelos Digitais de Superfície (MDS), Fotogrametria, FLO-2D.

1. INTRODUÇÃO

Alagamentos, inundações e deslizamentos são fenômenos naturais agravados por ações antrópicas, especialmente pela impermeabilização do solo e planejamento urbano inadequado, gerando impactos socioeconômicos e ambientais, incluindo riscos à moradia digna. No Brasil, onde 84,72% da população vive em áreas urbanas, o Estatuto da Cidade (Lei 10.257/2001) busca ordenar o desenvolvimento, mas cidades menores enfrentam crescimento desordenado e vulnerabilidade a desastres hídricos. Soluções acessíveis são essenciais, como modelos hidrodinâmicos 2D e sensoriamento remoto para análise morfométrica. Dados topográficos de alta resolução, como os obtidos por VANTs, superam limitações de fontes gratuitas (SRTMGL1 V003, Sentinel-2) em áreas urbanas. Este estudo aplica o modelo FLO-2D com dados de VANT e satélite, comparando sua eficácia na simulação hidrodinâmica e mapeamento de riscos, visando subsidiar políticas públicas e gestão territorial.

2. MATERIAIS E MÉTODOS

2.1 Área de estudo

O estudo concentra-se na área urbana de Bodoquena/MS, município turístico com 8.567 habitantes (IBGE, 2022) e 4,07 km² de perímetro urbano, integrante do Polo Serra da Bodoquena. A região, conhecida por suas formações cársticas e crescimento turístico de 286% (1996-2011), enfrenta desafios hídricos sazonais: chuvas intensas (800-1.200 mm/6 meses) causam alagamentos e enxurradas devido à drenagem inadequada e relevo acidentado, comprometendo infraestruturas essenciais ao turismo. Dados fotográficos oficiais evidenciam esses impactos. Para mitigá-los, aplica-se a abordagem ABEBP, que analisa redes hidrográficas em bacias não monitoradas, gerando hidrogramas via modelagem hidrológico-hidráulica de baixo custo – adequada à escassez de dados topográficos locais.

2.2 Planejamento de voo, de pontos de controle e processamento dos MDS

O estudo utilizou um drone DJI Phantom 4 Pro para aquisição de imagens fotogramétricas em Bodoquena-MS, processadas no Agisoft Photoscan para geração de Modelos Digitais de Superfície (MDS). O planejamento de voo foi realizado no DroneDeploy, adotando padrões de sobreposição de imagens (80% frontal/70% lateral) em trajetória em zigue-zague para garantir a qualidade fotogramétrica. Foram coletados 27 pontos de controle com GPS de precisão (Hiper) para correção geométrica, distribuídos em feições naturais imutáveis. O processamento seguiu parâmetros "high" no Photoscan, desde alinhamento de imagens até geração de ortomosaicos e MDS, metodologia validada em estudos hidrológicos anteriores. Dados complementares do SRTMGL1 V003 1 Arc-Second Global (versão 3, de ~30m) e Sentinel-2 (10m) foram obtidos via NASA/USGS para comparação. A abordagem priorizou precisão topográfica para modelagem hídrica, com detalhamento completo do fluxo de trabalho.

2.3 Modelagem bidimensional hidrológica e mapeamento do risco

O estudo utilizou o software FLO-2D para simulação hidrodinâmica 2D, aplicando o método D-8 para modelagem de fluxo em 8 direções. Dados pluviométricos do evento extremo de 07/01/2020 (139,8 mm/14h) foram obtidos da estação INMET de Bonito. Os parâmetros de entrada incluíram: (1) rugosidade do solo (números de Manning) classificados em 4 categorias via imagens Sentinel-2 - vegetação (n=0,04), solo exposto (n=0,02), vias pavimentadas e áreas construídas (n=0,016); (2) abstração inicial calculada pelo método Curve Number (CN=89 para solo exposto, CN=80 para vegetação, CN=98 para áreas impermeáveis), considerando solos classe D. Os resultados foram estratificados em três níveis de risco conforme critérios suíços: alto (lâmina d'água >1,5m ou produto velocidade×profundidade >1,5m²/s), médio (0,5-1,5m) e baixo (<0,5m). A abordagem permitiu mapear áreas com risco de alagamentos, integrando dados topográficos de alta resolução, características hidrológicas do solo e padrões de precipitação extrema.

3. RESULTADOS

3.1 Estrutura do MDS e Ortomosaioco e simulação hidrológica 2D (FLOD-2D)

O levantamento com drone (DJI Phantom 4 Pro) gerou 2.429 fotos a 120m de altitude, processadas no Agisoft Photoscan para produzir um Modelo Digital de Superfície (MDS) com 8,15 cm de resolução e ortomosaico de 4,08 cm, abrangendo 4,07 km² divididos em 3 setores. Foram utilizados 13 pontos de controle (de 27 coletados) para correção geométrica, obtendo RMSE otimizado. A classificação supervisionada do ortomosaico identificou quatro classes de uso do solo: vegetação (1,91 km²), solo exposto (0,6 km²), vias pavimentadas e áreas construídas (0,66 km²), essenciais para definir parâmetros hidrológicos (Manning e CN). Em comparação, a imagem Sentinel-2 (10 m) apresentou menor precisão na classificação, especialmente para áreas urbanas,

subestimando a cobertura vegetal (1,3 km² vs 1,91 km² do drone). Os produtos derivados do VANT demonstraram superioridade na resolução espacial e acurácia temática frente ao SRTMGL1 V003 (30 m) e Sentinel-2, validando sua aplicação em modelagens hidrológicas urbanas.

3.2 Simulação hidrológica 2D (FLO-2D)

Os valores médios de Curve Number (CN) calculados para Bodoquena-MS variaram entre 86,50-88,93 (drone) e 88,05-90,18 (Sentinel-2), resultando em abstrações iniciais de 6,33-7,93 mm (drone) e 5,53-6,89 mm (Sentinel-2). As simulações hidrodinâmicas no FLO-2D geraram mapas de lâmina d'água, velocidade e risco, destacando diferenças significativas entre os modelos: enquanto o MDS do drone apresentou lâminas de 20-60 cm (coerentes com registros fotográficos), o SRTMGL1 V003 superestimou valores (até 4,0 m) na Parte 2 e subestimou na Parte 1 (<20 cm) [Figura 1]. As velocidades máximas nas vias foram mais precisas com o drone (1,5 m/s) versus SRTMGL1 V003 (2,5 m/s em áreas irreais) [Figura 2]. O mapa de risco baseado no método suíço mostrou que o drone identificou melhor áreas críticas na Parte 1, condizente com observações in loco, enquanto o SRTMGL1 V003 indicou falsos riscos na Parte 2 [Figura 3]. A alta resolução do drone revelou pequenas áreas de risco (poças/valas) sem impacto real, mas confirmou padrões de escoamento em vias, contrastando com a imprecisão do SRTMGL1 V003 em áreas urbanas.

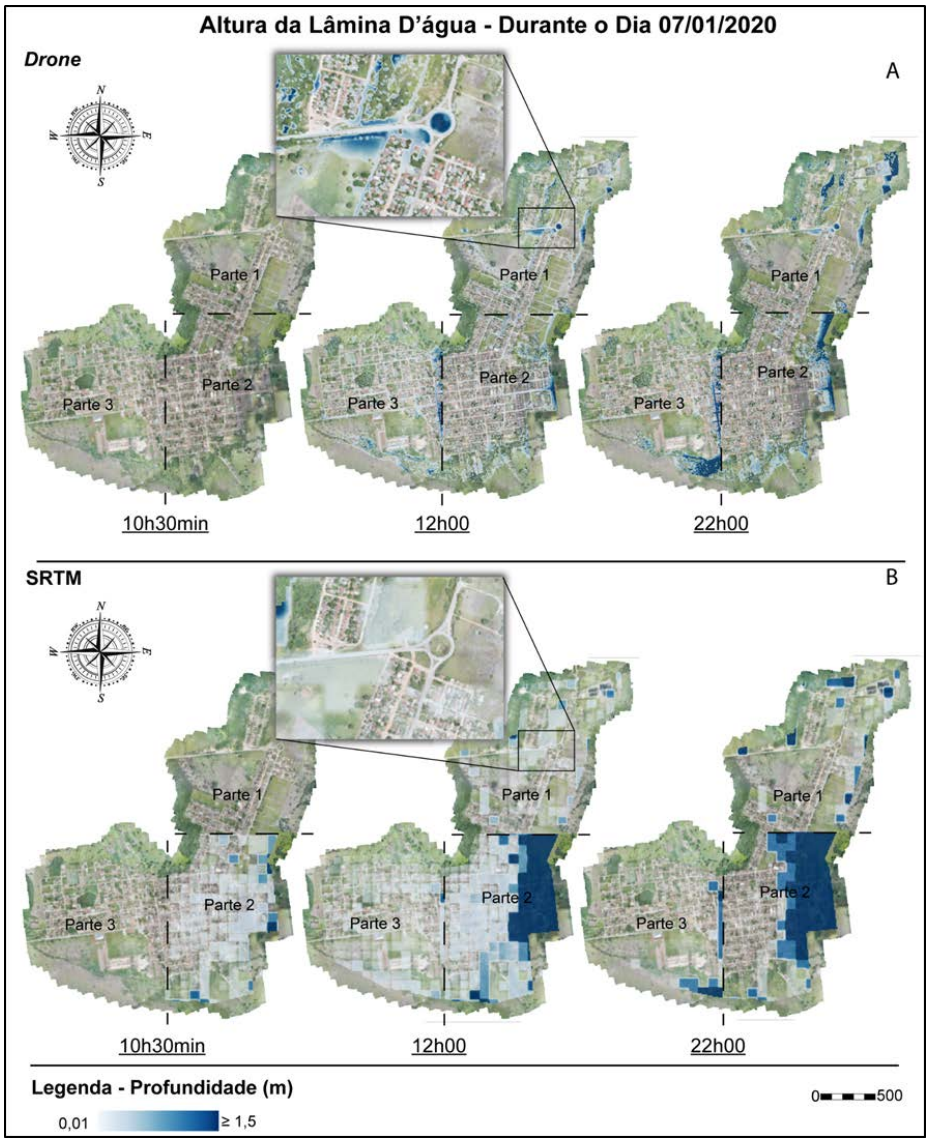


Figura 1. Mapas de altura de lâmina d'água para a área de estudo usando (A) MDS com imagens do VANT (drone) e (B) MDS com imagens de satélite (Sentinel-2/SRTMGL1 V003) em horários distintos.

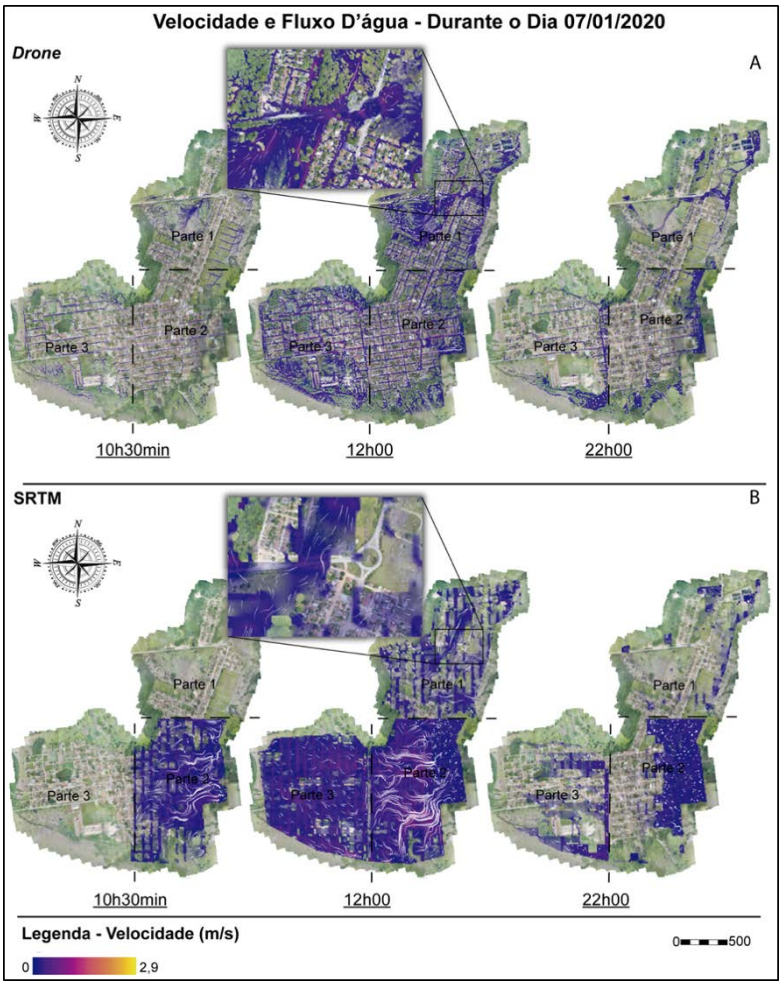


Figura 2. Mapas de velocidade e fluxo d'água para a área de estudo usando (A) MDS com imagens do VANT (drone) e (B) MDS com imagens de satélite (Sentinel-2/SRTMGL1 V003) em horários distintos. As linhas brancas representam a direção do fluxo do escoamento.

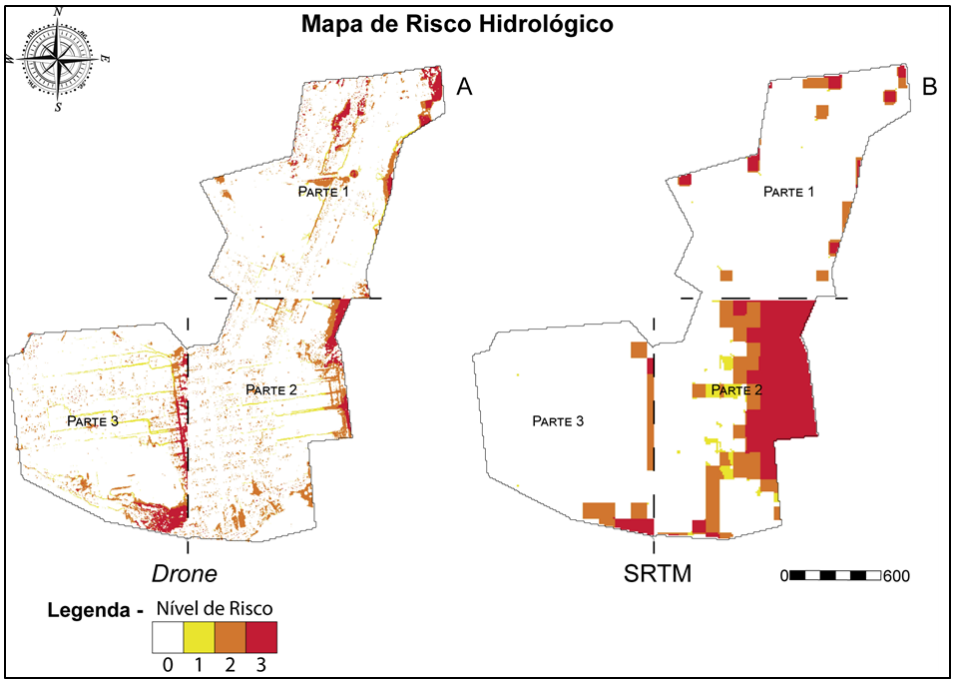


Figura 3. Mapas de risco hidrológico para a área de estudo usando (A) MDS com imagens do VANT (drone) e (B) MDS com imagens de satélite (Sentinel-2/SRTMGL1 V003).

4. DISCUSSÕES

A carência de dados topográficos precisos em cidades pequenas como Bodoquena compromete a modelagem hidrodinâmica, tornando os VANTs uma alternativa viável devido à sua resolução centimétrica e custo acessível. Comparado ao SRTMGL1 V003 (30 m), o drone Phantom 4 Pro proporcionou maior detalhamento na classificação do solo e topografia urbana, essencial para simulações precisas. Embora o Sentinel-2 ofereça bandas espectrais adicionais (como infravermelho) para análise de cobertura vegetal, sua resolução espacial de 10 metros limitou a distinção de classes urbanas. O MDS do drone apresentou erros nas bordas devido a distorções geométricas, porém manteve precisão nas vias - áreas críticas para análise. As simulações revelaram que 34,4% das 3.409 propriedades mapeadas estão em zonas de risco médio(2)/alto(3) (31,39% risco 2 e 3,02% risco 3), concentradas em áreas sem infraestrutura de drenagem, porém pavimentadas, sobretudo nas bordas e no centro da área urbana consolidada. O mapa de risco gerado oferece subsídios para: (1) políticas de uso do solo, (2) realocação emergencial de populações vulneráveis, e (3) planejamento urbano evitando expansão para áreas críticas. Apesar das limitações computacionais da modelagem 2D em áreas divididas, os resultados demonstram a superioridade dos VANTs para gestão de riscos hidrológicos em escalas locais, mesmo frente a tecnologias como LiDAR, cujo custo é proibitivo para municípios pequenos.

5. CONCLUSÕES

Este estudo propôs uma metodologia de baixo custo utilizando VANTs para gerar Modelos Digitais de Superfície e simulações hidrodinâmicas, comparando-os com dados gratuitos (SRTMGL1 V003/Sentinel-2). Os resultados demonstraram maior precisão do VANT, com lâminas d'água de 1,68 m (vs 4,0 m do SRTMGL1 V003) e velocidades de 2,2 m/s (vs 1,9 m/s) nas vias. O mapa de risco derivado do VANT identificou 30% das propriedades em risco médio (2), condizente com registros fotográficos, enquanto o SRTMGL1 V003 apresentou inconsistências graves. A abordagem mostrou-se eficaz para mapeamento urbano, oferecendo subsídios para gestão de drenagem e planejamento territorial, com custo-benefício superior a alternativas como LiDAR.

Agradecimentos

Os autores agradecem ao PGRN/UFMS (Programa de Pós-Graduação em Recursos Naturais), da Universidade Federal de Mato Grosso do Sul. O presente trabalho foi realizado com apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior. Agradecemos ainda a CAPES pelo acesso ao Portal de Periódicos e pela bolsa de mestrado concedida a A. G. S. Rodrigues. Ao CNPq, pela Bolsa de Produtividade em Pesquisa concedida a A. C. Paranhos Filho (CNPq Processo 305013/2018-1). O presente trabalho foi realizado com apoio da Fundação Universidade Federal de Mato Grosso do Sul – UFMS/MEC – Brasil.

Financiador*:* Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior, código de financiamento 0000-1.

REFERÊNCIAS

Brasil. Lei nº 10.257, de 10 de julho de 2001. Regulamenta os arts. 182 e 183 da Constituição Federal, estabelece diretrizes gerais da política urbana e dá outras providências. Diário Oficial da União, Brasília, DF, 11 jul. 2001. Disponível em: https://www.planalto.gov.br/ccivil_03/leis/leis_2001/l10257.htm. Acesso em: 13 jan. 2021.

Brasil. Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE). Censo Demográfico 2022: Panorama. Rio de Janeiro: IBGE, [2023]. Disponível em: https://censo2022.ibge.gov.br/panorama/. Acesso em: 15 jul. 2023.

NÚCLEO
BRASÍLIA

XVIII SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE
DESAFIOS E OPORTUNIDADES PARA A TRANSIÇÃO ENERGÉTICA

SESSÃO TEMÁTICA 05

INVESTIGAÇÕES BÁSICAS EM GEOCIÊNCIAS

O Rifte Araí no Supercontinente Columbia: Contribuições Paleomagnéticas

Aguiar, I.M.[1], Yokoyama, E.[1], Temporim, F.A.[2], Souza, V.S.[1], Rodriguez-Pinto, J.P.[3], Correia, H.A.P.[1], Carvalho, A.M.[1]

[1]Universidade de Brasília/Instituto de Geociências; [2] Universidade Federal de Ouro Preto/Departamento de Engenharia Geológica; [3] Universidade de São Paulo/IAG

Resumo: A história geológica da Terra é marcada por ciclos de amalgamação e fragmentação de supercontinentes, controlados por processos mantélicos como a convecção térmica e a instalação de plumas. Durante o Proterozoico, especialmente nas eras Paleo e Mesoproterozoica, ocorreram importantes episódios extensionais, incluindo a fragmentação do Supercontinente Columbia e o desenvolvimento de riftes, estruturas que refletem a ruptura da crosta continental. Nesse contexto, o entendimento das relações tectônicas entre crátons e faixas móveis é essencial para a reconstituição paleogeográfica desses eventos. O Rifte Araí (nordeste de Goiás), de idade estateriana, representa uma dessas estruturas, situando-se na região limítrofe da Faixa Brasília Norte e do Cráton São Francisco. Este trabalho tem como objetivo reconstruir a paleogeografia do rifte no momento de sua abertura (ca. 1,8 Ga), com base em análises paleomagnéticas. A metodologia baseia-se na análise do campo magnético antigo registrado em minerais magnéticos de rochas sin-rifte da Formação Arraias (Grupo Araí). As amostras estudadas incluem rochas vulcânicas básicas e ácidas (metabasaltos, metariodacitos) e piroclásticas (ignibritos soldados e tufos). As rochas apresentam bom estado de preservação das estruturas primárias, indicando pouca influência de eventos metamórficos ou termais - condição essencial para obtenção de polo paleomagnético fidedigno. O processamento laboratorial envolveu desmagnetização para separação das componentes magnéticas, determinação da mineralogia magnética e suas propriedades. O polo paleomagnético obtido são comparados com dados do Cráton São Francisco para o mesmo período, permitindo a reconstrução paleogeográfica do rifte.

Palavras-chave: paleomagnetismo, paleogeografia, Rifte Araí, Estateriano.

1. INTRODUÇÃO

A história geológica da Terra é marcada por ciclos de amalgamação e fragmentação de supercontinentes, fenômenos amplamente influenciados por movimentos convectivos do manto e pela instalação de plumas mantélicas. O Eon Proterozoico — especialmente as eras Paleo e Mesoproterozoica — é um período chave para a ocorrência de diversos eventos extensionais, incluindo a fragmentação do Supercontinente Columbia e a subsequente formação de riftes. Riftes são estruturas características da tectônica global que assinalam eventos tafrogênicos, ou seja, processos de extensão e fragmentação da crosta continental (Sun et al., 2017; Pirajno & Santosh, 2015).

O registro paleomagnético possibilita inferir os antigos movimentos dos continentes e, consequentemente, fazer reconstruções paleogeográficas. Nas últimas décadas, o método vem sendo utilizado para a reconstrução de paleocontinentes (e.g. D'Agrella-Filho et al., 2020)

O Rifte Araí se destaca pela expressiva presença de rochas vulcânicas efusivas e piroclásticas sin-rifte, compartimentadas na Formação Arraias do Grupo Araí. Essas rochas, com idade de aproximadamente 1.78 Ga e composição bimodal (basalto-riolito), apresentam um excelente grau de preservação de suas estruturas e texturas originais (Silva et al. 2021). Evidências indicam que o sistema rifte se estabeleceu logo após a estabilização da crosta após as orogenias paleoproterozoicas (Pimentel & Botelho, 2001).

Com o intuito de contribuir com o entendimento da paleogeografia do Paleoproterozoico, a presente pesquisa visa posicionar o rifte Araí no contexto do supercontinente Columbia. Para isso, os dados adquiridos nesse trabalho são comparados com dados paleomagnéticos do Cráton São Francisco do mesmo período geológico.

O Rifte Araí é uma estrutura tafrogênica datada entre 1.7-1.5 Ga (Pimentel & Botelho, 2001), localizada na região NNE do Estado de Goiás, entre os limites das zonas interna e externa da Faixa de dobramentos e cavalgamentos Brasília, em sua porção norte (Alvarenga et al., 2007) (Figura 1).

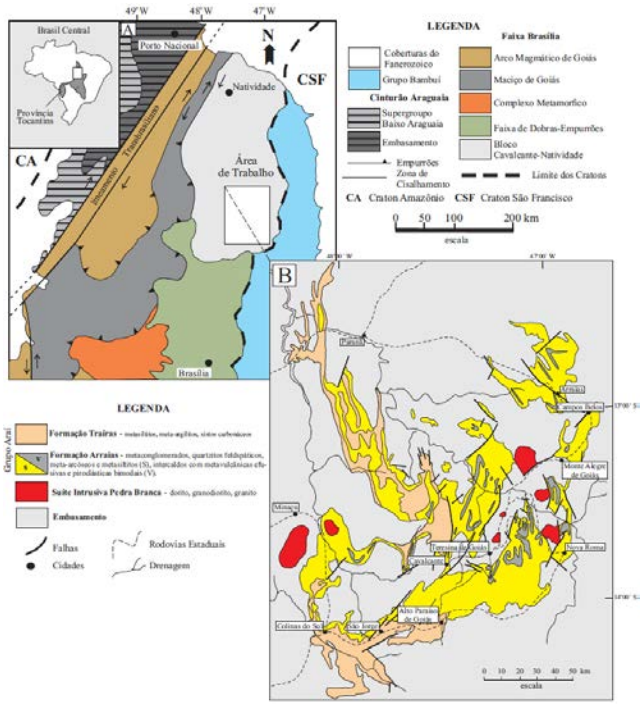


Figura 1: Localização do Rifte Araí. Imagem cedida por Valmir da Silva Souza (modificada após Dardenne et al, 2000)

A Formação Arraias do Grupo Araí, é constituída por rochas sedimentares de ambiente fluvial a flúvio-deltaico, com sedimentação sin-rifteamento, como arenitos e conglomerados de leques aluviais e arenitos fluviais, intercaladas com rochas vulcanoclásticas ácidas a intermediárias, como riodacitos, riolitos, ignibritos e outras rochas piroclásticas. Além disso, ocorrem basaltos intercalados com quartzitos e metassiltitos, sobrejacentes às vulcânicas ácidas (e.g. Alvarenga et al., 2007).

Na região também ocorre a Suíte Intrusiva Pedra Branca, que apresenta afinidades geoquímicas, isotópicas (Sm-Nd e U-Pb), e geocronológicas com as rochas vulcânicas ácidas da Formação Arraias. Os dados isotópicos gerados pelos autores indicam que este magmatismo félsico é proveniente majoritariamente da refusão da crosta paleoproterozoica (e.g. Alvarenga et al., 2007).

2. MATERIAIS E MÉTODOS

Os estudos paleomagnéticos são uma ferramenta crucial para a reconstrução paleogeográfica e a compreensão da evolução geodinâmica da Terra ao longo do tempo geológico (Van der Voo, 1990; Pesonen et al., 2021). O paleomagnetismo baseia-se na capacidade de minerais ferromagnéticos preservarem a direção e intensidade do campo magnético terrestre no momento de sua formação ou remagnetização, fornecendo informações sobre a posição geográfica passada das massas continentais (Butler, 2004; Tauxe, 2010; Meert et al., 2020). A Magnetização Remanescente Natural (NRM) das rochas pode conter múltiplas componentes magnéticas, adquiridas em diferentes momentos; sua identificação e isolamento são feitos por desmagnetização progressiva (Tauxe, 2010; Van der Voo, 1990; Kirschvink, 1980)

Foram coletadas amostras de rochas *in-situ* de 20 sítios, indicados na figura 2, com identificação das litologias.

As amostras foram preparadas e analisadas no Laboratório de Paleomagnetismo do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo (USP-IAG). Foram realizadas medidas de Magnetização Remanescente Natural (NRM) no magnetômetro JR-6 Spinner Magnetometer, desmagnetização térmica no forno ASC Model TD48 *Thermal Demagnetizer,* e por campos alternados, no sistema *Long Core Cryogenic Magnetometer*, além de análise de mineralogia magnética no *Vibrating Sample Magnetometer* (VSM) e no equipamento *Kappa Bridge*.

O processamento inicial dos dados paleomagnéticos foi realizado para identificação das componentes magnéticas principais (PCA), determinação de direções características e cálculo de parâmetros estatísticos (α_{95}, k, N) (Fisher, 1953). As direções paleomagnéticas foram corrigidas para a atitude estrutural das camadas. Os polos geomagnéticos virtuais (VGPs) foram determinados seguindo a metodologia de Butler (2004). A visualização e comparação dos polos paleomagnéticos com dados do Cráton São Francisco e modelos paleogeográficos globais foram feitas no software GPlates.

A confiabilidade dos dados paleomagnéticos é avaliada por critérios estabelecidos por Van der Voo (1990) e Meert et al. (2020). A precisão estatística exige um parâmetro de agrupamento k (ou K para polos VGP) ≥ 10 e um cone de confiança α_{95} (ou A_{95}) ≤ 16°, sendo α_{95} ≥ 20° geralmente inaceitável para uma direção média de sítio (Van der Voo, 1990). Para um polo ser considerado confiável, recomenda-se N ≥ 25 amostras (Van der Voo, 1990; Meert et al., 2020) e um número adequado de sítios, com um mínimo de 3 amostras por sítio (Pesonen et al., 2021). A desmagnetização progressiva eficiente, com baixos valores de Desvio Angular Máximo (MAD) (Kirschvink, 1980), é fundamental em todas as amostras (Van der Voo, 1990; Meert et al., 2020). Além disso, a consistência com o contexto geológico e a aplicação de testes de estabilidade em campo, como os testes de Dobramento e de Reversão (Van der Voo, 1990; Meert et al., 2020; Tauxe, 2010), são cruciais para confirmar a idade da magnetização (Pesonen et al., 2021). Limitações metodológicas como a remagnetização (Van der Voo, 1990; Meert et al., 2020; Pesonen et al., 2021) devem ser consideradas na interpretação final dos resultados.

3. RESULTADOS

Foram amostrados 20 sítios, incluindo as seguintes litologias: gabro, rochas piroclásticas (ignibrito soldado e tufo piroclástico), metabasaltos, metariodacitos, metargilito, quartzitos e metadacito (figura 2). As análises ainda não foram concluídas, mas as direções principais obtidas nos metabasaltos, metariodacitos, gabro, e alguns quartzitos são coincidentes com direções do Cráton São Francisco para esta época, reportadas por D'Agrella-Filho et al. (2020).

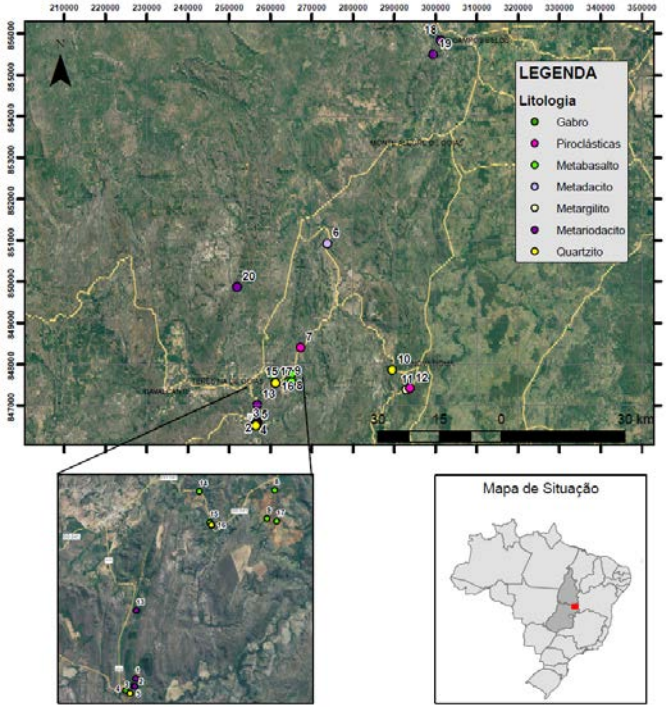


Figura 2: Sítios amostrados

Os resultados preliminares deste estudo sobre os dados paleomagnéticos obtidos estão em fase de tratamento, e embora análises estatísticas mais aprofundadas ainda sejam necessárias, as evidências iniciais demonstram uma notável coincidência com os resultados reportados para o enxame de diques de Pará de Minas (D'Agrella-Filho et al., 2020). Nossos resultados preliminares reportam um polo paleomagnético calculado de latitude -47.48° e longitude 336.58° (A95 = 8.18°; idade 1,77 Ga). Enquanto o polo do Pará de Minas, é de latitude -39.8° e longitude 196.8° (A95 = 17.0°; idade 1,79 Ga) (D'Agrella-Filho et al., 2020)

4. DISCUSSÕES

Em análises paleomagnéticas ocorre a ambiguidade da longitude, decorrente da simetria axial do campo dipolar geomagnético da Terra. Os dados paleomagnéticos, derivados da inclinação e declinação da magnetização remanescente das rochas, apenas restringem a paleolatitude e a orientação angular de uma massa continental, mas não a sua paleolongitude absoluta (Butler, 2004; Pesonen et al., 2021). Isso significa que, sem informações adicionais, uma massa rochosa pode ser posicionada em qualquer paleolongitude ao longo de uma dada paleolatitude. Essa incerteza é uma característica fundamental do método paleomagnético (Tauxe, 2010).

As direções de magnetização remanescente natural (NRM) aqui analisadas revelam coerência antipodal (SW-NE), sugerindo magnetização primária. Ao plotar no globo o paleopolo obtido, com longitude antipodal, em conjunto com o paleopolo de Pará de Minas, o resultado parcial mostra resultados similares para a localização paleogeográfica das rochas do Rifte Araí e o enxame de diques Pará de Minas (Figura 4B).

Este alinhamento sugere uma correlação coerente entre o Rifte Araí e o Cráton São Francisco no contexto paleogeográfico da supercontinente Columbia para este período.

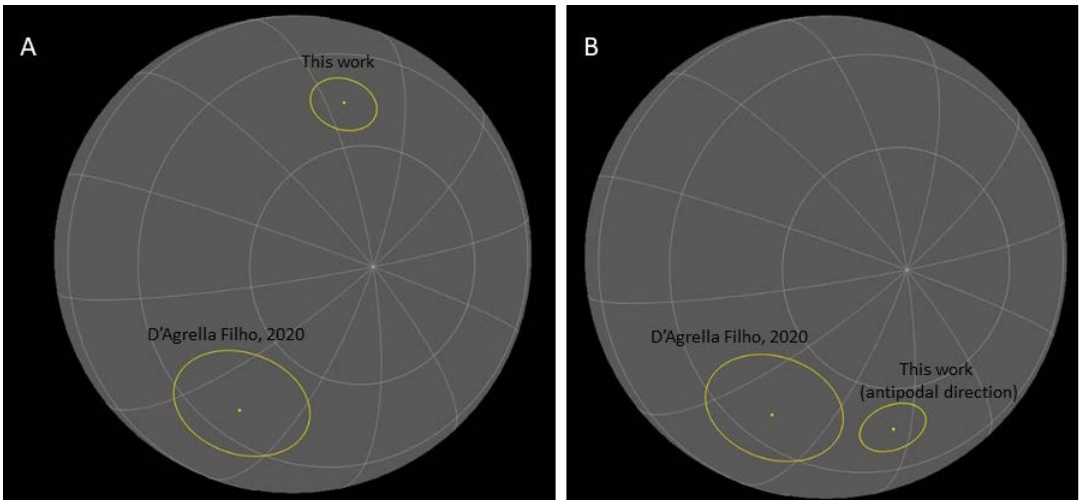


Figura 3: A) Polos plotados de D'Agrella-Filho (2020) e deste trabalho; B) Polo deste trabalho plotado em direção antipodal (180° a menos). Imagem gerada no software GPlates.

5. CONCLUSÕES

A preservação de estruturas primárias nas rochas vulcânicas da Formação Arraias é um fator que sugere um polo paleomagnético primário e confiável, fundamental para a reconstrução paleogeográfica proposta.

Os eventos de inversão de rifte, como a orogênese Brasiliana (770-520 Ma), que reativou falhas normais do rifte como falhas inversas, são considerações importantes. No entanto, o baixo grau metamórfico das rochas do Grupo Araí e a preservação de estruturas primárias indicam que o registro paleomagnético primário pode ser obtido, após as devidas correções estruturais utilizando os dados coletados em campo. O aprofundamento das análises laboratoriais e tratamento estatístico são passos cruciais para assegurar a coesão e confiabilidade dos dados vetoriais, levando às conclusões paleogeográficas.

A comparação dos dados paleomagnéticos do Rifte Araí com os dados existentes do Cráton São Francisco (CSF) é o cerne desta pesquisa, buscando determinar a relação paleogeográfica entre essas duas unidades durante o Estateriano (1.7-1.5 Ga) e posicionar o Rifte Araí no contexto do Supercontinente Columbia, oferecendo uma nova perspectiva sobre a evolução crustal proterozoica na América do Sul, e sobre o desenho do Cráton São Francisco.

Agradecimentos

Agradecemos aos motoristas Rogério Donizete da Cruz Oliveira, com diploma *honoris causa* em geologia pela UFG, e Antônio Mendes de Carvalho, ambos foram fundamentais na realização desse trabalho e contribuíram com muito além de sua função de condutores.
Agradecemos também ao professor Valmir da Silva Souza, que trabalha com as rochas do Rifte Araí há anos e contribuiu imensamente com seu conhecimento geológico sobre a região.

Agradecemos imensamente ao Laboratório de Paleomagnetismo do IAG-USP, que, pelo seu programa de grant, possibilitou a utilização do único laboratório com blindagem magnética do Brasil, de forma gratuita, para realização das análises.

Por fim, agradecemos ao Instituto Nacional de Ciências e Tecnologia - Estudos Tectônicos (INCT-ET), na pessoa do professor Reinhardt A. Fuck, e ao Projeto “Análise e distinção das assinaturas magnéticas de diferentes famílias de diques na porção centro-sul da Faixa Brasília e Arco Magmático de Arenópolis”, da UnB, coordenado pela professora Júlia Curto Ma; pois essas iniciativas foram as financiadoras das etapas de campo deste trabalho.

REFERÊNCIAS

Alvarenga, C.J.S.; Dardenne, M.A.; Botelho, N.F.; Lima, O.N.B.; Machado, M.A.; Almeida, T. Nota Explicativa das folhas SD.23-V-C-III (Monte alegre de Goiás), SD.23-V-C-V (Cavalcante), SD.23-V-C-VI (Nova Roma). CPRM, Brasília, p. 65, 2007.

Butler, R.F. Paleomagnetism: Magnetic Domains to Geologic Terranes. Electronic Edition. Portland: University of Portland, 2004.

D’Agrella-Filho, M.S.; Teixeira, W.; Trindade, R.I.F.; Patroni, O.A.L.; Prieto, R.F. Paleomagnetism of 1.79 Ga Pará de Minas mafic dikes:testing a São Francisco/Congo-North China-Rio de La Plata connection in Columbia. Precambrian Res., v.338, p.105584, 2020.

Fisher, R. Dispersion on a sphere. Proc. R. Soc. Lond. A, v.217, p.295–305, 1953.

Kirschvink, J.L. The least-squares line and plane and the analysis of palaeomagnetic data. Geophys. J. R. astr. Soc., v.62, p.699-718, 1980.

Meert, J.G.; Pivarunas, A.F.; Evans, D.A.D.; Pisarevsky, S.A.; Pesonen, L.J.; Li, Z.X.; Salminen, J.M. The magnificent seven: A proposal for modest revision of the quality index. Tectonophysics, p.228549, 2020.

Pesonen, L.J.; Salminen, J.; Elming, S.-Å.; Evans, D.A.D.; Veikkolainen, T. Ancient Supercontinents and the Paleogeography of Earth. Amsterdam: Elsevier, 2021. 433 p.

Pimentel M.M.; Botelho N.F. Sr and Nd isotopic characteristics of 1,77-1,58 Ga rift-related granites and volcanics of the Goiás tin province, Central Brazil. Anais da Academia Brasileira de Ciências, v.73, n.2, p.263-276, 2001.

Pirajno, F.; Santosh, M. Mantle plumes, supercontinents, intracontinental rifting and mineral systems. Precambrian Res., v.259, p.243–261, 2015.

Silva, C.C.; Souza, V.S; Botelho, N.F.; Dantas, E.L. Contribution to petrogenesis of the Paleoproterozoic Basaltic Magmatism from the Araí continental rift, central Brazil. J. South Am. Earth Sci., v.10, p.103345, 2021.

Sun, S.; Hou, G.; Hari, K.R.; Liu, S.; Guan, S. Mechanism of Paleo-Mesoproterozoic rifts related to breakup of Columbia supercontinent: A paleostress field modeling. J. Geodyn., v.107, n.C, p.46-60, 2017.

Tauxe, L. Essentials of Paleomagnetism. Berkeley: University of California Press, 2010. 509 p.

Van der Voo, R. The reliability of paleomagnetic data. Tectonophysics, v.184, n.1, p.1–9, 1990.

Análise Geocronológica (LOE) de reativações tectônicas na Região de Barra do Garças (MT)

Almo, P.M.[1], Curto Ma, J.B.[1], Peixoto, E.I.N.[1], Reis, A.D.[1]

[1]Instituto de Geociências/Universidade de Brasília-UnB, Brasília-DF, Brasil, pedrodoalmo@gmail.com

Resumo: Este trabalho integra dados estratigráficos e geocronológicos na investigação de depósitos aluvionares do quaternário, na região de Barra do Garças (MT), área marcada pela influência do Lineamento Transbrasiliano. Nesta região, há indícios de intensa sismicidade, no entanto registros de neotectônica ainda são ausentes e objeto de estudo deste trabalho. Foram elaboradas colunas estratigráficas em formações quaternárias ao longo da BR-070 e da margem do Rio Araguaia. Em formações relacionadas a esses depósitos, ocorre deslocamento vertical entre estratos (5 a 7 m), interpretados como falhas normais paralelas ao rio. A datação por Luminescência Opticamente Estimulada (LOE) em duas amostras, indicou idades de soterramento contrastantes: ~72.000 anos (LM P2-06) e ~489 anos (LM P2-12). A primeira corresponde a um pacote mais estável (taxa de dispersão de elétrons baixa: 23.2%) comparada a segunda (alta taxa: 81.9%). Valores altos de dispersão refletem depósitos de soterramento rápido e consequentemente no armazenamento incompleto de elétrons na estrutura dos grãos (*reset* incompleto). Os resultados apontam que nessa região, os depósitos quaternários estão estruturados por falhas penetrativas, reforçando a atuação de processos tectônicos recentes na área.

Palavras-chave: Luminescência opticamente estimulada (LOE), reativação tectônica, Rio Araguaia. Barra do Garças.

1. INTRODUÇÃO

A fronteira entre os estados de Goiás e Mato Grosso é marcada pelo curso do Rio Araguaia. A orientação deste rio reflete estruturas herdadas dos estágios iniciais da consolidação da Plataforma Sul-Americana e da amalgamação do Gondwana Ocidental (Cordani et al., 2000). O Lineamento Transbrasiliano (LTB) é uma expressiva zona de cisalhamento de escala continental formada nas fases finais do Ciclo Brasiliano (Schobbenhaus, 1975). As reativações tectônicas ao longo do LTB influenciaram significativamente a configuração da borda norte da Bacia do Paraná, assim como a formação de bacias cenozoicas, como a do Bananal e de depósitos aluvionares recentes. Um segmento notável do LTB aflora na região de Araguaiana e Barra do Garças (MT), acompanhando o Rio Araguaia, onde foram registrados 416 eventos sísmicos entre 1996 e 1998 (Assumpção et al., 1997), sugerindo atividade tectônica recente. A fim de investigar a atividade neotectônica na região, realizou-se a integração de levantamentos estratigráficos e técnicas geocronologia de Luminescência Opticamente Estimulada (LOE) em depósitos quaternários.

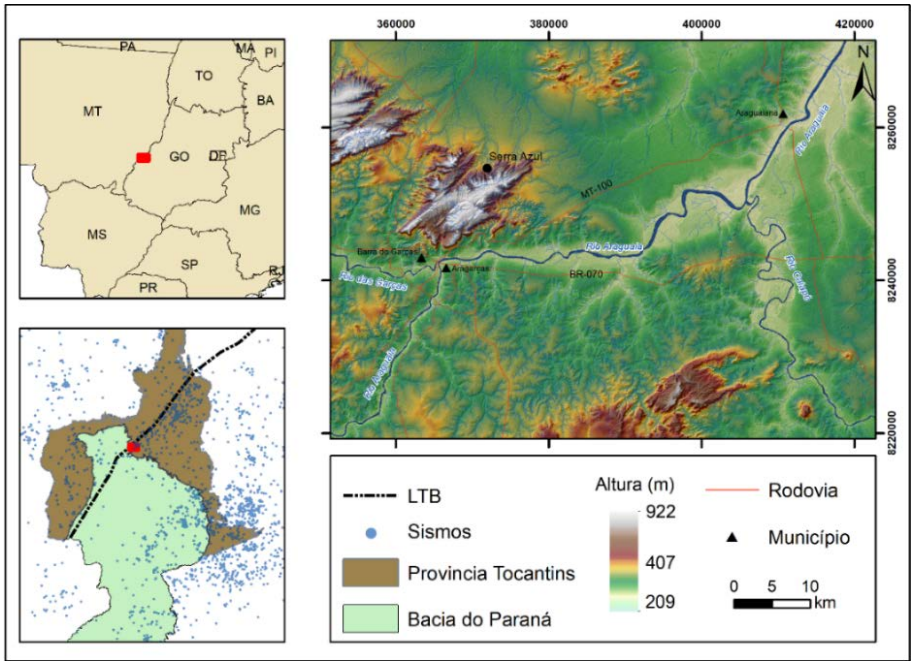


Figura 1. Mapa de localização da área de estudo. Acima: mapa com a localização da área no contexto nacional; Abaixo: área inserida no contexto tectônico da Província Tocantins e da Bacia do Paraná.; À direita: modelo digital de elevação (12,5 m) da área de estudo.

2. MATERIAIS E MÉTODOS

Em campo, foi feita a caracterização estratigráfica de depósitos aluvionares e a análise amostral para datação por Luminescência Opticamente Estimulada (LOE). As colunas estratigráficas foram elaboradas em campo ao longo da BR-070. As amostras coletadas foram encaminhadas para análise no Laboratório de luminescência e gama espectrometria da Universidade de São Paulo (LEGAL - USP).

2.1 Levantamento estratigráfico

Foram levantadas seções estratigráficas em exposições de depósitos aluvionares ao longo da BR- 070 (MP2_01, MP2_03, MP2_06) e região adjacente ao rio Araguaia (MP_02). Os afloramentos em corte de estrada foram priorizados devido a maior espessura do pacote sedimentar exposta. Posteriormente foi feita a correlação estratigráfica entre as colunas, que teve como objetivo avaliar a continuidade lateral das camadas, bem como investigar possíveis descontinuidades, como falhas ou deslocamentos.

2.2 Amostragem e análise LOE

A datação por Luminescência Opticamente Estimulada (LOE ou OSL) é uma técnica relativamente recente, desenvolvida entre as décadas de 1980 e 1990, que permite estimar o tempo decorrido desde o último evento de exposição à luz solar de sedimentos. O método é aplicado principalmente a grãos de quartzo e feldspato potássico. A técnica baseia-se no aprisionamento de elétrons em imperfeições da estrutura cristalina dos minerais. Esses elétrons acumulam energia ao longo do tempo devido à radiação ionizante (alfa, beta e gama) emitida pelo decaimento radioativo natural de elementos como potássio-40 (K-40), tório-232 (Th-232) e urânio-238 e 235 (U-238, U-235). Durante a análise, a amostra é estimulada com uma fonte de luz controlada, que libera os elétrons presos na estrutura cristalina. Esses elétrons, ao retornarem totalmente ou parcialmente ao seu estado original (*reset total ou parcial)*. A intensidade da luz

emitida é proporcional ao tempo em que o sedimento permaneceu soterrado, permitindo assim a estimativa da idade do depósito.

No campo, foram coletadas duas amostras para análise de LOE (MP2_06 e MP2_12), protegidas da exposição à luz solar, utilizando tubos opacos de PVC.

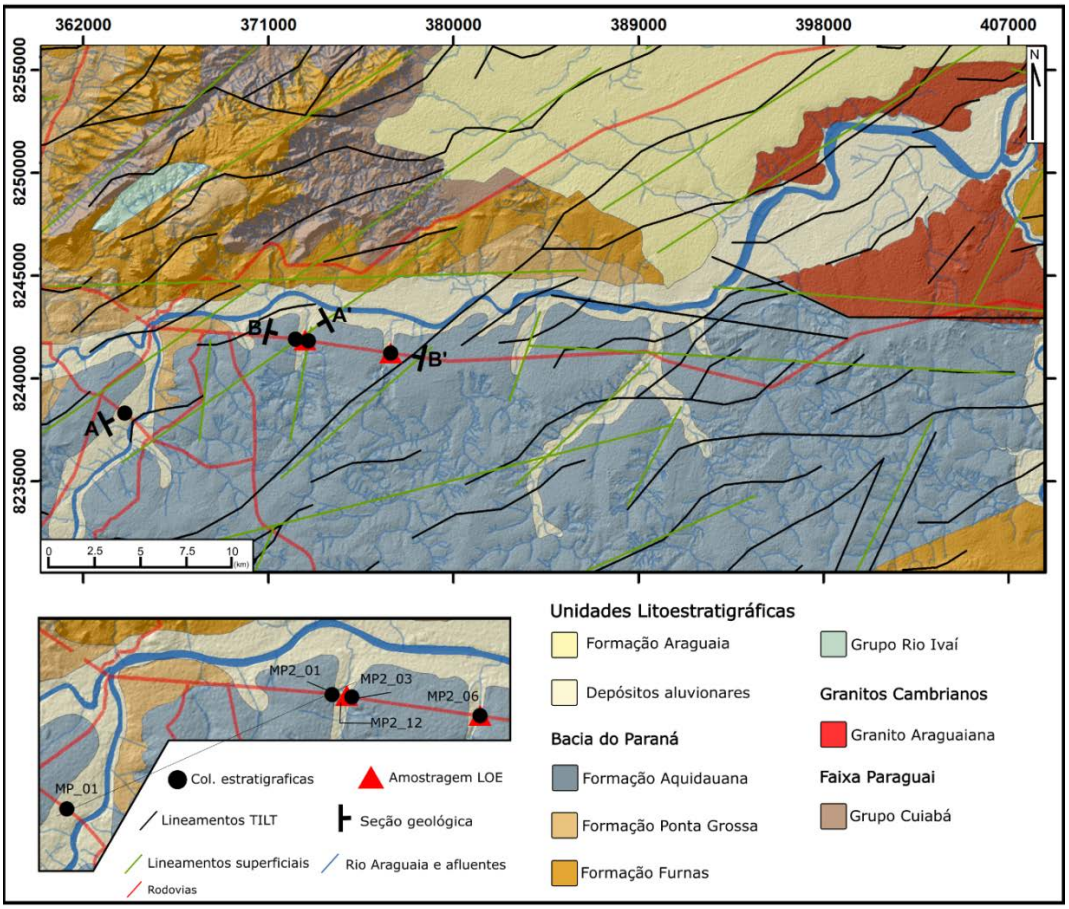


Figura 2. Mapa litológico estrutural. Abaixo uma ampliação com os detalhes das localizações dos pontos de levantamento estratigráfico e amostragem para análise de LOE.

Com relação ao processamento dos dados de LOE, a taxa de dose teve seus fatores de correção com base em Guérin et al., (2011), a taxa de dose cósmica calculada com base em (Prescott & Hutton (1994). A doses equivalentes foram determinadas pelo método SAR (*single alíquota regenerativa*), proposto por Murray & Wintle, 2000. As doses equivalentes das amostras foram calculadas pela média aritmética (com desvio padrão) modelo de idade central (CAM-Central age model, Galbraith et al., 1999).

3. RESULTADOS

Foram feitas duas correlações estratigráficas. Entre os pontos MP_02 e MP_01 há um deslocamento vertical de aproximadamente 7m, marcada pela camada de lamito avermelhado mosqueado (F?2). Entre os pontos MP2_03 eMP2_06 ocorre um deslocamento vertical de aproximadamente 5m, marcado pela camada de areia com seixos (Gsm). Na seção (Figura 3), o deslocamento vertical é representado por falhas que ocorrem nos canais N-S do rio Araguaia. Há predominância de depósitos de granulometria fina a média, com intercalações de lamitos, siltitos e arenitos mal selecionados, além da presença de níveis cascalhentos (GF(p)) e unidades com estruturas sedimentares preservadas, como estratificação cruzada. A litofácies Dm, Sm, Dsm possuem maior espessura que as demais. A distribuição dessas unidades, associada ao perfil topográfico ao longo da BR-070.

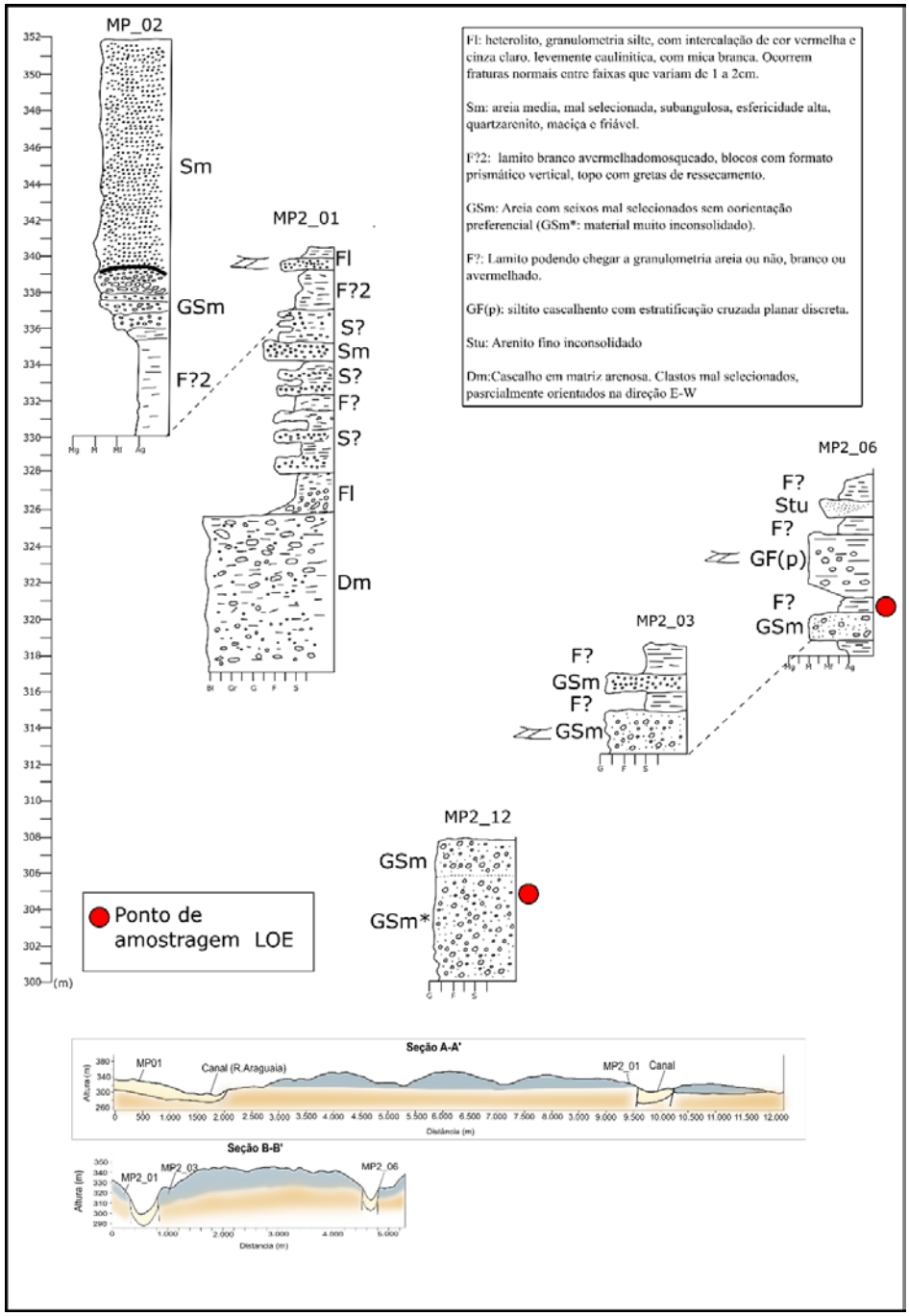


Figura 3. Colunas estratigráficas e perfil evidenciando deslocamento vertical nos canais aluvionares.

ANÁLISE LOE

As análises por Luminescência Opticamente Estimulada (LOE) revelaram idades contrastantes. A amostra LM P2-06 apresentou idade mais antiga, em torno de 72.314 anos e a amostra LM P2-12 mostrou uma idade muito recente, aproximadamente 489 anos. As taxas de dose (*dose rate*) também diferem significativamente entre as amostras. Em relação à dispersão dos dados *(overdispersion* – OD), a LM P2-06 exibiu um valor moderado (23,2%), o que sugere uma população de grãos mais homogênea e um reset completo do sinal de luminescência antes do soterramento. Em contraste, a LM P2-12 apresentou OD elevado (81,9%), indicando maior heterogeneidade nos grãos ou um possível reset incompleto do sinal, como geralmente ocorre em depósitos muito recentes ou formados por múltiplos eventos. Ambas as amostras apresentaram valores (de *recycling ratio)* próximos de 1,00, indicando boa reprodutibilidade das medições e confiabilidade dos dados obtidos.

Results – OSL ages in quartz grains

Sample code	LEGaL code	Dose rate (Gy/ka)	^{238}U (ppm)	^{232}Th (ppm)	K (%)	Water saturation	Cosmic dose rate (Gy/ka)
LM P2 - 06	L2253	2.40 ± 0.21	0.85 ± 0.02	6.92 ± 0.19	1.61 ± 0.07	0.02 ± 0.10	0.12 ± 0.01
LM P2 - 12	L2254	0.84 ± 0.06	0.98 ± 0.03	3.51 ± 0.10	0.20 ± 0.01	0.02 ± 0.10	0.17 ± 0.01

Sample code	Aliquots number	Dose MA (Gy)	Age MA (years)	Dose CAM (Gy)	OD (%)	Age CAM (years)	*Recycling Ratio* (average)
LM P2 - 06	21	179.0 ± 9.4	74520 ± 7535	173.7 ± 9.3	23.2	72314 ± 7351	1.05 ± 0.01
LM P2 - 12	54	0.57 ± 0.07	678 ± 95	0.41 ± 0.05	81.9	489 ± 64	0.99 ± 0.01

MA – *Arithmetic Mean (standard error)*
CAM – *Central Age Model*
OD – *Overdispersion*

Quaternário (Holoceno)

Figura 4. Idades LOE em grãos de quartzo.

4. DISCUSSÕES E CONCLUSÃO

As colunas estratigráficas revelam significativa variação granulométrica e textural entre os depósitos aluvionares, essa variação pode refletir em diferentes ambientes deposicionais e mudanças na dinâmica superficial ao longo de um curto período (<1Ma). As correlações entre os perfis estratigráficos indicaram deslocamentos verticais em torno de 5 a 7 metros, sugerindo a atuação de falhas normais, principalmente ao longo da borda dos paleocanais, perpendiculares ao rio Araguaia. Esses deslocamentos podem indicar que mesmo os sedimentos mais recentes estão estruturados por falhas, o que pode evidenciar a presença de uma tectônica ativa ou recente. A coincidência dessas descontinuidades com zonas de falhas profundas previamente mapeadas reforça a hipótese de reativações estruturais tardias, com falhas normais penetrativas afetando também os depósitos superficiais.

REFERÊNCIAS

Assumpção M, Barbosa JR, Berrocal J, Bassini AM, Veloso JAV, Marza VI, Huelsen MG, Ribotta LC. Seismicity patterns and focal mechanisms in southeastern Brazil. Rev Bras Geof. 1997;15(2):119–32. https://doi.org/10.1590/S0102-261X1997000200002

Cordani UG, Sato K, Teixeira W, Tassinari CCG, Basei MAS. Crustal evolution of the South American platform. In: Cordani UG, Milani EJ, Thomaz Filho A, Campos DA, editors. Tectonic evolution of South America. Rio de Janeiro: 31st International Geological Congress; 2000. p. 19–40.

Galbraith RF, Roberts RG, Laslett GM, Yoshida H, Olley JM. Optical dating of single and multiple grains of quartz from Jinmium rock shelter, northern Australia: part I, experimental design and statistical models. Archaeometry. 1999;41(2):339–64. https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.2008.00051.x

Guérin G, Mercier N, Adamiec G. Dose-rate conversion factors: update. Ancient TL. 2011;29(1):5–8.

Murray AS, Wintle AG. Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol. Radiat Meas. 2000;32(1):57–73.

Prescott JR, Hutton JT. Cosmic ray contributions to dose rates for luminescence and ESR dating: large depths and long-term time variations. Radiat Meas. 1994;23(2–3):497–500. https://doi.org/10.1016/1350-4487(94)90086-8

Schobbenhaus C (coord.). Carta geológica do Brasil ao milionésimo – folha Goiás (SD 22) [mapa e texto explicativo]. Brasília: DNPM; 1975. 114 p.

XVIII SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE
DESAFIOS E OPORTUNIDADES PARA A TRANSIÇÃO ENERGÉTICA
21 a 24 de setembro de 2025 | Brasília-DF

Interpretação paleoclimática da Formação Solimões na Bacia do Acre sob a perspectiva da petrologia sedimentar de paleossolos

Arêbalo, R.C.C.[1], Reis, A.D.[2]

[1]Instituto de Geociências/UnB, Brasília-DF, Brasil, rita.campos@aluno.unb.br; [2]Instituto de Geociências/UnB, Brasília-DF, Brasil, adriano.reis@unb.br;

Resumo: O estudo de paleossolos, cuja formação é fortemente condicionada pelo clima, fornece informações relevantes para a reconstrução paleoclimática. Nesse contexto, as condições paleoclimáticas da Formação Solimões, na Bacia do Acre, são interpretadas por meio da análise integrada de feições eodiagenéticas e pedogenéticas preservadas em depósitos de planície de inundação fluvial do Mioceno. Foram descritas quatro amostras, com caracterização macro e microscópica, revelando substituições mineralógicas sucessivas da matriz original por calcita e gipsita, indicando uma evolução diagenética sob condições mais secas. A presença de estruturas típicas de paleossolos, como *ped's*, evidenciam processos de pedogênese, enquanto nódulos de ferro e manganês, e fraturas preenchidas por calcita reforçam a exposição subaérea e por vezes o caráter oxidante. A distribuição espacial dessas feições sugere um gradiente de ressecamento ao longo do perfil, culminando em um ambiente mais árido. A ocorrência de gipsita, mineral indicativo de condições mais secas, reforça a interpretação de uma evolução paleoclimática marcada por intensificação da aridez ao longo da história deposicional da unidade.

Palavras-chave: Bacia do Acre, Formação Solimões, Mioceno, Paleoclima.

1. INTRODUÇÃO

Em seu âmbito dinâmico, o planeta passa por cíclicas mudanças ao longo do tempo geológico, dentre elas, a climatológica, as quais são estudadas por meio da paleoclimatologia. Essas variações são investigadas por meio de diversas evidências, principalmente as geológicas (Caputo, 1984), pois os registros geológicos abrangem abundantes indícios de que a Terra passou por incontáveis situações de mudança do clima (Oliveira *et al.,* 2015). O estudo de paleossolos fornece importantes informações das condições sob as quais se desenvolveram, pois, suas características físicas e químicas são fortemente influenciadas pelo clima, além de outros fatores, como material de origem, topografia, vegetação e tempo de formação (Birkeland, 1984; Retallack, 1990). A partir da análise mineralógica combinada com a identificação de texturas e estruturas, na visão macroscópica e microscópica, é possível caracterizar os processos de formação e inferir as condições climáticas que atuaram durante sua gênese.

A bacia do Acre é um dos principais componentes geológicos do estado do Acre, e as unidades compreendidas na bacia, são de idade cenozóica com remanescentes mesozóicos e pré-cambrianos na sua porção oeste (Cavalcante, 2010). A deposição é influenciada por sedimentos continentais e marinhos no paleozóico, associados a um rifteamento intracontinental (Cavalcante, 2010). Posterior à subida dos Andes, a sedimentação se estabeleceu em ambiente continental relacionado a lagos e megaleques aluviais (Cavalcante, 2010). A Formação Solimões é uma das unidades encontradas na bacia do Acre, com predomínio de sedimentos siliciclásticos de idade variando do neógeno-paleógeno e com vasta extensão territorial, abrangendo a maior parte do estado acreano, se estendendo também para a Bolívia e Peru (Cavalcante, 2010).

2. MATERIAIS E MÉTODOS

O estudo apresenta 4 amostras coletadas na Formação Solimões, provenientes de um afloramento (Fig. 1) localizado no porto do Rio Juruá, em Cruzeiro do Sul, estado do Acre. As amostras foram coletadas em quatro camadas distintas do afloramento, associadas a depósitos de planície de inundação fluvial. A caracterização foi realizada por meio de descrições macroscópicas e microscópicas, utilizando lupas de mesa e microscópios de luz refletida e transmitida do Laboratório de microscopia do IG-UnB. A descrição petrográfica visa o reconhecimento das principais feições texturais, composicionais, diagenéticas e de porosidade. Foram também registrados hábitos, localizações, bem como as distribuições e relações entre os constituintes primários e diagenéticos e/ou pedogenéticos. As feições diagenéticas foram interpretadas com o objetivo de compreender a influência do clima sobre a diagênese/pedogênese dos depósitos fluviais miocênicos da unidade.

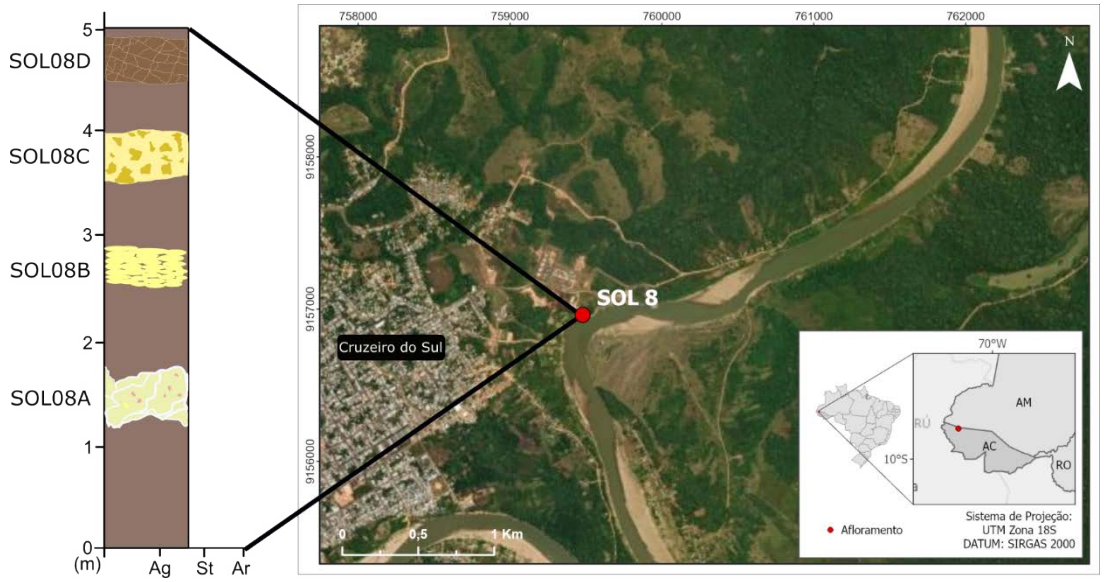


Figura 1. Mapa de localização do afloramento com detalhe para a coluna estratigráfica representando os horizontes descritos. (Fonte base de dados: Esri, USGS)

3. RESULTADOS

SOL08A

Aspectos macroscópicos

A rocha apresenta coloração branca amarelada (Fig. 2A), com granulometria predominante na fração silte. O sedimento predominantemente siltoso está rompido em fragmentos milimétricos a centimétricos, com bordas angulosas. A coloração dos fragmentos angulosos varia de rosa (Fig. 2A) a marrom, cimentados por carbonato de cor branca. O contato entre os fragmentos é gradual em algumas porções da rocha. Nota-se também fraturas de coloração branca com formas poligonais e verticalizadas, ocasionalmente horizontais, ocorrendo ao redor ou entre os fragmentos angulosos.

Aspectos microscópicos

A análise microscópica revelou que a fração granulométrica de silte é constituída por cristais de quartzo que ocorrem dispersos de forma subordinada ao longo da amostra e a matriz fina na fração argila indica que a rocha mantém ainda majoritariamente as feições primárias. Nota-se também que as fraturas são preenchidas por calcita, algumas das quais atingem até 6 mm de espessura. Os cristais de calcita observados nas fraturas são incolores à luz natural e apresentam coloração que varia de acinzentada a tonalidades mais intensas sob luz polarizada cruzada (Fig. 2B), formando agregados em mosaico com dimensões submilimétricas. Em menor proporção, ocorre gipsita com hábito fibroso e radial e com cores de interferência baixa. Em termos de substituições mineralógicas, verifica-se o início da substituição da matriz fina por microcristais de calcita, seguida por uma substituição gradual desta calcita por gipsita (Fig. 2B).

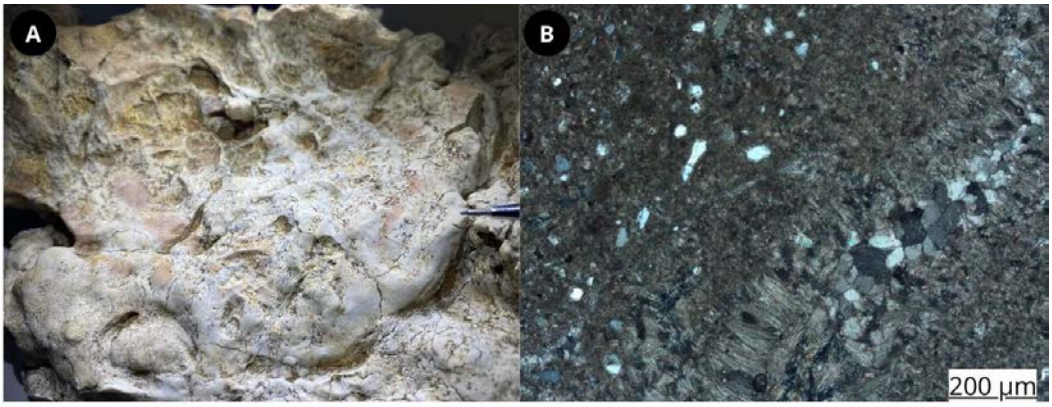


Figura 2. A) Amostra da SOL08A; B) Micrografia evidenciando a matriz original sendo cortada por uma fratura preenchida por calcita.

SOL08B

Aspectos macroscópicos

A rocha apresenta coloração predominantemente branca, com hábito radial no interior (Fig. 3A) e botrioidal no exterior. Fragmentos de siltito argiloso, de coloração amarelada a avermelhada e tamanho milimétrico, são observados em contato abrupto com o cimento carbonático. A textura poiquilotópica é evidente, com a gipsita englobando os grãos de silte. Ocorrem fraturas preenchidas por calcita, caracterizadas por sua baixa dureza, e as mesmas, apresentam-se seguindo a orientação radial e outras sem orientação específica. Além disso, ocorrem pequenos pontos de coloração escura, possivelmente sendo óxidos de manganês.

Aspectos microscópicos

A análise microscópica revela que a rocha é dominada majoritariamente por cristais de gipsita, com hábito de cauda de andorinha (Fig. 3B), variando de tamanho entre milimétrico e submilimétrico. Em menor proporção, identificam-se cristais de quartzo na fração silte dispersos ao longo da lâmina. Nota-se uma fratura que atravessa grande parte da lâmina (Fig. 3B), preenchida por cristais acinzentados de calcita com hábito mosaico. O material siliciclástico primário preserva-se nos grãos de silte dispersos entre os agregados de gipsita.

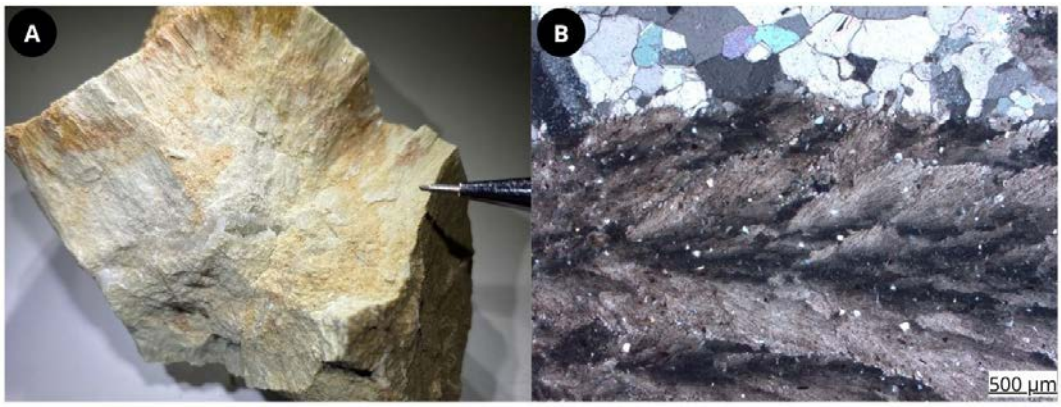


Figura 3. A) Amostra SOL08B, com destaque para o hábito radial da gipsita**;** B) Gipsita em hábito “cauda de andorinha” contato com fratura preenchida por calcita.

SOL08C

Aspectos macroscópicos

A amostra apresenta coloração predominante amarelada (Fig. 4A), com tamanho-de-grão variando entre silte e areia muito fina. Observam-se concreções de cor branca, compostas calcita cimentando fragmentos blocosos de argila. As fraturas atravessam as concreções e são preenchidas por calcita. Nota-se também óxidos de manganês distribuídos por toda a amostra.

Aspectos microscópicos

A análise microscópica revela que a amostra apresenta predominantemente uma granulometria na fração silte, composta essencialmente por quartzo. As fraturas, de dimensões

submilimétricas, são preenchidas por calcita microcristalina nas bordas e por calcita com hábito mosaico em sua porção central (Fig. 4B). Associadas a essas fraturas, franjas de gipsita oxidada substituem gradualmente a calcita. De modo geral, a lâmina evidencia que a rocha preserva ainda grande parte das feições sedimentares primárias.

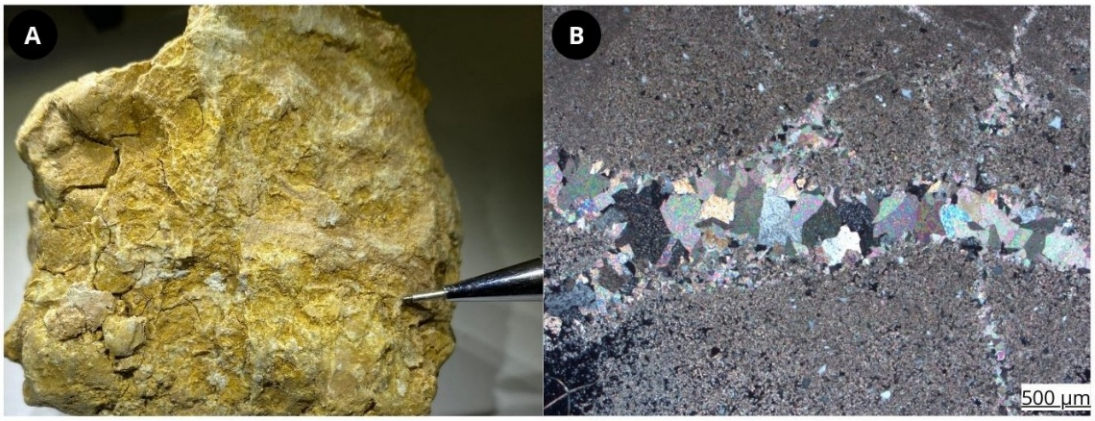


Figura 4. A) Amostra SOL08C; B) Fratura de calcita atravessando a matriz síltica.

SOL08D

Aspectos macroscópicos

A amostra apresenta coloração marrom, com tamanho-de-grão predominantemente na fração silte. A matriz é composta por argila de coloração marrom (Fig. 5A) e associada a ela, ocorrem concreções de carbonato de cor branca (Fig. 5A). Observa-se uma pequena fratura apresentando formato irregular, sem orientação preferencial e preenchida por calcita. Grãos tamanho areia ocorrem concentrados em algumas porções. Além disso, estão presentes óxidos de manganês radiais com dimensões em torno de 0,5 mm de diâmetro.

Aspectos microscópicos

A amostra apresenta composição detrítica, com tamanho de grão de argila e silte, localmente areia muito fina, sendo progressivamente substituída por calcita. Nódulos de óxido de ferro com aproximadamente 1cm, ocorrem sobre o cimento carbonática, e dentro desses nódulos, encontram-se óxidos de manganês completamente opacos (Fig. 5B). No centro dos nódulos de óxido de ferro, observam-se nódulos milimétricos concêntricos de calcita, com granulação que se apresenta mais fina nas bordas e mais grossa no centro. Nota-se também pequenas fraturas dentro do óxido de manganês (Fig. 5B), e as mesmas possivelmente são de composição calcítica, pois apresentam relevo médio e birrefringência baixa

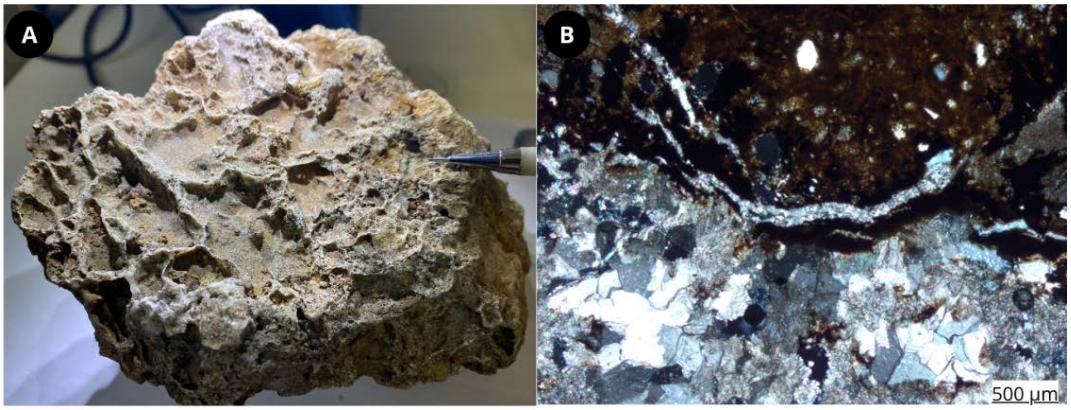


Figura 5. A) Amostra SOL08D; B) Micrografia evidenciando a matriz original sendo cortada por uma fratura preenchida por calcita.

4. DISCUSSÕES

A presença de blocos angulosos de lamito nas amostras analisadas, são característicos de *ped´s* (Retallack, 2008), estruturas tipicamente pedogenéticas associadas a exposição subaérea provenientes do material parenteral durante intervalos de interrupção da sedimentação. A substituição da matriz lamosa por calcita e, posteriormente, por gipsita, evidencia uma evolução eodiagenética/pedogenética associada ao ressecamento climático. É notável também que todos os cimentos presentes são eodiagenéticos, uma vez que não há indícios de compactação prévia do arcabouço sedimentar, e que a substituição progressiva da matriz por calcita e gipsita, associada à preservação das feições sedimentares primárias, caracteriza uma diagênese precoce sob condições climáticas cada vez mais secas, sendo a maioria das estruturas interpretada como pedogenética (Retallack, 2008). Nódulos de ferro e manganês e fraturas com preenchimento carbonático, comuns a todas as amostras, reforçam a atuação de processos oxidantes ligados à exposição subaérea. Embora associadas a fácies de planície de inundação, as amostras evidenciam episódios de pausa na sedimentação e ressecamento superfical, em que, a gipsita, comum em ambientes áridos (Retallack, 2008; Porta & Herrero, 1990; Chen, 1997), reforça essa interpretação. Entre as amostras analisadas, observa-se um gradiente de aridez crescente, evidenciado por um conjunto de feições que indicam um avanço do ressecamento ao longo do perfil.

5. CONCLUSÕES

Os episódios de intensa pedogênese demonstram momentos de parada na sedimentação e exposição da superfície deposicional, o que indica uma mudança significativa nas condições ambientais. E em suma, a análise das amostras revela uma clara evidência de um ambiente originalmente árido, refletido pela preservação das feições primárias e pela ocorrência de substituições mineralógicas, como a substituição da matriz argilosa por cimento calcítico e, posteriormente, para gipsita. A presença predominante de gipsita e fraturas preenchidas por calcita sugere condições de aridez acentuada, conforme descrito por Retallack (2001) e corroborado por estudos anteriores (Porta & Herrero 1990; Chen 1997), que destacam a gipsita como um mineral comum em solos extremamente secos e um cimento recorrente em ambientes desérticos. A variação nas características das amostras permite a identificação de oscilações climáticas ao longo do tempo: a amostra SOL08B indica o clima mais árido, enquanto as amostras SOL08A e SOL08D refletem uma redução parcial da aridez, preservando características primordiais de sedimentos terrígenos. Por fim, a amostra SOL08C sugere uma diminuição significativa da aridez, evidenciada pela maior presença de matriz e pela ocorrência dispersa de fraturas. Assim, a análise dessas amostras oferece uma visão detalhada das variações de umidade que ocorreram na região, sugerindo um ambiente fluvial ativo sob um clima com aridez acentuada para o Mioceno na região do Acre. Essas conclusões trazem elementos para a discussão do paleoclima da Amazônia e sobre a idade, resiliência e vulnerabilidade do bioma amazônico.

REFERÊNCIAS

Birkeland, P. W. (1984). *Soils and geomorphology*. Oxford University Press, New York, 372 pp.

Caputo, M. V. (1984). Stratigraphy, tectonics, paleoclimatology and paleogeography of northern basins of Brazil. (Ph.D. Thesis). University of California, Santa Barbara, 583 pp.

Cavalcante, L. M. (2010). *Geologia do estado do Acre*. CPRM – Serviço Geológico do Brasil, Brasília, 124 pp.

Chen, X.-Y. (1997) Pedogenic gypcrete formation in arid central Australia. Geoderma 77, 39-61.

Oliveira, M. D., Baptista, G. D. M., Vecchia, F., & Carneiro, C. (2015). História geológica e ciência do clima: métodos e origens do estudo dos ciclos climáticos na Terra. *Terræ*, 12(1–2), 3–26.

Porta, J. & Herrero, J. (1990). Micromorphology and genesis of soils enriched in gypsum. In: Soil Micromorphology: a Basic and Applied Science (ed. L. A. Douglas), pp. 32 1-3 39.

Retallack, G. J. (1990). The work of dung beetles and its fossil record. In A. J. Boucot (Ed.), *Evolutionary paleobiology of behavior* (pp. 214–226). Elsevier, Amsterdam.

Retallack, G. J. (2001). *Soils of the past: an introduction to paleopedology*. John Wiley & Sons, Chichester, 404 pp.

XVIII SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE
DESAFIOS E OPORTUNIDADES PARA A TRANSIÇÃO ENERGÉTICA
21 a 24 de setembro de 2025 | Brasília-DF

Fragmentos crustais hospedados pelo magmatismo alcalino cretáceo de Paraúna, Província Alcalina de Goiás

Bianchi, G.M.[1], Jalowitzki, T.[1], Botelho, N.F.[1], Gervasoni, F.[2], Cedeño, D.G.[3], Fuck, R.A.[1]

[1]Instituto de Geociências (IG), Universidade de Brasília, Brasília-DF, Brasil, gustavombianchi@gmail.com, jalowitzki@unb.br, nilsonfb@unb.br, reinhardt@unb.br; [2]Laboratório Nacional de Luz Síncrotron, Centro Nacional de Pesquisa em Energia e Materiais, Campinas-SP, Brasil, gervasoni.fe@gmail.com; [3]Tectos, Centro de Pesquisas em Geociências, Dois Irmãos-RS, Brasil, danielgrings@tectosgeo.com;

Resumo: O magmatismo cretáceo da Província Alcalina de Goiás (PAGO), situada na borda norte da Bacia do Paraná, é caracterizado pela ocorrência de rochas máficas/ultramáficas alcalinas com tendência NW-SE. Este estudo investiga os primeiros xenólitos crustais associados ao magmatismo alcalino do Brasil central, hospedados em um *plug* de olivina nefelinito de Paraúna – GO. Os xenólitos são classificados segundo aspectos petrográfia e química mineral (microssonda eletrônica), onde assembleias típicas de gabronorito (ortopiroxênio, clinopiroxênio e plagioclásio) e gnaisse granítico (quartzo, feldspato potássico e plagioclásio) são acompanhadas de minerais metassomáticos. Essas litologias são representativas de fragmentos de crosta oceânica (gabronorito) e do embasamento cristalino (gnaisse), estando associadas à ocorrência de xenólitos mantélicos de fácies espinélio e granada. Os xenólitos crustais contêm flogopita rica em TiO_2 e albita/anortoclásio, (gabronorito), e minerais metamórficos, como andalusita (gnaisse granítico). A ocorrência do gabronorito sugere a reciclagem de placa oceânica a partir de subducções pretéritas. De acordo com dados disponíveis de tomografia sísmica, esses xenólitos estão relacionados ao Arco Magmático Goiás (Faixa Móvel). No entanto, a datação U-Pb em apatita do gnaisse, assim como novos dados de tomografia sísmica, contribuirão para a definição acerca de uma possível relação com o Cráton do São Francisco ou com o Bloco Paranapanema.

Palavras-chave: xenólitos crustais, química mineral, Cretáceo, Província Alcalina de Goiás.

1. INTRODUÇÃO

A Província Alcalina de Goiás (PAGO), localizada na borda norte da Bacia do Paraná, consiste em um conjunto de rochas máficas e ultramáficas alcalinas, com *trend* regional NW-SE, abrangendo uma área de 250 x 70 km no Brasil central (Junqueira-Brod *et al.*, 2002). Rochas de afinidade kamafugítica ocorrem em várias localidades do estado de Goiás, incluindo Santo Antônio da Barra, Águas Emendadas, Paraúna, Amorinópolis e Iporá (Gaspar e Danni, 1981; Danni, 1985; Danni *et al.*, 1990; Danni e Gaspar, 1994; Gibson *et al.*, 1995; Junqueira-Brod *et al.*, 2000; Sgarbi e Gaspar, 2001; Carlson *et al.*, 2007; Felgate, 2014). A PAGO abrange desde intrusões, mais preponderantes ao norte da província, a rochas extrusivas, como diatremas, diques e derrames, predominantes na porção sul (Brod *et al.*, 2005).

Os xenólitos mantélicos comumente observados na PAGO são pequenos, atingindo tamanho máximo de 7 cm de comprimento. Todavia, apresentamos os primeiros xenólitos crustais amostrados pelo magmatismo alcalino do Brasil central. Os xenólitos estão hospedados por um *plug* vulcânico de olivina nefelinito, intrusivo em arenitos da Fm. Aquidauana (Bacia do Paraná), localizado a 45 km da cidade de Paraúna (Fig. 1).

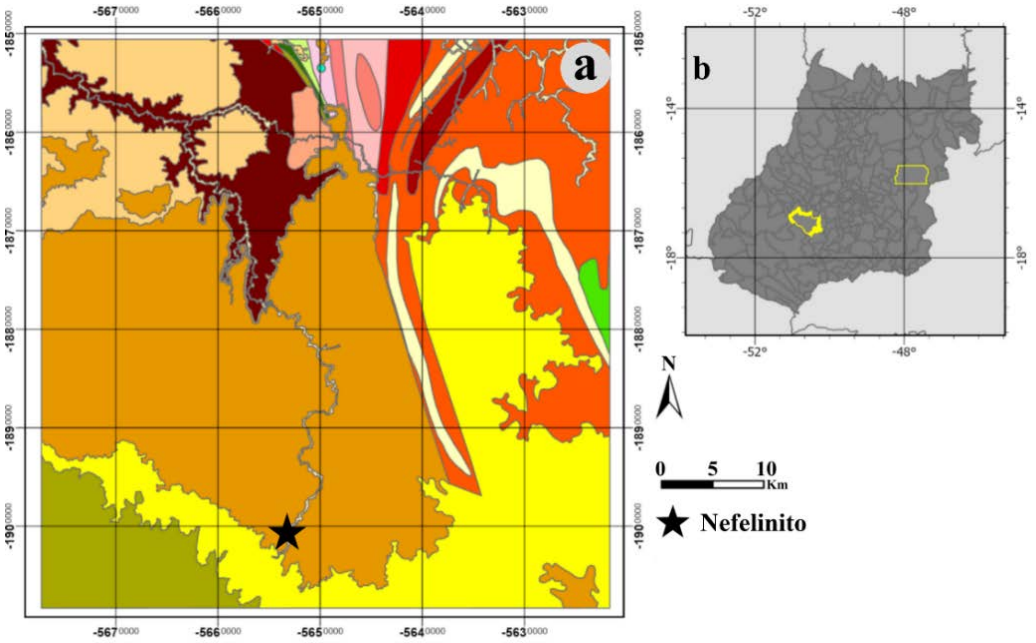


Figura 1. Mapa geológico da região de estudo, indicando o local de amostragem (a) e mapa de localização do município de Paraúna (GO) em relação à Brasília (DF) (b).

As dimensões reduzidas dos xenólitos dificultam o estudo a partir de análises geoquímica e isotópicas envolvendo pó de rocha (rocha total), estando limitadas às análises pontuais de química mineral. Além disso, até onde se tem conhecimento, há apenas uma ocorrência de granada para os xenólitos da PAGO (Danni *et al.*, 1994), a única reportada em território brasileiro não hospedada por kimberlito. Portanto, entende-se que o magmatismo alcalino foi capaz de amostrar uma vasta coluna litosférica, desde a interface litosfera-astenosfera, em profundidades superiores a 80 km, até porções crustais.

2. MATERIAIS E MÉTODOS

As lâminas petrográfica polidas das amostras selecionadas foram descritas em microscópio petrográfico modelo Zeiss Axio Imager.A2 para descrição textural e mineralógica. A classificação litológica ocorreu com base na composição modal de 2000 pontos dos minerais presentes em lâminas representativas e não reagidas.

Em seguida, as lâminas foram analisadas em microssonda eletrônica (EPMA) para quantificação de composição de elementos maiores. A determinação de concentração se deu por WDS (*wavelength-dispersive spectrometry*), utilizando microssonda modelo JEOL JXA-8230 no Laboratório de Microssonda Eletrônica do Instituto de Geociências (IG) da Universidade de Brasília (UnB). As condições operacionais foram: voltagem de aceleração de 15 kV, corrente de 10 nA, e feixe de diâmetro de 1 µm sob modo *spot* e 5 µm sob modo círculo. O segundo foi utilizado para análise de minerais hidratados e de feldspatos.

Os padrões minerais usados para calibração foram albita (Na_2O), forsterita (MgO), andradita (CaO e FeO), microclínio (K_2O, Al_2O_3 e SiO_2), óxido de cromo (Cr_2O_3), óxido de níquel (NiO) e pirofanita (TiO_2 e MnO). O tempo de contagem por ponto foi de 10 s, ao passo que o tempo de leitura de *background* foi de 5 s. Os resultados obtidos, antes de seu tratamento e interpretação, foram reduzidos com base em programa ZAF própria do laboratório.

3. RESULTADOS

3.1 Petrografia

O conjunto de 3 gabronoritos pode ser dividido em dois grupos, onde o primeiro é representado por um norito isotrópico. O gabronorito é composto por plagioclásio (58,13%), ortopiroxênio (23,63%) e clinopiroxênio (18,25%). É possível observar bordas opacas bem desenvolvidas ao redor dos cristais de piroxênios, além de um halo de reação, ao redor do xenólito (Fig. 2a). Infere-se que este halo é produto de desestabilização provocada pela captura no magma nefelinítico. O segundo grupo de gabronoritos é representado por amostras fortemente reagidas,

com evidência de metassomatismo alcalino silicático, rico em Na_2O. Metassomatismo este que se expressa essencialmente de maneira modal, com a cristalização de flogopita e de bordas de albita ao redor de núcleos de labradorita em uma das amostras (Fig. 2b).

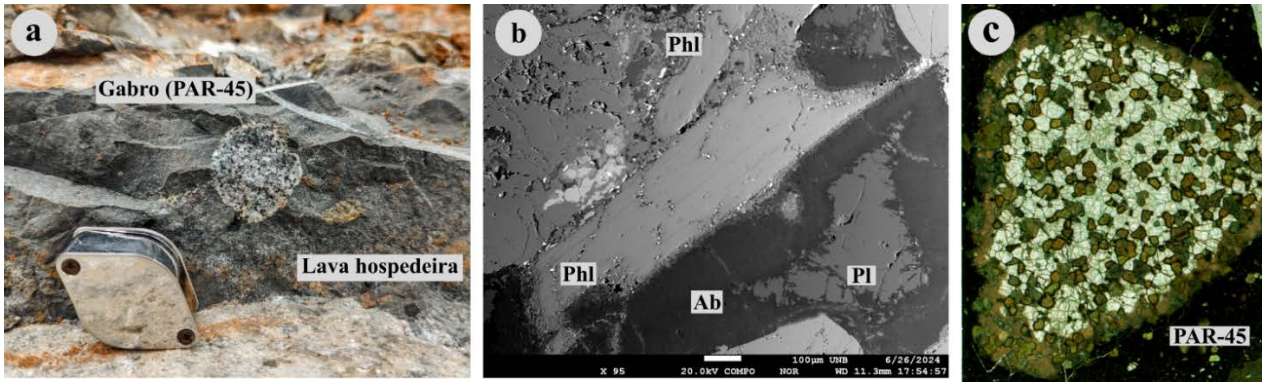


Figura 2. Amostra PAR-45 no campo (a); imagem BSE do gabro PAR-37, evidenciando minerais metassomáticos, como flogopita e zonação de albita em labradorita (b); lâmina escaneada do gabronorito PAR-45 (c).

Por outro lado, as amostras de gnaisse granítico (n = 3) são texturalmente homogêneas entre si, juntamente com assembleia mineral constante (quartzo + plagioclásio + K-feldspato). A apatita ocorre como mineral acessório. É notável observar textura milonítica, com *ribbons* de quartzo (Qz), associado a porfiroclastos fraturados de feldspato potássico (Kfs) e plagioclásio (Pl) (Fig. 3a). Ademais, observam-se cristais aciculares de apatita e pectolita e, ao longo do contato xenólito-lava hospedeira, a presença de andalusita. Essa paragênese evidencia metamorfismo de contato, ocasionado pela captura do xenólito pelo magma nefelinítico.

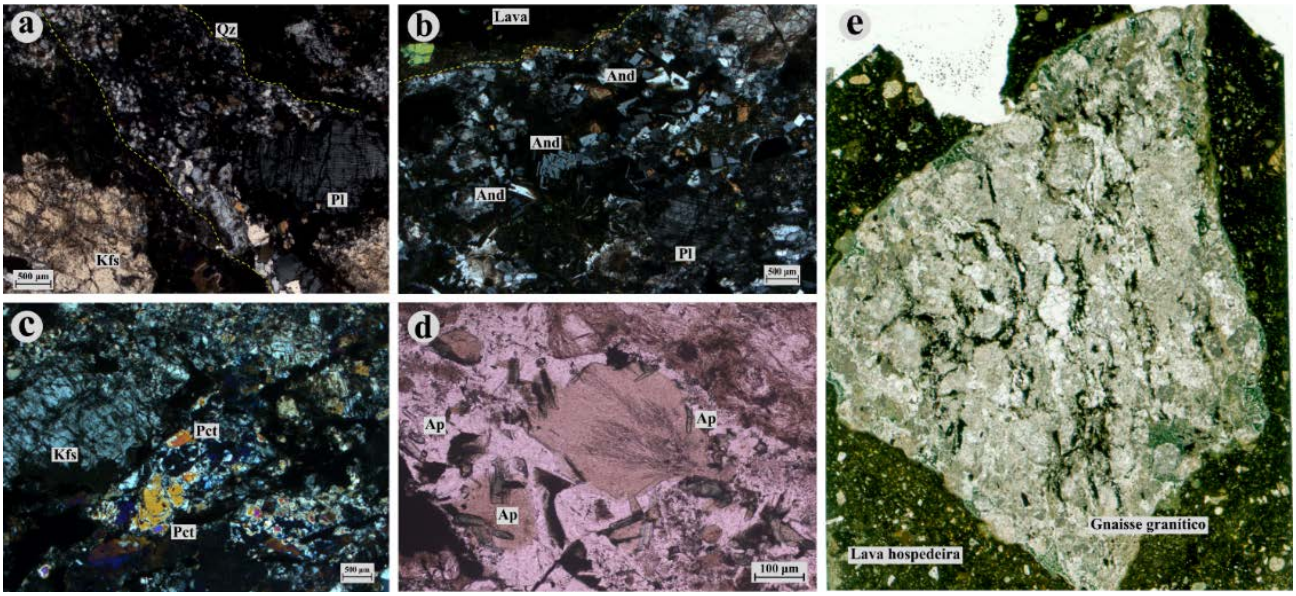


Figura 3. Textura milonítica, com porfiroclastos de K-feldspato (Kfs) e plagioclásio (Pl) (a); contato entre xenólito-lava, com presença marcante de andalusita, evidenciando metamorfismo de contato (b); cristais anédricos, de cor de interferência de 2ª ordem, mostrando pectolita (c); cristais de apatita esverdeada (d); lâmina escaneada de gnaisse granítico PAR-43 (e).

3.2 Química mineral

As análises de EPMA revelam que o ortopiroxênio é enstatita ($En_{0,61}Fs_{0,36}Wo_{0,03}$) (Fig. 4a), com Mg# entre 0,54 e 0,69 (Mg# = Mg/(Mg+Fe)). Já o clinopiroxênio dos gabronoritos é diopsídio ($En_{0,37}Fs_{0,16}Wo_{0,47}$) (Fig. 4a), com Mg# entre 0,67 e 0,74. No segundo grupo de gabronoritos, as flogopitas metassomáticas apresentam Mg# de 0,60 e TiO_2 entre 5,3 e 6,8 wt. % (Fig. 4c). O

plagioclásio da amostra PAR-45 tem composição An_{40-50}, ao passo que na amostra PAR-37, observa-se zonação composicional. Os núcleos são ricos em labradorita (An_{50-60}), com bordas ricas em albita e anortoclásio (Fig. 2b). Além disso, nesta amostra é notável a presença de *pockets* (bolsões) de reação metassomática, promovendo a cristalização de feldspato potássico.

Os gnaisses apresentam composição típica de granitos, com ortoclásio rico em K_2O e oligoclásio (An_{15-20}). Além disso, observam-se cristais acessórios relacionados à interação entre o xenólito e o nefelinito, como pectolita e andalusita. Estes estão restritos à interface xenólito-lava.

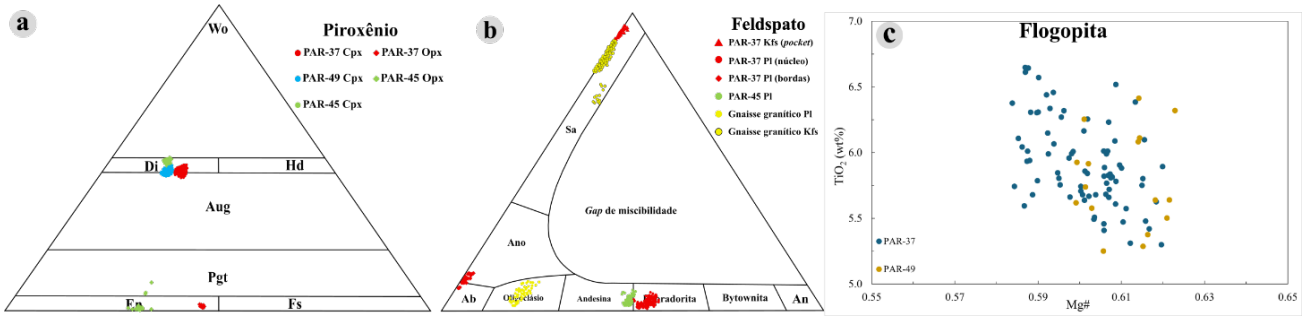


Figura 4. Diagrama de classificação de piroxênio, evidenciando que o grupo de gabronorito é composto por diopsídio/augita e enstatita (a); diagrama de classificação de feldspatos, com análise de gabronorito e de gnaisse granítico (b); diagrama bivariante de Mg# *versus* TiO_2 (wt. %) para flogopita do grupo de gabronoritos (c).

4. DISCUSSÕES

Os xenólitos amostrados pelo magmatismo nefelinítico de Paraúna são predominantemente mantélicos, mas fragmentos crustais também são observados. Os xenólitos crustais, objeto desse estudo, são separados em 2 grupos, onde cada um representa um tipo de crosta diferente. O primeiro grupo é representado por crosta oceânica, com gabronoritos ricos em FeO e TiO_2. A amostra PAR-45 representa um gabronorito não reagido, ao passo que as demais (PAR-37 e PAR-49) evidenciam processos metassomáticos modais. A presença abundante de flogopita (Mg# = 0,6) em todas as amostras sugere enriquecimento em álcalis, o que é reforçado pela zonação observada nos plagioclásios (Fig. 2b), gerando a cristalização de albita/anortoclásio. O segundo grupo, composto por gnaisse granítico, representa crosta continental. A rocha é fortemente milonitizada e evidencia metamorfismo de contato, que é corroborado pela presença de andalusita próxima ao contato xenólito-lava.

A partir de modelos de tomografia sísmica para a região em 226 km de profundidade (Fig. 5b), é possível observar que o *plug* vulcânico de Paraúna está localizado entre a borda norte do Bloco Paranapanema (BP) e o cráton São Francisco (CSF). Nesse caso, é provável que a área de estudo esteja inserida nos domínios do Arco Magmático de Goiás, Faixa Móvel. Todavia, dados de tomografia sísmica mais rasos são mais apropriados para nossas amostras. Assim, é possível que novos resultados (<100 km), assim como idades U-Pb em apatita, revelem a afinidade dos xenólitos mantélicos e crustais com o Bloco Paranapanema ou com o Cráton do São Francisco.

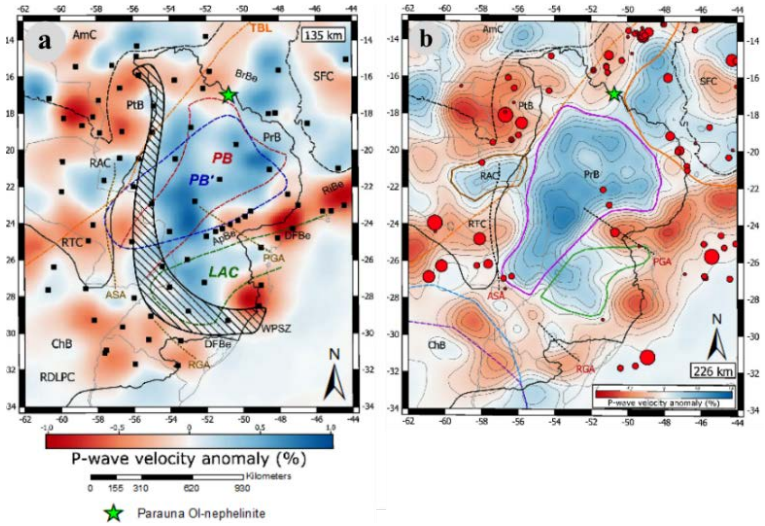


Figura 5. Seções de tomografia sísmica delimitando o BF, onde o modelo de Mantovani *et al.* (2005) está representado pela linha hachurada vermelha (a); modelo de tomografia sísmica de Affonso *et al.* (2021) (b). Note que em ambos os casos, a área de estudo (estrela verde) está inserida no contexto de Faixa Móvel.

5. CONCLUSÕES

O magmatismo nefelinítico na região de Paraúna evidencia elevada capacidade explosiva, tendo em vista a incorporação de diversas litologias na forma de xenólitos de origem mantélica e crustal. Como exemplificado pela presença de granada lherzolito, a amostragem do magma ocorreu desde a base da litosfera até porções crustais mais rasas, englobando amostras de gnaisses graníticos milonitizados e de gabronoritos. O gabronorito representa fragmentos de crosta oceânica metassomatizada, evidenciada pelas bordas de albita/anortoclásio e flogopita. Além disso, a origem dos xenólitos crustais félsicos segue em aberto, podendo pertencer a três unidades tectônicas distintas: Faixa Móvel, Cráton do São Francisco (CSF) e Bloco Paranapanema (BF).

REFERÊNCIAS

Carlson, R.W. *et al.* 2007. Chemical and isotopic relationships between peridotite xenoliths and mafic–ultrapotassic rocks from Southern Brazil. Chemical Geology 242, 415-434.

Danni, J.C.M. 1985. Rochas da série kamafugítica na região de Amorinópolis, Goiás. Contribuições a geologia e petrologia. Núcleo Minas Gerais, Belo Horizonte, SBG, pp. 5–13.

Danni, J.C.M., Silva, A.G.C., Cerqueira, M.R. 1990. Petrografia e petroquímica das rochas alcalinas cretácicas da Serra do Caiapó, SW de Goiás. 36° Congresso Brasileiro de Geologia, pp. 1872–1882.

Danni, J.C.M., Gaspar, J.C. 1994. Química do katungito de Amorinópolis, Goiás: contribuição ao estudo do magmatismo kamafugítico. Geochimica Brasilienses 8, 119–134.

Danni, J.C M., Vasconcelos, A.C.B.C., Gaspar, J.C. 1994. Spinel–garnet lherzolite and spinel lherzolite xenoliths from the northeastern border of the Paraná Basin, Brazil. In: Int. Symp. Phys. Chem. UpperMantle, Ext. Abstr. p. 14-16.

Felgate, M.R. 2014. The Petrogenesis of Brazilian kimberlites and kamafugites intruded along the 125 lineament. Melbourne: The University of Melbourne [*online*].

Gaspar, J.C., Danni, J.C.M., 1981. Aspectos petrográficos e vulcanológicos da Provincia Alcalina Carbonatítica de Santo Antônio da Barra, sudoeste de Goiás. Revista Brasileira de Geociências 11, 74–86.

Gibson, S.A. *et al.* 1995. The late Cretaceous impact of the Trindade mantle plume: evidence from large volume, mafic, potassic magmatism in SE Brazil. Journal of Petrology 36, 189–229.

Junqueira-Brod, T.C., Brod, J.A., Gaspar, J.C., Barbosa, E.S.R. 2000. Magma-sediment interaction in the Águas Emendadas kamafugitic diatremes. 8th International Kimberlite Conference Ext. Abst.

Junqueira-Brod, T.C. *et al.* 2002. A Província Alcalina de Goiás e a extensão do seu vulcanismo kamafugítico. Revista Brasileira de Geociências 32, 559-566.

Sgarbi, P.B.A., Gaspar, J.C. 2001. Geochemistry of Santo Antônio da Barra kamafugites, Brazil. Journal of South American Earth Sciences 14, 889–901.

XVIII SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE
DESAFIOS E OPORTUNIDADES PARA A TRANSIÇÃO ENERGÉTICA
21 a 24 de setembro de 2025 | Brasília-DF

New Late Cretaceous microvertebrate remains from the Maastrichtian Marilia Formation, southwestern Goiás State, Brazil

Candeiro, C.R.A.[1], Barros, P.[1], de Paula, T.A.[1], Araujo, A.[1], Maciel, I.[1], Peixoto, J.[1], Benevides, B.[1], Vieira, L.S.[1], Queiroz, G.K.[1], Canile, F.M.[1], Tavares, T.[1], Vidal, L.[2], Pereira, P.V.L.G.C.[2]

[1]Laboratório de Paleontologia e Evolução, Curso de Geologia, *Campus* Aparecida de Goiânia, Universidade Federal de Goiás, Aparecida de Goiânia - GO, Brasil, candeiro@ufg.br; isabella_maciel@discente.ufg.br; pedrohenrique.phbp@gmail.com; aline.apar92@gmail.com; thainara.arrudap@gmail.com; anapeixoto@discente.ufg.br; brunobenevides@discente.ufg.br; lucas.vieira@discente.ufg.br; gleicygeo@gmail.com; canile@ufg.br e tatianatavares@ufg.br; [2]Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro - RJ, Brasil, science.vidal@gmail.com e paulovictor29@yahoo.com.br.

Abstract: Here we describe microvertebrate materials from two localities in the Serra da Confusão do Rio Preto, Marília Formation, Maastrichtian (Bauru Group) in the municipality of Quirinópolis, state of Goiás. Microremains of fossil vertebrates were mechanically recovered and treated with hydrogen peroxide diluted in water, for later analysis under a binocular magnifying stereomicroscope. One of the recovered taxa is new to the studied area, in addition to records of Testudinata, Titanosauria, and undetermined Vertebrata.

Key-words: Microvertebrates, Qurinópolis, Marília Formation, Upper Cretaceous.

1. INTRODUCTION

The Marília Formation is a Maastrichtian geological unit of the Bauru Group that outcrops in the south of the state of Goiás, but the most studied paleontological levels are found in the states of Minas Gerais and São Paulo (Langer et al., 2022). The formation consists of fine sandstones to conglomerates of siliciclastic or carbonate matrix and encompasses a variety of facies, including fluvial-lacustrine deposits (Barcelos, 1984). The Laboratório de Paleontologia e Evolução of the Curso de Geologia at the Universidade Federal de Goiás collected sedimentary rocks from the Marília Formation containing small fragments of vertebrates from the Serra da Confusão do Rio Preto outcrop, located in the urban area near the town of Quirinópolis, in 2023 and 2024.

To date in this locality, most of the descriptions of the vertebrate assemblage of the Marília Formation are represented by macrofossil materials consisting of remains of turtles, crocodyliforms, herbivorous and carnivorous dinosaurs described by Candeiro et al. (2022). This work presents new microvertebrates collected in levels of the Marília Formation at Serra da Confusão do Rio Preto in the municipality of Quirinópolis.

2. MATERIALS AND METHODS

Fine sandstone fragments of rocks were collected in Serra da Confusão in the municipality of Quirinópolis, where rocks of the Marília Formation outcrop. Approximately 8 kg of sediments were collected at two points in this location for screenwashing at the Laboratorio de Paleontologia e Evolução (Labpaleoevo). This technique consists of separating rock samples with fossil fragments, initially separating some small specimens. The selected rocks were crushed to approximately 1 cm^3, and were immersed in oxidizing reagents - hydrogen peroxide (H_2O_2) at 20% - to eliminate organic matter and deflocculate the fine sediment. The samples were left at room temperature for three days. The samples were then dried on a black canvas surface for three days. After this, the

resulting sediment was washed and sieved with different mesh sizes of 1.0 mm and 0.5 mm - the resulting material were analyzed under a binocular magnifying stereomicroscope. A total of 36 fossil materials were found, which are in the curatorial process and will be deposited in the Labpaleoevo Collection, Curso de Geologia at the Universidade Federal de Goiás.

3. REMARKS

The microvertebrate fragments (Fig. 1) recovered in this study are mostly preserved in fragmentary form and include remains of tooth, possible fragments of skulls and post-cranial bones (Table 1).



Figure 1. Microvertebrate remains from Marília Formation of the Quirinópolis municipality: A, indeterminated dentary fragment bone; B and C, turtles shell fragments; D, titanosaurian tooth; E-G indeterminate vertebrates. Scale bar: 5mm.

Table 1. Vertebrate microremains from the Marilia Formation, Serra da Confusão do Rio Preto, municipality of Quirinopolis, state of Goiás, Point 1: Serra da Antena, Point 2: Serra da Confusão 2.

Locality	Number of specimens	Taxa
Point 1	25	Osteichthyes, Testudinata, Titanosauria, Vertebrata indet.
Point 2	11	Vertebrata indet.

Osteichthyes indet.

Remarks

A possible dentary fragment (2.1 cm long). It lacks the proximal portion branch is long dorsoventrally, with few striations. The possible dorsal process is short and curved toward the proximal end. Numerous records of bony fishes have been described in the Bauru Group, mostly consisting of teeth, spines, and scales for the Marília Formation in the states of Minas Gerais and São Paulo (Alves et al. 2023), and for Goiás, a siluriformes spine was reported for the unit in Rio

Verde by Candeiro et al. (2024). This material described here from Quirinópolis has an unusual combination of characteristics that left its position within the clade uncertain, therefore, it was assigned as Osteichthyes indet.

Testudinata indet.
Remarks
Two shell fragments (1.8 cm and 2.4 cm) were attributed to this group. They are gracile plates, without ornamentation and with a fine and delicate groove with a pearly texture. The absence of ornamentation and the morphology, together with the known record of turtles for the Marília Formation in the state of Goiás (Candeiro et al. 2018), lead us to attribute these specimens to Testudinata. Unfortunately, due to the fragmentary nature of the samples, we cannot state whether they are juveniles or small adults.

Titanosauria indet.
Remarks
A fragmentary tooth (1.65 cm long; 0.42 cm thick), without basal and apical portions. The tooth is small, elongated, and cylindrical; the enamel is thin and without ornamentation; the dentin is smooth. The record of Titanosauria materials is known for the Marília Formation at the collection site (see Candeiro et al. 2022), and this is the first tooth material reported for the taxon in the municipality of Quirinópolis.

Vertebrata indet.
Remarks
A total of 29 small fragments ranging from 2.6 cm to 0.3 cm were recovered, comprising bone fragments, some showing spongy and trabecular tissue, which due to their fragmentary nature do not allow for a more inclusive taxonomic identification. Numerous studies have reported larger vertebrate material for the Marília Formation levels in the study area (see Candeiro et al., 2018, 2020; Maia & Candeiro, 2020).

4. FINAL REMARKS

The scientific interest in the vertebrate microfossils found in the Marília Formation in the Serra da Confusão do Rio Preto in Quirinópolis is based on the large number of fossils found in a short period of time through the study of sediments using the screenwhasing technique. Although fragmentary, these materials present possibilities for taxonomic identification. The locality contains an important presence of tetrapods, particularly titanosaur sauropods, crocodylomorphs, and previously known turtles. The materials described here add, for the first time, records of Osteichthyes and tooth material of Titanosauria. In addition, in the case of titanosaurs and theropods, the locality yielded multiple fragmentary materials. Considering these factors, the two fossil localities of Quirinópolis are among the most important in terms of vertebrate fossils in the state of Goiás, but also present a fauna similar to those already known for the Bauru Group in the states of Minas Gerais and São Paulo.

Financial Support: Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de Goiás, FAPEG 2022/23.

REFERENCES

Alves, Y.M., Bergqvist, L.P. & Brito, P.M. (2019). The dorsal and pectoral fin spines of catfishes (Ostariophysi: Siluriformes) from the Bauru Group (Late Cretaceous), Brazil: A comparative and critical analysis. *Journal of South American Earth Sciences*, 92, 32-40. https://doi.org/10.1016/j.jsames.2019.02.016

Barcelos, J. H. (1984). Reconstrução paleogeográfica da sedimentação do Grupo Bauru, baseada na sua redefinição estratigráfica parcial em território paulista e no estudo preliminar fora do Estado de São Paulo. Thesis. Instituto de Geociências e Ciências Exatas- UNESP, Rio Claro.

Candeiro, C.R.A., Brusatte, S.L., Simbras, F.M., Santos-Pereira, C., Souza Júnior, A.L., Cavalcanti, R., Carelli, D., Resende, I.L.M., Nogueira, M.M., Souza, J.B.F., Gil, L.M., Rossi, R., Hannibal, W., Costa,

R.R., Oliveira, G. (2018). New reports of Late Cretaceous reptiles from the Bauru Group of southern Goiás state, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 85, 229–235. https://doi.org/10.1016/j.jsames.2018.04.019

Candeiro, C. R. A., Brusatte, S. L., Queiroz, G. K., Carvalho, A. A., Maia, D. S., Dias, T. C., Vidal, L. S. & Nogueira Gomes, M. M. (2020). Late Cretaceous Bauru Group biota from Southern Goiás state, Brazil: history and fossil content. *Earth Sciences Research Journal*, 24, 387-396. https://doi.org/10.15446/esrj.v24n4.82831

Candeiro, C. R.. Lima, C. V., Canile, F. M., Brusatte, S. L., Dias, T. C., Martins Ferreira, B., Frota Lopes, R. & Campelo Rodrigues, J. E. (2022). Late Paleozoic, Late Cretaceous and Pleistocene Holocene reptiles and mammals fauna: a review from Goiás State, Brazil. *Boletín Geologíco y Minero*, 133, 37-53. https://doi.org/10.21701/bolgeomin/133.4/002

Candeiro, C.R.A., Ribeiro, T., Arruda de Paula, T., Pereira, P.V.L.G.C., Vidal, L.S., Gil, L. M., Dias, T., Gonzalez-Riga, B., Brusatte, S.L. & Carabajal, A.P. (2024). Isolated theropod teeth from the Upper Cretaceous of Goias State (Brazil): Northernmost occurrence of Abelisauridae from the Bauru Basin. *Journal of South American Earth Sciences*, 146, 105075. https://doi.org/10.1016/j.jsames.2024.105075

Langer, M. C., Delcourt, R., Montefeltro, F. C., Silva Júnior, J. C. G., Soler, Ferreira, G., Barcelos, L., Marsola, J., Cidade, G. M., Batezelli, A., Ruiz, J. V., Onary, S. Y. & Castro, M.C. (2022). The Bauru Basin in São Paulo and its tetrapods. *Derbyana*, 43, e776. https://doi.org/10.14295/derb.v43.776.

Maia, D. S., Gil, L. M. & Candeiro, C. R. A. (2020). Preparação de restos de vertebrados do Neocretáceo da Formação Marília (Grupo Bauru) do município de Rio Verde, Goiás. *Revista Sapiência: Saberes e Práticas Educacionais*, 9, 189-200, 2020.

Perfil dos visitantes do Museu de Geociências da Universidade Federal de Goiás entre 2022 e 2025

Candeiro, C.R.A.[1], Soares, E.B.R.[2], Capistrano, G.O.W.[2], Rocha, B.F.R.[3], Souza-Antunes, M.[1], Correzola, G.[1,4], Dias, T.C.[1,5], Cavalcanti, D.E.[2], Silva, B.S.S.[1], Xavier, P.[1], Aguiar, E.[1], Ferraz, R.[1]

[1]Laboratório de Paleontologia e Evolução, Curso de Geologia, Faculdade de Ciências e Tecnologia, Universidade Federal de Goiás (UFG), Goiânia-GO, Brasil, candeiro@ufg.br; [2]Curso de Geologia, Faculdade de Ciências e Tecnologia, Universidade Federal de Goiás (UFG), Goiânia-GO, Brasil, elisa_barbosa@ufg.br, gradisca@ufg.br, deboraezequiel@ufg.br; [3]Museu Antropológico, Universidade Federal de Goiás (UFG), Goiânia-GO, Brasil, barbarafreirerocha@gmail.com; [4] Programa de Pós-Graduação em Geociências, Faculdade de Ciências e Tecnologia, Universidade Federal de Goiás (UFG), Goiânia-GO, Brasil, guuicorrezola07@gmail.com; [5]Programa de Pós-Graduação em Biodiversidade Animal, Instituto de Ciências Biológicas (ICB), Universidade Federal de Goiás (UFG), Goiânia-GO, Brasil, tamiresdias@discente.ufg.br;

Resumo: Este estudo apresenta uma análise do perfil dos visitantes do Museu de Geociências da Universidade Federal de Goiás (Musgeo) no período pós-pandemia, entre maio de 2021 e junho de 2025. Com base em levantamentos quantitativos e qualitativos, buscou-se caracterizar as variáveis demográficas e socioculturais do público, como sexo, faixa etária, escolaridade e origem geográfica. Os dados foram obtidos a partir dos registros institucionais de visitação e intervenções educativas promovidas pelo museu. Os resultados indicam que a maioria dos visitantes pertence ao Ensino Fundamental e reside no município de Aparecida de Goiânia. Além disso, foi identificada uma predominância de visitas de crianças e jovens com idades entre 3 e 20 anos, sendo a maior parte do público do sexo feminino. As ações educativas do Musgeo evidenciam seu papel como agente de popularização das Geociências no Estado de Goiás, indicando o papel de protagonismo que a instituição assume nas divulgações de temas geocientíficos (minerais, rochas ígneas, metamórficas e sedimentares e fósseis). Este diagnóstico pode subsidiar futuras estratégias de extensão universitária, além de reforçar a importância do Museu de Geociências na formação científica em espaços não formais de ensino.

Palavras-chave: divulgação científica, museus universitários, Geociências, ensino não formal, Goiás.

1. INTRODUÇÃO

As Geociências englobam o estudo da Terra, seus processos, história, evolução, buscando não apenas mensurar o presente, mas também modelar o comportamento futuro de nosso planeta. Essa área do conhecimento, também envolve a investigação de outros planetas, asteroides, sistemas solares e outros corpos celestes, tanto para compreender melhor as dinâmicas da Terra, quanto para ampliar o conhecimento a respeito do Universo (Lelliott & Rollnick, 2010). As Geociências dispõem de diversos recursos e estratégias pedagógicas voltadas ao ensino, uma vez que esses elementos são ímpares para a apreensão e disseminação de conhecimentos específicos. Nesse contexto, os museus de Geociências se destacam como *loci* privilegiados e fundamentais para a divulgação do saber geocientífico.

A dimensão educativa dos museus acontece na relação públicos/comunidade, acervo/patrimônio e museu/território, é um processo (BIZERRA, Alessandra, 2009) que pode e deve ocorrer em todas as etapas da cadeia operatória, da Salvaguarda (Documentação e Conservação) a Comunicação (Expografia e Ação Educativo-Social). Sendo a Comunicação voltada para os processos de interpretação, transmissão e extroversão dos conhecimentos

produzidos sobre o acervo/patrimônio em suas várias dimensões - científico, histórico, artístico, técnico, social (MARTINS, Luciana C. *et al.*, 2017), por meio das ações educativas:

> As ações educativas são estratégias que permitem ao visitante entrar em contato com a perspectiva daqueles que conceberam a exposição; mas também permitem construir seus próprios significados sobre aquilo que se vê. Os educadores, por meio de suas ações e estratégias, têm o importante papel de dialogar com os diferentes públicos, negociando sentidos e ajudando na compreensão de novas perspectivas. (MARTINS, Luciana C. *et al.*, 2017, p. 34)

Para tal, precisamos conhecer os públicos e como esses públicos aprendem e quais seus interesses, pois “Cada público tem uma demanda, uma maneira de perceber a experiência da visita e quanto mais a instituição conhecer seu público, mais focada e com maior poder de diálogo será construída a ação educativa”. (MARTINS, Luciana C. *et al.*, 2017, p. 24)

A história dos museus de Geociências no Brasil remonta ao século XIX, com instituições como o Museu Nacional (fundado em 1818), o Museu da Escola de Minas de Ouro Preto (1876), Museu Emílio Goeldi (1866) e o Museu Paulista (1895), atualmente conhecido como Museu do Ipiranga (FIGUEIRÔA, 1997). No cenário contemporâneo, destacam-se museus universitários como o Museu de Geociências da Universidade de São Paulo, Museu de Ciências da Terra da Universidade Federal do Rio de Janeiro, que mantêm forte tradição em atividades de divulgação científica e atividades de ensino-aprendizagem em espaços não formais. Na região Centro-Oeste do Brasil, museus destas especialidades são representados pelo Museu de Geociências da Universidade de Brasília, Museu da Universidade Federal do Mato Grosso e Museu de Geociências da CPRM/Goiânia. Estes museus desempenham o papel de divulgação de temas geocientíficos, principalmente aqueles relacionados à Geologia.

Instituído em 2018 no âmbito do curso de Geologia da Faculdade de Ciências e Tecnologia da Universidade Federal de Goiás, o Musgeo tem como missão a promoção do conhecimento geocientífico por meio de ações extensionistas e de divulgação, surgidos a partir de trabalhos do Curso de Geologia/UFG e de parceiro(a)s interessado(a)s em temas geocientíficos. Suas atividades incluem exposições temáticas de minerais, rochas ígneas, sedimentares e metamórficas, além de fósseis, com enfoque na educação não formal e na interação com diversos segmentos da sociedade.

Com a retomada gradual das atividades presenciais no período pós-pandemia (maio de 2021 a junho de 2025), o Musgeo intensificou suas ações educativas, tanto em seu espaço físico quanto em atividades externas. No entanto, até o presente momento, não havia uma análise sistemática sobre o perfil dos visitantes atendidos nesse contexto.

Diante disso, este estudo tem como objetivo caracterizar o perfil demográfico e sociocultural do público visitante do Museu de Geociências da UFG no período pós-pandemia, contribuindo para o aprimoramento de suas estratégias de divulgação científica e para o fortalecimento da relação museu-comunidade.

2. MATERIAIS E MÉTODOS

O presente estudo se caracteriza como uma pesquisa descritiva, com abordagem mista (quantitativa e qualitativa), voltada à análise do perfil dos visitantes do Museu de Geociências da Universidade Federal de Goiás (Musgeo) no período de maio de 2021 a junho de 2025.

Os dados foram obtidos a partir dos registros institucionais de visitação e das anotações produzidas durante as intervenções educativas realizadas pelo museu, tanto em seu espaço físico, localizado na Faculdade de Ciências e Tecnologia (Campus Aparecida de Goiânia/UFG), quanto

em atividades externas promovidas em instituições de ensino do município e da região metropolitana.

Para cada visitação e intervenção, foram registradas as seguintes variáveis: gênero, faixa etária, nível de escolaridade e município de origem dos visitantes. A coleta dos dados foi realizada pela equipe do museu e pelos monitores a partir das informações fornecidas pelos próprios participantes ou representantes institucionais.

Os registros foram organizados em planilhas eletrônicas (Microsoft Excel), e os dados foram analisados de forma descritiva, com a elaboração de gráficos que permitiram a visualização das principais tendências do perfil do público.

3. RESULTADOS

Neste trabalho são apresentados, analisados e discutidos alguns aspectos do perfil dos públicos visitantes no Museu de Geociências da UFG entre os anos de 2021 e 2025, considerando tanto as visitas às exposições temáticas em seu espaço físico quanto as intervenções educativas externas. O perfil demográfico e sociocultural dos públicos foi definido a partir das variáveis de um total aproximado de 1.268 pessoas impactadas, observando: gênero, faixa etária, nível de escolaridade e município de origem.

Quanto ao gênero, observou-se uma predominância do público feminino, com 819 visitantes do gênero feminino (64,6%) e 449 do gênero masculino (35,4%). A análise da faixa etária evidenciou uma forte concentração de crianças e jovens: 38,9% dos visitantes estavam na faixa de 3 a 14 anos, enquanto 43,2% tinham entre 15 e 20 anos. O(a)s visitantes entre 21 e 50 anos representaram 12,1% do total, e aqueles com mais de 51 anos corresponderam a 5,8%. Os dados demonstram que quanto à escolaridade, ocorre um expressivo percentual de visitantes pertencentes ao Ensino Básico (53,7%); um total aproximado de 26,6% pertencente ao Ensino Médio e em torno de 15,4% possuíam graduação completa. Os referidos dados quantitativos confirmam que o público visitante foi altamente escolarizado, refletindo sua predominância especialmente em fase de educação básica.

No que se refere às atividades realizadas, foram contabilizadas 18 intervenções no período, das quais 9 ocorreram nas dependências da Faculdade de Ciências e Tecnologia (*Campus* Aparecida de Goiânia/UFG), enquanto as demais foram realizadas em escolas de bairros não centrais de Aparecida de Goiânia e no *Campus* Samambaia/UFG. Esse alcance territorial evidencia um esforço do museu em ampliar seu impacto social e geográfico, demonstrando assim seu papel extensionista. O perfil sociodemográfico dos visitantes está representado na Figura 1, que sintetiza a distribuição por gênero, faixa etária e nível de escolaridade do seu público.



Figura 1. Perfil do público visitante do Museu de Geociências da UFG (2021–2025).

4. DISCUSSÕES

Os resultados deste levantamento indicam que o perfil do público atendido pelo Museu de Geociências da Universidade Federal de Goiás apresenta características semelhantes às observadas em outros museus de ciência e tecnologia no Brasil. Em diferentes pesquisas realizadas em museus e centros culturais nas últimas décadas, a presença do público escolar nos museus é expressivo, representando em média, 50% do público frequentador desses espaços (Köptcke, 2002; Martins et al., 2017). Podendo configurar a única ou a primeira oportunidade de conhecerem essas instituições culturais, especialmente para crianças e jovens das classes em desvantagens econômicas (Cazelli, 2005 *apud* Marandino, 2008). Reforçando o caráter educativo dos museus através da educação não-formal[1]. O perfil do público do Musgeo não é diferente dos museus no contexto nacional, como podemos aferir na presente pesquisa de público, uma vez que mais de 80% dos visitantes estavam na faixa de 3 a 20 anos, evidenciando um perfil fortemente vinculado ao ensino básico e à formação inicial.

Ao analisarmos estes resultados, nota-se que esta alta frequência de público escolarizado do Ensino Fundamental indica uma política de atração do Musgeo voltada a este público. Desse modo, a distribuição reforça a vocação do Musgeo para ações educativas voltada aos públicos em formação básica, alinhando-se com os objetivos da popularização científica em ambientes não formais. Já a presença significativa do público feminino (64,6%) segue uma tendência registrada em outros estudos sobre o perfil de visitantes em instituições culturais (*e.g.* Dahmouche et al., 2023), que apontam maior participação de mulheres em atividades de caráter educativo e cultural.

Outro aspecto relevante é o alcance territorial das atividades do Musgeo. A realização de intervenções educativas em escolas de bairros não centrais e em diferentes *campus* da UFG demonstra um esforço consistente para ampliar o impacto social e geográfico do museu. Com o crescimento das ações em territórios mais amplos, torna-se igualmente importante compreender em profundidade, quem são os públicos atendidos e quais barreiras ainda limitam o acesso às atividades oferecidas. Como enfatiza o ICOM (2020), as pesquisas são importantes instrumentos para qualificação das ações nas instituições, possibilitam termos informações sobre o acesso dos públicos a essas instituições, sejam elas financeiras, físicas, cognitivas, simbólicas. As pesquisas revelam as presenças, o público frequentador dos museus e as ausências, quem ainda não é público, possibilitando traçar estratégias de aproximação e engajamento dos públicos frequentadores e dos não públicos nos museus (ICOM, 2020). Assim, os dados diagnósticos aqui apresentados, representam uma etapa importante para o aprimoramento das práticas de mediação e de divulgação científica do Musgeo.

5. CONCLUSÕES

As variáveis aqui levantadas dos perfis de gênero, faixa etária, nível de escolaridade e município de origem do público visitante, oferecem um panorama sobre o perfil demográfico e sociocultural do público atendido pelo Musgeo no período pós-pandemia. Dessa forma, atuando como um indicativo da assertividade do museu como um importante indutor de divulgação científica da Geociências no estado de Goiás. Neste contexto, é importante enfatizar que o perfil do público investigado vêm sendo um norteador nas tomadas de decisão internas do Musgeo na busca pelo cumprimento de sua missão: “estimular de forma interativa, dinâmica e lúdica a curiosidade pelo conhecimento Geocientífico atuando como um espaço de divulgação e popularização da ciência no estado de Goiás”, deixando clara a abertura para a criação da relação museu-escola.

[1] A educação não-formal é “qualquer atividade organizada fora do sistema formal de educação, operando separadamente ou como parte de uma atividade mais ampla, que pretende servir a clientes previamente identificados como aprendizes e que possui objetivos de aprendizagem.” (MARANDINO, 2008, p.13)

O principal público frequentador está concentrado no Ensino Fundamental, embora as ações do museu alcancem diferentes públicos, na sua grande maioria proveniente do município de Aparecida de Goiânia. Os resultados aqui apresentados reforçam o potencial do Musgeo para fortalecer a relação com a comunidade e ampliar o impacto das suas atividades de extensão e divulgação científica.

REFERÊNCIAS

Bizerra, A. F. (2009). *Atividade de aprendizagem em museus de ciências* (Tese de doutorado, Faculdade de Educação, Universidade de São Paulo). Repositório USP. https://doi.org/10.11606/T.48.2009.tde-15092009-132843

Cazelli, S. (2005). *Educação em museus: a mediação em foco* (Org. M. Marandino). São Paulo, SP: Geenf / FEUSP.

Dahmouche, M. S., Cazelli, S., Studart, D., Guimarães, V. F., & Gruzman, C. (2023). Agora são elas: a presença das mulheres no público de museus de ciência do Rio de Janeiro. *Em Questão, 29*. https://doi.org/10.19132/1808-5245.29.125255

Figueirôa, S. F. de M. (1997). *A formação das ciências geológicas no Brasil: uma história social e institucional* (1ª ed., v. 1). São Paulo, SP: Hucitec.

Guarnieri, W. R. C. (2010). Conceito de cultura e sua inter-relação com o patrimônio cultural e a preservação. In M. C. O. Bruno (Org.), *Waldisa Rússio Camargo Guarnieri: textos e contextos de uma trajetória profissional* (Vol. 1, pp. 119–122). São Paulo, SP: Pinacoteca do Estado de São Paulo / Secretaria de Estado da Cultura / Comitê Brasileiro do ICOM.

Köptcke, L. S. (2002). A parceria educativa: o exemplo francês. *In*: L. S. Köptcke & L. A. Teixeira (Orgs.), *Caderno do Museu da Vida I e II: seminários sobre o formal e o não-formal no espaço dos Museus de Ciências* (pp. 70–79). Rio de Janeiro, RJ: Museu da Vida / Fiocruz.

Lelliott, A., & Rollnick, M. (2010). Big ideas: A review of astronomy education research 1974–2008. *International Journal of Science Education, 32*(13), 1771–1799. https://doi.org/10.1080/09500690903214546

Marandino, M. (2008). *Educação em museus: a mediação em foco* [organizadora]. São Paulo, SP: Geenf / FEUSP.

Martins, L. C., Navas Contier, A. M., & Souza, M. P. C. (Orgs.). (2017). *Que público é esse? Formação de públicos de museus e centros culturais*. Percebe.

Pesquisa Desafios em Tempos de Covid-19. (2020). Conselho Internacional de Museus Brasil. ICOM – Dados para navegar – Parte 1 | Tableau Public. Disponível em: ICOM - Dados para navegar - Parte 1 | Tableau Public. Acesso em 14 de abril de 2025.

Análise estratigráfica e faciológica da Formação Serra de Santa Helena, Grupo Bambuí, Neoproterozoico, Minas Gerais

Chamiço, J.V.[1*], Giorgioni, M.[1], Borges-Silva, M.[1], Denezine, M.[1]

[1]Universidade de Brasília, Instituto de Geociências, Programa de Pós-graduação em Geologia, Campus Darcy Ribeiro, Asa Norte, CEP 70910-900, Brasília, DF, Brasil. *jvchamisso@gmail.com

Resumo: O Neoproterozoico foi marcado por um grande evento de oxigenação, que alterou significativamente a dinâmica de todos os oceanos naquele período. Nesse estudo, a possível relação entre esse evento de oxigenação e a evolução do Grupo Bambuí foi investigada. A pesquisa baseia-se na análise de amostras provenientes do furo de sondagem 1-PBS-14-MG, localizado na região entre Januária e Lontra, norte de Minas Gerais, com ênfase no intervalo correspondente à Formação Serra de Santa Helena. Foi realizada a descrição litoestratigráfica de detalhe da seção, incluindo as indicações de todas as estruturas sedimentares e variações faciológicas. Cinco litofácies foram identificadas para a seção estudada: siltito verde laminado, siltito vermelho maciço, folhelho negro, calcário e marga. A alternância entre siltitos verdes e vermelhos demonstra provável variação nas condições redox do ambiente durante a deposição desses sedimentos. O produto gerado pelo referido trabalho possibilita futuras investigações detalhadas das condições de oxigenação no fundo oceânico da Bacia Bambuí, contrapondo modelos de total restrição e anoxia.

Palavras-chave: Evento de Oxigenação do Neoproterozoico; Grupo Bambuí; Formação Serra de Santa Helena; detalhamento faciológico; variações redox.

1. INTRODUÇÃO

O Neoproterozoico é caracterizado por uma série de revoluções paleoambientais, com destaque para o *Neoproterozoic Oxygenation Event* (NOE) (Fike *et al*., 2006). Tais revoluções impactaram significativamente as condições redox dos oceanos (Holland, 2006; Fike *et al*., 2006; Caxito *et al*., 2018). O Grupo Bambuí é constituído por uma sucessão sedimentar depositada na bacia do São Francisco no intervalo Ediacariano/Cambriano, cujas variações faciológicas podem refletir mudanças nas condições redox marinhas.

No “Projeto Sondagem Bambuí em Minas Gerais” (Brandalise *et al*., 1980) o Serviço Geológico do Brasil (SBG) realizou diversos furos de sondagem na sucessão estratigráfica do Grupo Bambuí. Dentre estes, o testemunho 1-PSB-14-MG, foi coletado entre as cidades de Januária e Lontra (norte de Minas Gerais), contendo a recuperação completa das formações Sete Lagoas e Serra de Santa Helena (Fig. 1).

Neste estudo, investigou-se as rochas da Formação Serra de Santa Helena (FSSH), com foco na descrição das fácies e análise mineralógica. A principal finalidade é destacar mudanças durante a sedimentação, buscando-se melhorar o entendimento dos processos deposicionais. Deste modo, trazendo novas informações acerca da própria bacia e dos estágios iniciais que marcam o NOE, evento extremamente importante para o surgimento dos primeiros metazoários e sua diversificação.

2. GEOLOGIA REGIONAL

O Grupo Bambuí, sucessão de rochas sedimentares pelito-carbonáticas, representa um sistema de plataforma epicontinental (Lima *et al*., 2007). Geograficamente, a unidade se estende por Minas Gerais, Bahia, Goiás e Distrito Federal. Comumente, o Grupo Bambuí é interpretado

como sucessão de depósitos formados em uma bacia do tipo *foreland*, cujo gradual avanço do orógeno periodicamente isolou o mar epicontinental do supercontinente Gondwana (Paula-Santos *et al*., 2020).

De acordo com as definições estratigráficas de Dardenne (1978), o Grupo Bambuí é constituído por seis formações, da base para o topo: Jequitaí, Sete Lagoas, Serra de Santa Helena, Lagoa do Jacaré, Serra da Saudade e Três Marias. Especificamente, a Formação Serra de Santa Helena é representada majoritariamente por folhelhos e siltitos, com arenitos e algumas lentes de calcário cinza escuro (Dardenne, 1978). A unidade foi depositada após declínio na produção carbonática e predominância do aporte terrígeno na bacia.

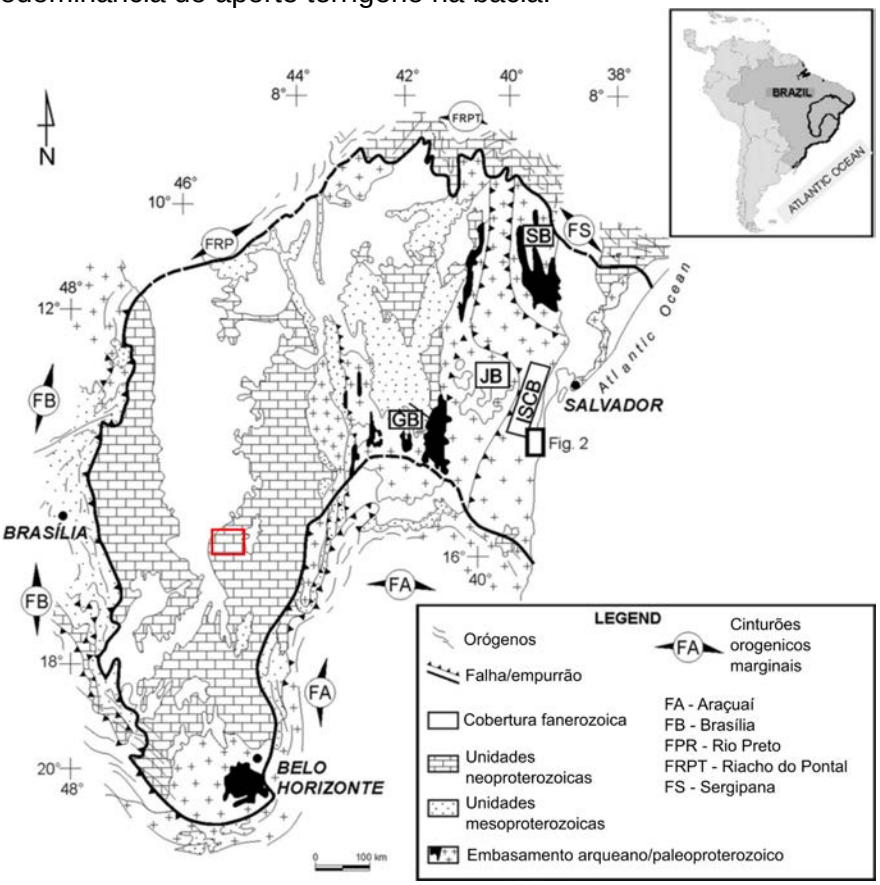


Figura 1 - Mapa geológico do Cráton São Francisco, com destaque na região em vermelho, onde foi realizada a coleta do testemunho 1-PSB-14-MG, entre as cidades de Januária e Lontra. Adaptado de Alkmim *et al.* (1993). GB - Bloco Gavião; JB - Bloco Jequié; SB - Bloco Serrinha; ISCB - Bloco Itabuna-Salvador-Curaçá.

3. MATERIAIS E MÉTODOS

Neste estudo, analisou-se amostras do furo de sondagem 1-PSB-14-MG, especificamente siltitos e folhelhos associados à Formação Serra de Santa Helena, no intervalo entre 262 e 112 metros de profundidade no testemunho. Primeiramente, foram descritas as características gerais macroscópicas das rochas para detalhamento da seção estratigráfica. Depois as litofácies foram individualizadas e, com auxílio do *software* gráfico *Inkscape*, ilustrou-se a sucessão.

Na etapa seguinte, 15 amostras ao longo de todo o empilhamento foram selecionadas, com base em sua representatividade, de forma a cobrir toda a unidade. Cada amostra foi preparada para análise mineralógica por difratometria de raios-x, cujas etapas foram feitas integralmente no Laboratório de Difração de Raios-X da UnB. Utilizou-se o difratômetro Rigaku Ultima IV, equipado com tubo de cobre, filtro de níquel e operando a 35 kV e 15 mA. Obtiveram-se difratogramas da amostra total e da fração argila - seca ao ar (N), solvatada com etileno-glicol (G) e aquecida a 490ºC por quatro horas (A).

4. RESULTADOS

No testemunho 1-PSB-14-MG, a FSSH se inicia a aproximadamente 262 metros, com ocorrência de uma pequena camada de siltitos acima de calcários laminados da Formação Sete Lagoas (Fig. 2). As cinco fácies identificadas são:

- **Siltito verde laminado:** cor verde, ocasionalmente com regiões cinza. Laminação plano-paralela predominante, localmente com deformação sinsedimentar;
- **Siltito vermelho maciço:** cor vermelha, caracterizado por estruturas de deformação sinsedimentar e aspecto maciço mais frequentes. Há intervalos com laminações plano-paralelas. Algumas camadas expõem marcas de redução;
- **Folhelho negro:** rochas cinza-escuras a pretas, com alteração ocre na superfície. Tipicamente com laminações plano-paralelas preservadas. Em alguns intervalos são identificados nódulos carbonáticos;
- **Calcário margoso:** cor vermelha a rosa acinzentada, com lâminas plano-paralelas demonstrando alternância de cores. Tamanho de grão na fração argila;
- **Calcilutito:** cor cinza-claro. Ocorre como lente de aproximadamente um metro de espessura no siltito verde. Tamanho de grão na fração argila. Pontualmente observa-se laminação.

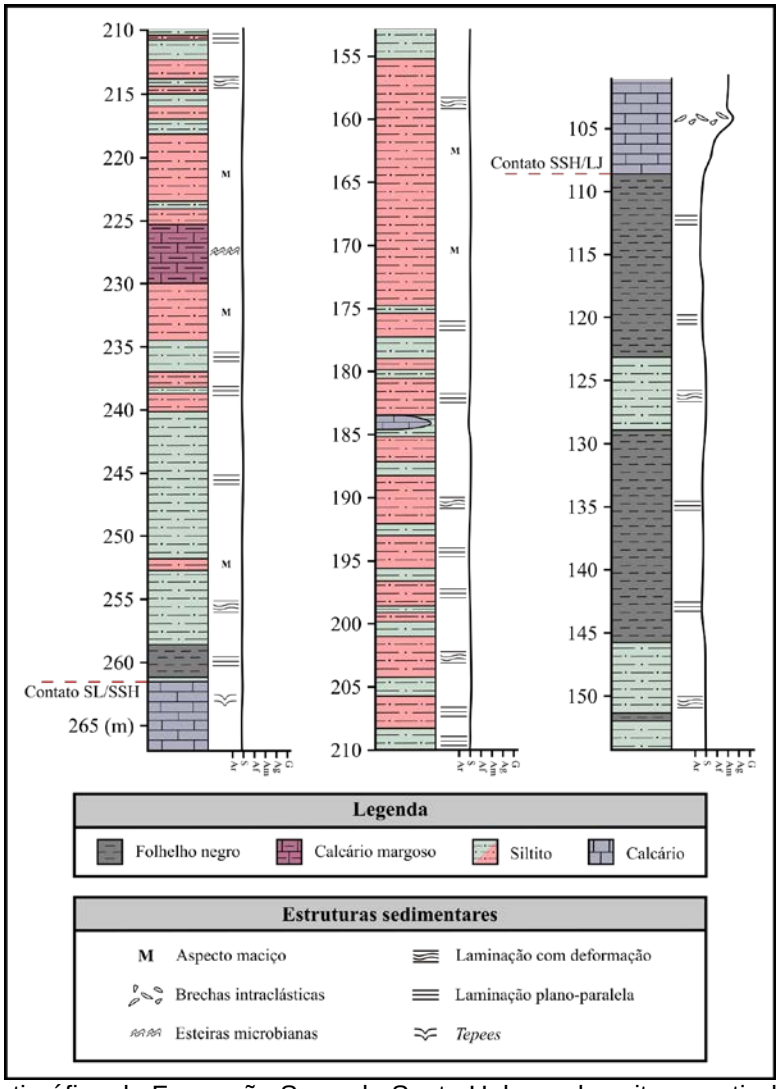


Figura 2 - Seção estratigráfica da Formação Serra de Santa Helena, descrita a partir de amostras do furo de sondagem 1-PSB-14-MG. SL - Formação Sete Lagoas; SSH - Formação Serra de Santa Helena; LJ - Formação Lagoa do Jacaré; Ar - argila; S - silte; Af - areia fina; Am - areia média; Ag - areia grossa; G - grânulo. As cores representadas estão relacionadas às cores das rochas.

Na base, até 240 metros, predomina a fácies siltito verde laminado, com uma camada de folhelho negro com cerca de 2,5 metros de espessura e níveis centimétricos de siltito vermelho maciço. Localmente observam-se nódulos e brechas. No intervalo entre 240 e 175 metros, aproximadamente, a alternância entre siltito verde laminado e siltito vermelho maciço torna-se mais frequente. Entre 230 e 225 metros há a ocorrência restrita de calcários margosos. Entre 185 e 184 metros observa-se uma lente de calcilutito cinza-claro.

O intervalo entre 175 e 155 metros é marcado por predominância de siltito vermelho com aspecto maciço, localmente com lâminas milimétricas irregulares. Para o topo, predominam laminações com deformação sinsedimentar. A parte superior da FSSH - entre 155 e 112 metros - é constituída por alternância entre camadas de siltito verde laminado e folhelhos negros. A formação termina em um contato abrupto entre folhelho e calcário cinza-escuro da Formação Lagoa do Jacaré.

A partir da análise mineralógica, por difratometria de raios-x, observou-se que o siltito verde laminado é composto principalmente por quartzo, caulinita, ortoclásio, albita, ilita e clinocloro (Fig. 3A). Por sua vez, o siltito vermelho maciço é constituído por quartzo, ilita, caulinita, albita, clinocloro, hematita e rutilo (Fig. 3B).

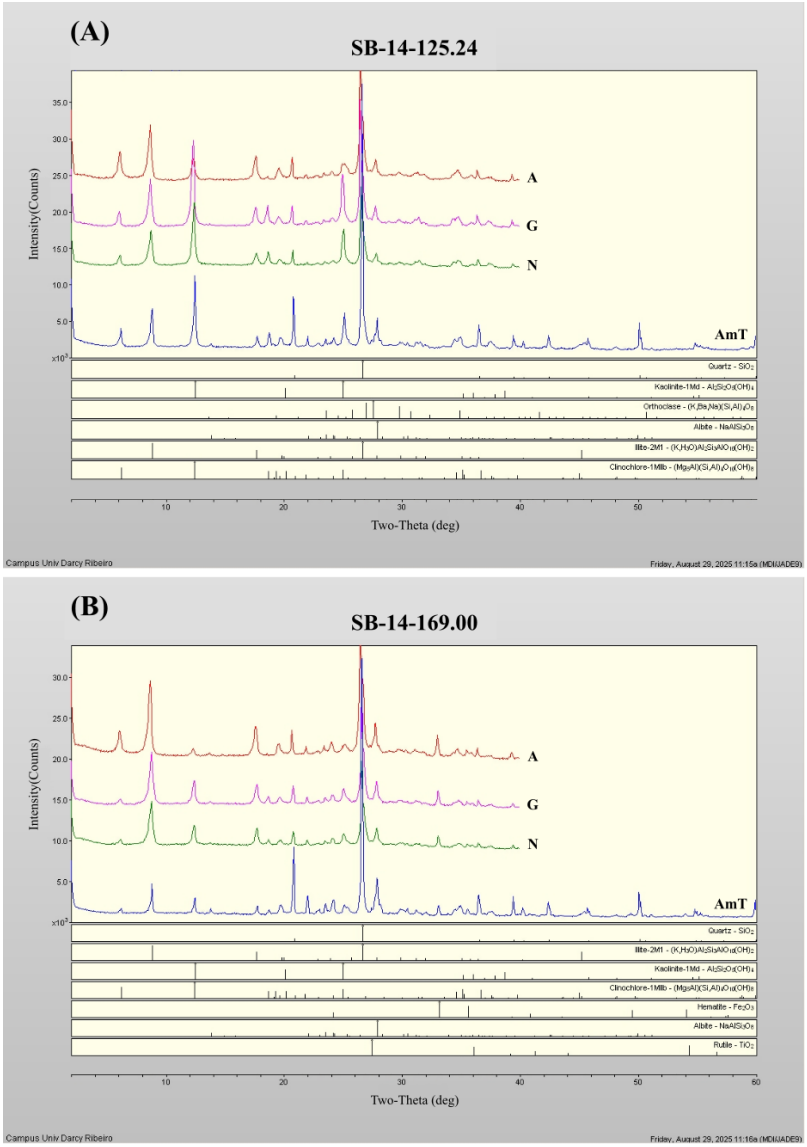


Figura 3 - Difratometria de raios-x caracterizando os principais constituintes minerais das rochas na Formação Serra de Santa Helena. (A) Amostra SB-14-125,24 - Siltito verde laminado; (B) Amostra SB-14-169,00 - Siltito vermelho maciço. AmT - Amostra total; N - Fração argila seca ao ar; G - Fração argila solvatada com etileno-glicol; A -Fração argila aquecida.

5. DISCUSSÕES

As fácies descritas indicam ambiente marinho de baixa energia, em que predominou a decantação de sedimentos pelíticos, formando-se principalmente laminações plano-paralelas. A ocorrência de estruturas de deformação sinsedimentar são típicas de episódios de deslizamento ou retrabalhamento durante a sedimentação. A fácies calcário margoso apresenta feições lineares, com coloração escura, aqui interpretadas como esteiras microbianas (Fig. 2).

A predominância de siltitos verdes laminados e folhelhos negros na base da formação sugerem ambiente prevalentemente redutor. Acima, a alternância frequente com siltitos vermelhos sinalizam intervalos expressivos de oxidação, comprovada também pela presença da hematita (Fig. 3B), cuja camada espessa de siltito vermelho entre 175 e 155 metros marca provável reconexão com oceanos globais. Estas variações de fácies são descritas aqui pela primeira vez e indicam possíveis pulsos de oxidação no fundo do ambiente de deposição da FSSH. Se este for o caso, significa que o ambiente não era caracterizado por intervalos de condições anóxicas persistentes, como sugerem alguns modelos recentes (p.e. Caetano Filho *et al*., 2021).

6. CONCLUSÕES

A FSSH, na seção analisada, é predominantemente composta por alternâncias de siltito verde e vermelho. A vantagem de descrever essas fácies em testemunho é a excelente preservação, pois, quando aflorantes, elas tendem a se apresentar intensamente intemperizadas. A caracterização mineralógica preliminar mostra que as litofacies verdes e vermelhas se diferenciam prevalentemente pela presença da hematita nessas últimas, indicando que a variação faciológica era controlada pelas condições redox do ambiente. Posteriormente, pretende-se implementar dados de espectroscopia Raman, especificamente para caracterização das fases autigênicas, que possuem alto potencial como *proxies* das condições redox marinhas. Deste modo, busca-se confirmação de que mudanças químicas foram frequentes na unidade e influenciaram fortemente a mineralogia.

REFERÊNCIAS

Alkmim, F.F., Brito Neves, B.B.; Castro Alves, J.A.(1993). Arcabouço tectônico do Cráton do São Francisco - Uma Revisão. In: Dominguez, J.M.L. & Misi, A.(eds) O Cráton do São Francisco. Salvador, SBG/Núcleo BA/SE, SGM/BA. p.45-62

Brandalise, L.A., Pimentel G.B., Steiner H.P., Soares J, Mendes J.R.,Queiroz N. F., Lima O.M., Pádua W. De. (1980). Projeto Sondagens Bambuí em Minas Gerais: Relatório Final. Belo Horizonte, Dnpm/Cprm, V.5. https://rigeo.sgb.gov.br/handle/doc/9828

Caetano-Filho, S., Sansjofre, P., Ader, M., Paula-Santos, G.M., Guacaneme, C., Babinski, M., Bedoya-Rueda, C., Kuchenbecker, M., Reis, H.L.S., & Trindade, R. I. F. (2021). A large epeiric methanogenic Bambuí sea in the core of Gondwana supercontinent? Geoscience Frontiers, *12*(1), 203–218. https://doi.org/10.1016/j.gsf.2020.04.005

Caxito, F.A., Frei, R., Uhlein, G.J., Dias, T.G., Árting, T.B., Uhlein, A. (2018). Multiproxy geochemical and isotope stratigraphy records of a Neoproterozoic Oxygenation Event in the Ediacaran Sete Lagoas cap carbonate, Bambuí Group, Brazil. Chem. Geol. 481, 119 132

Dardenne, M.A. (1978). Síntese sobre a estratigrafia do Grupo Bambuí no Brasil Central. In: Anais do XXX Congresso Brasileiro de Geologia, Recife, v. 2. p. 597-610

Fike, D.A., Grotzinger, J.P., Pratt, L.M., Summons, R.E. (2006). Oxidation of the Ediacaran ocean. Nature, v. 444, no. 7120, p. 4. doi:10.1038/nature05345

Holland, H.D. (2006). The oxygenation of the atmosphere and oceans. Philosophical Transactions of the Royal Society B: Biological Sciences, 361(1470), 903–915. https://doi.org/10.1098/rstb.2006.1838

Lima, O.N.B., Uhlein, A., Britto, W. de. (2007). Estratigrafia do Grupo Bambuí na Serra da Saudade e geologia do depósito fosfático de Cedro do Abaeté, Minas Gerais. Revista Brasileira de Geociências, 37(S4), 204–215. https://doi.org/10.25249/0375-7536.200737S4204215

Paula-Santos, G.M., Caetano-Filho, S., Enzweiler, J., Navarro, M.S., Babinski, M., Guacaneme, C., Kuchenbecker, M., Rei, H., Trindade, R.I.F. (2020). Rare earth elements in the terminal Ediacaran Bambuí Group carbonate rocks (Brazil): evidence for high seawater alkalinity during rise of early animals. Precambrian Research 336, p. 13, 105506. https://doi.org/10.1016/j.precamres.2019.105506

XVIII SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE
DESAFIOS E OPORTUNIDADES PARA A TRANSIÇÃO ENERGÉTICA
21 a 24 de setembro de 2025 | Brasília-DF

Investigando os mecanismos de deposição em formações ferríferas: uma abordagem reológica no Distrito de Urucum

Fazio, G.[1], Yokoyama, E.[2], Barbosa, P.F.[2], Silva, S.W.[3], Souza, R.N.[4], Silva, A.M.A.[4], Corrales, F.[5], Lagoeiro, L.E.[6], Guimarães, E.M.[2], Nedel, I.M.[7]

[1]Coordenação de Geofísica, Observatório Nacional, Rio de Janeiro-RJ, Brasil; [2]Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília-DF, Brasil; [3]Instituto de Física, Universidade de Brasília, Brasília-DF, Brasil; [4]Faculdade de Tecnologia, Universidade de Brasília, Brasília-DF, Brasil; [5]Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro-RJ, Brasil; [6]Departamento de Geologia, Universidade Federal do Paraná, Curitiba-PR, Brazil; [7]Vale Mineração, Brasil; ¹faziogabriella@gmail.com; [2]eyokoyama@unb.br; rxedi@unb.br; [3]swsilva@unb.br; [4] rodrigonunesunb@gmail.com; alyssonmartins@unb.br; [5] corrales.ffp@gmail.com; [6] leonardo.lagoeiro@ufpr.br; [7] ingrid_mn@hotmail.com

Resumo: Compreender os mecanismos deposicionais das formações ferríferas consiste em um desafio, especialmente diante da ausência de análogos modernos e das intensas transformações pós-deposicionais que essas rochas geralmente apresentam. Neste estudo, investiga-se as deformações sindeposicionais causadas pela queda de seixos pingados, de origem glacial, em formações ferríferas do Distrito de Urucum (MS, Brasil), por meio de uma abordagem multiescalar e reológica. Integraram-se observações de campo, petrografia, microtomografia computadorizada de raios X, e investigações cristalográficas por espectroscopia Raman e difração de elétrons retroespalhados. A presença de seixos pingados deformando localmente a estrutura laminar permitiu avaliar a resposta sedimentar e mineralógica à essa deformação. As camadas afetadas mostram deflexões, afinamentos e reorientação cristalográfica da hematita, indicando que as laminações já estavam parcialmente consolidadas durante o soterramento inicial. A microtomografia revela contrastes de densidade próximos aos clastos, sugerindo mobilização local de ferro em um sistema ainda quimicamente ativo. Esses resultados reforçam a hipótese de que a estrutura laminar se originou, ao menos parcialmente, ainda em estágios primários ou diagenéticos muito precoces, o que torna improvável que o bandamento tenha se originado apenas por processos diagenéticos tardios.

Palavras-chave: formações ferríferas, Neoproterozoico, diagênese, laminação, reologia.

1. INTRODUÇÃO

As formações ferríferas (FFs) são rochas exclusivas do Pré-Cambriano, marcadas por camadas alternadas de ferro e sílica, que registram importantes informações sobre o clima primitivo da Terra. No entanto, compreender seus processos deposicionais ainda é desafiador, dada a ausência de análogos modernos e à susceptibilidade às alterações pós-deposicionais pela sua composição química reativa (Konhauser *et al*., 2017).

Recentemente, hipóteses alternativas à deposição primária alternada de óxidos de ferro e sílica vêm sendo propostas, como a coprecipitação de géis Fe-Si com posterior separação em bandas (Wu *et al*., 2012) e como a deposição de lamas ricas em greenalita com variações em sílica perfazendo “proto-camadas” (Rasmussen *et al*., 2021). Tais debates reacendem questões sobre a origem do bandamento característico dessas rochas.

Neste trabalho, investigamos aspectos temporais da formação das camadas ricas em Fe e Si das FFs tendo como objeto de estudo as rochas da Formação Banda Alta (Distrito de Urucum, Brasil; Walde & Hagemann, 2007). O cerne do trabalho é a investigação em multiescala de estruturas de deformação sinsedimentar associadas a eventos glaciais, particularmente os seixos

pingados. A abordagem integra análises macroscópicas, petrográficas, por microtomografia computadorizada de raios X (µ-CT), e cristalográficas, por difração de elétrons retroespalhados (EBSD) e por espectroscopia Raman.

2. MATERIAIS E MÉTODOS

As atividades de campo envolveram a observação e descrição sistemática de frentes de lavra da VETRIA Mineração, no Distrito de Urucum (MS). Foi coletada uma amostra representativa de seixo pingado em formação ferrífera, destinada à preparação de lâmina delgada no Instituto de Geociências da Universidade de Brasília (IG/UnB). A análise petrográfica foi conduzida em microscópio ZEISS, com foco na identificação mineralógica e na descrição das principais feições texturais.

A µ-CT foi conduzida em equipamento HeliScan (Thermo Fisher Scientific), com aquisição em modo hélice dupla e reconstrução em cluster computacional via software Qmango, no Laboratório de Materiais Cerâmicos e Nanoestruturados (LMCNano/ UnB).

A caracterização cristalográfica foi realizada por meio de duas técnicas: espectroscopia Raman e EBSD. A primeira foi conduzida com espectrômetro Horiba Labram HR Evolution no Laboratório de Espectroscopia Óptica (Instituto de Física/UnB), empregando rotação controlada da polarização da luz incidente para o mapeamento da anisotropia vibracional. Já a EBSD foi aplicada em lâmina delgada polida, em microscópio eletrônico de varredura TESCAN MIRA3 FEG no LACTED (Universidade Federal do Paraná), com processamento no software HKL CHANNEL 5.

3. RESULTADOS

A Formação Banda Alta é composta por camadas plano-paralelas de composição alternada de ferro e sílica, com continuidade lateral marcante (Freitas et al., 2021; Figura 1). Perturbações nesse padrão, associadas a clastos de origem glacial, como seixos pingados, são evidentes em afloramento e amostras de mão, onde se observam deformação na laminação logo abaixo dos clastos, com rebaixamento dessas em até metade do diâmetro dos fragmentos. As camadas se moldam ao redor dos clastos e retornam ao padrão plano-paralelo logo acima, indicando acomodação sinsedimentar (Figura 1). Notam-se ainda evidências de cimentação precoce nas camadas silicosas, que incluem nódulos de chert inclinados pelo impacto do clasto e lâminas de chert fragmentadas, com geometria semelhante à boudinagem.

Em lâmina petrográfica de amostra representativa da fácies jaspilito (Figura 2), observam-se lâminas bem definidas, com alternância de camadas ricas em sílica (chert impregnado por hematita) e em ferro (hematita microgranular). Em áreas não perturbadas, as laminações são paralelas e contínuas, com espessura uniforme. Já na região afetada pelo seixo pingado, há deflexão e afinamento das camadas subjacentes, além de espessamentos laterais em zonas adjacentes ao clasto. Destaca-se uma camada central rica em ferro (1 mm), que se bifurca ao redor do clasto e afina sob seu peso, passando de 0,5 mm para 0,1 mm (Figura 2C). Acima do clasto, observa-se também deflexão das laminações, sugerindo comportamento dúctil e deformação sinsedimentar.

A imagem de µ-CT da mesma lâmina petrográfica revelou, em alta resolução 3D, a estrutura interna da amostra, evidenciando a alternância entre camadas ricas em Fe (maior densidade, tons de vermelho a amarelo) e em Si (menor densidade, verde a azul; Figura 2). As imagens mostram a influência do seixo pingado, com deformações e descontinuidades locais nas laminações ao seu redor. Cortes XY em diferentes profundidades indicam que as laminações passam de contínuas plano-paralelas para intensamente perturbadas, conforme se aproximam da área afetada pelo clasto. Ainda, observou-se aumento de densidade e redução na definição das laminações nas áreas adjacentes ao clasto. Em especial, a região central da amostra apresenta tonalidade amarelada, indicando densidade relativamente menor em comparação com as camadas perturbadas abaixo do clasto.

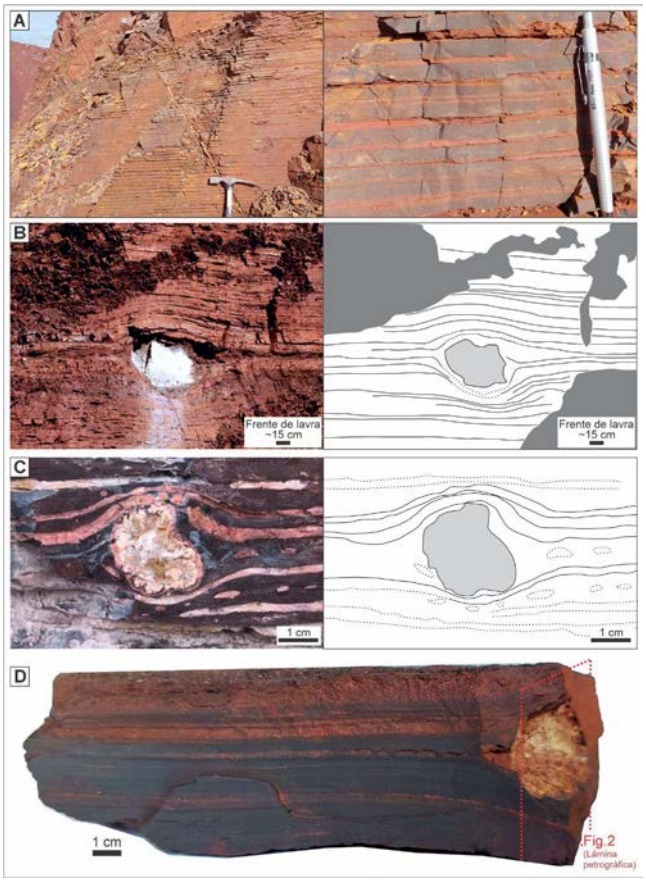


Figura 1 – Observações macroscópicas. A) Afloramentos em duas escalas, evidenciando laminação plano-paralela e continuidade lateral. B) Clasto de ~30 cm deformando o padrão laminar. C e D) Amostras com clastos centimétricos; em D, indica-se a posição da lâmina delgada petrográfica.

Constituindo a investigação da deformação em escala cristalográfica, a espectroscopia Raman revelou variações nos espectros entre regiões deformadas e não deformadas (Figura 3A): nas áreas preservadas, observam-se modos vibracionais complexos e sem orientação preferencial por exemplo, R7 e R1), ao passo que nas regiões mais afetadas predominam sinais simplificados, sugerindo uma orientação cristalográfica mais definida da hematita (por exemplo, R4). Mapas polares (Figura 3B) reforçam essa interpretação, mostrando alteração na simetria dos modos vibracionais conforme aumenta a deformação. As análises por EBSD em duas regiões impactadas por clastos, revelaram orientação preferencial dos cristais de hematita, com planos basais levemente inclinados em relação ao eixo da laminação. Esse padrão é compatível com as mudanças observadas na espectroscopia Raman, sugerindo reorientação cristalográfica relacionada à deformação sinsedimentar.

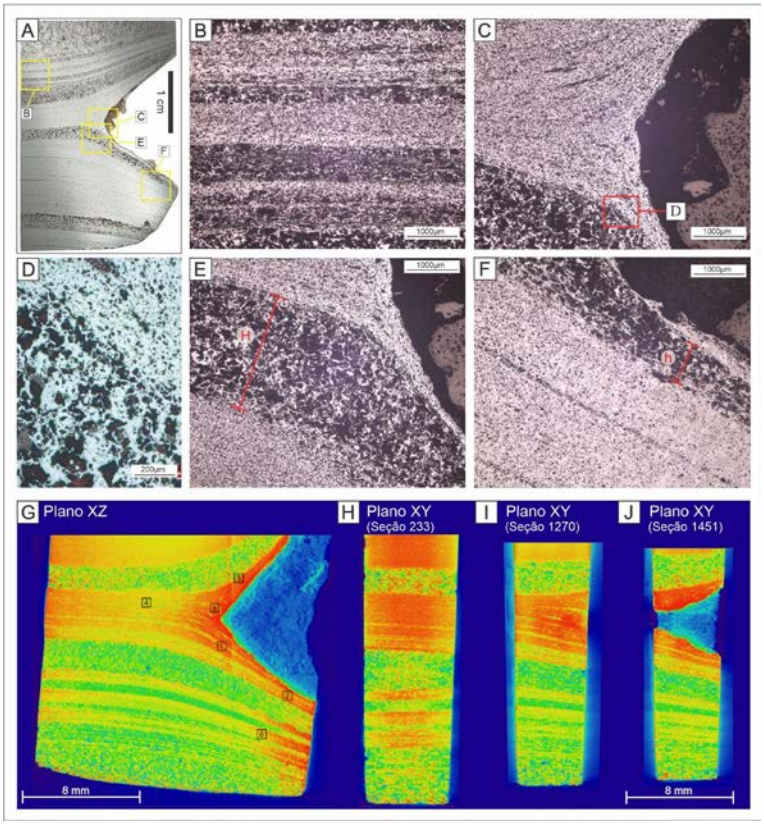


Figura 2 – Petrografia (luz refletida e configuração N//) e imagem μ-CT. A) Lâmina delgada da Fig. 1D com áreas fotomicrográficas indicadas. B) Região com laminação plano-paralela preservada. C) Inflexão da laminação próxima ao clasto. D) Diferenças texturais e mineralógicas entre camadas. E e F) Deflexão e afinamento da laminação sob o clasto. G–J) Imagens μ-CT nos planos XZ e XY em diferentes profundidades.

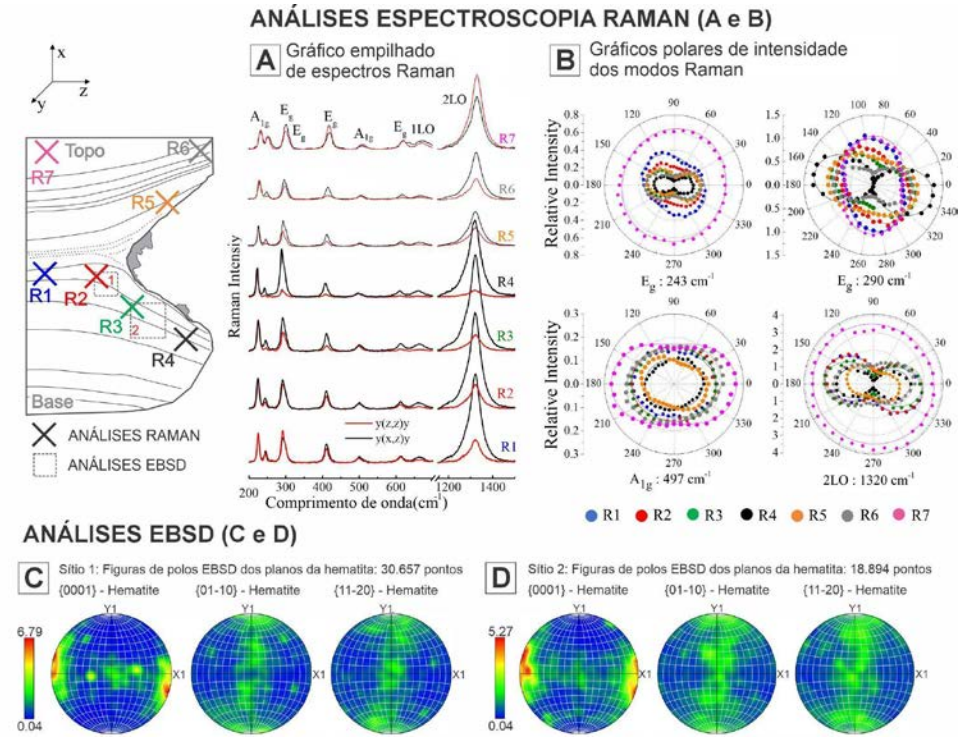


Figura 3. Resultados de espectroscopia Raman e EBSD nos locais indicados no esquema da lâmina delgada (à esquerda). A) Sobreposição dos espectros Raman coletados da região R1 a R7, com R4 como área mais deformada. B) Gráficos polares de intensidade dos quatro modos Raman observados em todos os sete pontos. C e D) Figuras polos indexadas da hematita obtidas por EBSD nos Sites 1 e 2.

4. DISCUSSÕES

A deformação causada pelos seixos pingados nas FFs do Distrito de Urucum evidencia uma interação complexa entre deposição inicial, litificação precoce da sílica e deformação mecânica durante o soterramento. As deflexões e afinamentos das camadas indicam que a deformação ocorreu quando os sedimentos ainda estavam parcialmente inconsolidados, porém já apresentavam certa coerência mecânica, especialmente nas camadas ricas em sílica. Por outro lado, dados de microtomografia revelam contrastes de densidade nas proximidades dos clastos, sugerindo mobilização local de ferro em um sistema ainda quimicamente ativo. A análise integrada de espectroscopia Raman e EBSD mostra que a hematita sofreu reorientação cristalográfica, refletindo ajustes minerais diante do estresse diferencial. Esses resultados indicam que a estrutura laminar da rocha já estaria parcialmente desenvolvida antes do impacto dos clastos e foi posteriormente consolidada.

5. CONCLUSÕES

Os dados apresentados neste estudo apontam para uma origem complexa da laminação nas formações ferríferas do Distrito de Urucum, envolvendo tanto processos deposicionais primários quanto modificações diagenéticas precoces. A deformação gerada por clastos glaciogênicos, como os seixos pingados, revela que a rocha já deveria possuir uma organização interna minimamente estabelecida no momento do impacto, como evidenciado pelas deflexões laminares e pela resposta mecânica diferenciada das camadas silicosas. A presença de mobilização localizada de ferro, aliada à reorientação cristalográfica da hematita, indica que os processos diagenéticos ainda estavam ativos, permitindo tanto alterações químicas quanto reconfigurações estruturais. Assim, é improvável que a estrutura laminada observada nas FFs seja resultado apenas da coprecipitação de géis Fe-Si, pois a existência de uma laminação prévia (ou proto-laminação) se torna necessária para explicar as características deformadas observadas.

Agradecimentos À Vetria Mineração LTDA, pelo suporte e acesso às frentes de lavra e à CAPES (Código Financeiro 001), aos INCTs e ao CNPq.
Financiador(es)*/Financial Support: CAPES*, código 88882.383637/2019- 01; CNPq, código 420071/2021-0.

REFERÊNCIAS

Freitas, B. T., Rudnitzki, I.D., Morais, L., Campos, M.D.R., Almeida, R.P., Warren, L.V., Boggiani, P.C., Caetano-Filho, S. Bedoya-Rueda, C., Babinski, M., Fairchild, T.R., Trindade, R.I.F. (2021). Cryogenian glaciostatic and eustatic fluctuations and massive Marinoan related deposition of Fe and Mn in the Urucum District, Brazil. Geology, 49 (12): 1478–1483, https://doi.org/10.1130/G49134.1

Konhauser, K. O., Planavsky, N. J., Hardisty, D. S., Robbins, L. J., Warchola, T. J., Haugaard, R., Lalonde, S. V., Partin, C. A., Oonk, P. B. H., Tsikos, H., Lyons, T. W., Bekkerh, A., Johnson, C. M. (2017). Iron formations: A global record of Neoarchaean to Palaeoproterozoic environmental history. Earth-Science Reviews, 172, 140–177, https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.06.012

Rasmussen, B., Muhling, J. R., Krapež, B. (2021). Greenalite and its role in the genesis of early Precambrian iron formations – A review. Earth-Science Reviews v. 217, 103613 https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2021.103613

Walde, D. H. G., Hagemann, S. G. E. (2007). The Neoproterozoic Urucum/Mutún Fe and Mn deposits in W-Brazil/SE-Bolivia: assessment of ore deposit models. Zentralblattdt. Geologische Geowissenschaften, 158, 45–55,https://doi.org/10.1127/1860-1804/2007/0158-0045

Wu, L., Percak-Dennett, E. M., Beard, B. L., Roden, E. E., Johnson, C. M. (2012). Stable iron isotope fractionation between aqueous Fe(II) and model Archean ocean Fe–Si coprecipitates and implications for iron isotope variations in the ancient rock record. Geochimica et Cosmochimica Acta v. 84, p.14–28, https://doi.org/10.1016/j.gca.2012.01.007

Proposição de uma nova unidade aquífera no Estado de Mato Grosso do Sul: Aquífero São Gabriel do Oeste

Lastoria, G.[1], Gabas, S.G.[2], Newman, O.[3], Casadei, J.M.[4]

[1]Professor aposentado Faculdade de Engenharias, Arquitetura e Urbanismo e Geografia/UFMSl, Brasil, g.lastoria@ufms.br; [2]Professora associada Faculdade de Engenharias, Arquitetura e Urbanismo e Geografia/UFMS, Brasil, sandra.gabas@ufms.br; [3]Doutor em Hidráulica e Saneamento-PGTA/UFMS, Brasil odingpr@gmail.com; [4]Programa de Pós-Graduação em Desenvolvimento Local, Universidade Católica Dom Bosco, Brasil, julianacasadei@gmail.com

Resumo: O conhecimento detalhado de um aquífero é muito importante para a sua efetiva gestão. Assim, este trabalho objetiva individualizar e caracterizar uma unidade aquífera presente na região centro-norte de Mato Grosso do Sul, o Chapadão de São Gabriel do Oeste, de idade cenozóica (TQdl), a qual encontra-se, atualmente, inserida no Sistema Aquífero Guarani (PERH/MS, 2010) e no Sistema Aquífero Bauru (CPRM, 2024). Todavia, suas feições litológicas, estruturais, hidrodinâmicas e hidroquímicas apontam para uma unidade hidro-estratigráfica distinta. A reunião de dados geológicos e hidrogeológicos oriundos de mais de uma década de pesquisa acadêmica na área, aliado a um mapeamento detalhado da região (ANA, 2016), mostraram as particularidades da água contida nesta cobertura detrito-laterítica, disposta, predominantemente, sobre basaltos da Formação Serra Geral. Ensaios de condutividade hidráulica na zona não saturada, indicam recarga rápida, refletida nos baixos valores de condutividade elétrica (5 µS/cm). É um aquífero livre e largamente explotado na zona rural do município, porém o uso e ocupação do solo local, favorecem sua vulnerabilidade antrópica. Fica sugerido o nome de Aquífero São Gabriel do Oeste (ASGO).

Palavras-chave: São Gabriel do Oeste-MS, aquífero cenozóico (TQdl), quantificação.

1. INTRODUÇÃO

A Lei 9433/1997 (Lei das Águas) define, entre outros aspectos, que a água é um bem de domínio público, sua unidade de gestão é a bacia hidrográfica e os estudos abrangendo os recursos hídricos devem ser conduzidos de forma integrada, incluindo as águas subterrâneas.

Assim, o Estado de Mato Grosso do Sul implantou a Política Estadual de Recursos Hídricos (Lei 2.406/2002). O Decreto 11.621/2004 criou o Conselho Estadual de Recursos Hídricos (CERH/MS) e promulgou a Lei 3.183/2006 que dispõe sobre a administração, a proteção e a conservação das águas subterrâneas de domínio do Estado e dá outras providências.

O CERH/MS foi redefinido pelo Decreto 15.079/2018 e representa o Órgão de instância superior deste Sistema. É atribuição do Instituto de Meio Ambiente de Mato Grosso do Sul (IMASUL) a gestão estadual dos recursos hídricos que, a partir de dezembro/2015, passou a dispor do instrumento da outorga para assegurar o gerenciamento dos mananciais superficiais e subterrâneos.

Com relação às águas subterrâneas, existe uma relação direta deste recurso com os aquíferos, unidades litológicas capazes de permitir a circulação e o acúmulo da água em subsuperfície. Portanto, o conhecimento detalhado de cada unidade hidrogeológica é fundamental para a otimização de seu aproveitamento sustentável (explotação), com a retirada apenas do volume de água que é reposto, anualmente, pela precipitação e infiltração (recarga, reserva renovável).

A individualização de um aquífero deve levar em consideração, entre outras variáveis, sua área de afloramento, espessura da camada, suas características hidráulicas, litológicas, texturais e estruturais (condicionando a permoporosidade), bem como sua composição hidroquímica.

Com base na literatura geológica e hidrogeológica disponível, na reunião de dados primários, obtidos durante mais de uma década de pesquisa acadêmica, é possível indicar uma unidade hidrogeológica diferenciada, localizada na região centro-norte do Estado. O objetivo do trabalho é mostrar sua caracterização e propor o reconhecimento do Aquífero São Gabriel do Oeste (ASGO).

2. CARACTERIZAÇÃO E HISTÓRICO

2.1- Localização da área de estudo

A área alvo de estudo (Figura 1) situa-se no centro-norte de Mato Grosso do Sul, com ocorrência de cobertura cenozóica (TQdl), observada também ao norte do Estado, na divisa com Mato Grosso, onde aflora em uma superfície muito maior, sendo descrita como Formação e Aquífero Cachoeirinha (CPRM, 2020).

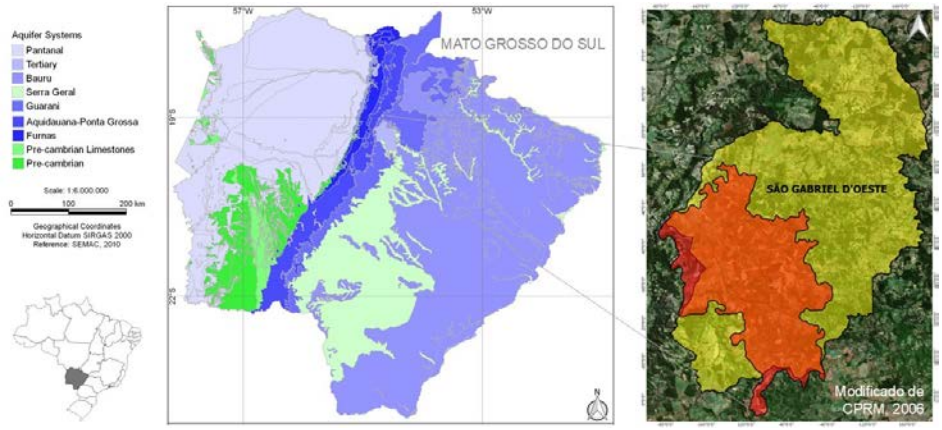


Figura 1- Localização da área estudada, com situação no município de São Gabriel do Oeste-MS.

2..2- Panorama geológico e geomorfológico

Na Folha Corumbá, escala ao milionésimo (RADAM, 1982), a área em estudo é definida como Cobertura Detrito-Laterítica (TQdl), de ambiente continental, formada por sedimentos aluvionais e/ou coluvionais (areias, conglomerados, siltes/argilas), total ou parcialmente laterizados e lateritos autóctones com carapaças ferruginosas, coloração castanho-avermelhada, (Figura 2a). O mapa geológico do Estado, na mesma escala (SEPLAN, 1990), também descreve a área do Chapadão de São Gabriel do Oeste e adota a classificação anterior. A publicação da CPRM (2006), na escala 1:1.000;000, mostra outra classificação para a mesma área (ENdl), porém, no geral, mantem a descrição litológica supramencionada.

Face à escala regional dos mapeamentos citados, a estratigrafia da área do Chapadão de São Gabriel do Oeste, foi detalhada com o desenvolvimento do Projeto nas áreas de afloramento do Sistema Aquífero Guarani (ANA,2016). Trabalhos de campo para a elaboração do mapa geológico da área piloto em Mato Grosso do Sul (escala 1:100.000), complementados por levantamentos geofísicos (SEVs e Caminhamentos), embora não abrangendo toda a cobertura cenozóica (TQdl), permitiram sua definição estratigráfica, como mostrado na Figura 2b.

O incremento de dados de poços tubulares, existentes no sistema de outorga do IMASUL (mais de 60 poços), distribuídos em toda a área de afloramento da cobertura cenozóica estudada, permitiram uma extrapolação segura do modelo estratigráfico proposto, mesmo ao sul da sede municipal, porção não contemplada no Projeto da ANA (2016).

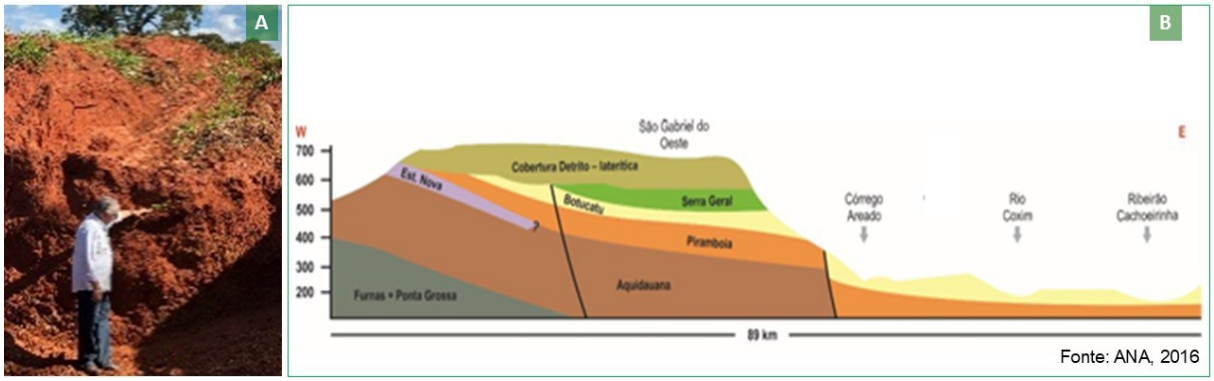


Figura 2 - Cobertura cenozóica destacando o horizonte de canga laterítica (a) e seção geológica E-W, na área do Chapadão de São Gabriel do Oeste.

A utilização do método geofísico GPR-*Ground Penetrating Radar* detalhou o contato da camada TQdl, com as unidades geológicas subjacentes, constatando-se seu recobrimento diretamente sobre o Grupo Bauru, os basaltos da Formação Serra Geral e as Formações Botucatu (Aquífero Guarani), Estrada Nova e Aquidauana (NEUMANN et al.,2024). Esta variação do substrato rochoso, com espessamento dos basaltos ao sul da área, sugere um controle estrutural, com falhamentos normais (Figura 2b). Levantamentos de campo evidenciam plano de falha em afloramento de capa basáltica, no lado leste da escarpa.

Geomorfologicamente, a feição do Chapadão de São Gabriel do Oeste é atribuída à antiga Superfície Sul-americana (T), com altitude média na casa dos 600 metros, alcançando acima de 700 metros nas cotas mais elevadas. Esta escarpa é preservada devido à presença das cangas lateríticas, níveis com carapaças ferruginosas (RADAM, 1982). Sua superfície é cerca de 1.400 km², correspondendo a 36 % da área do município homônimo (CPRM 2006).

2.3- Contexto hidrogeológico regional

A área encontra-se inserida na Bacia Hidrográfica do Rio Paraguai, abrangendo, predominantemente, a sub-bacia do Rio Taquari. Dados de precipitação para a região, indicam valor médio anual de 1.635mm (ANA, 2016).

Revisando os dados sobre a hidrogeologia de Mato Grosso do Sul, com abrangência estadual, tem-se, como primeiro documento, o Relatório elaborado pela TAHAL/SANESUL (1998). Neste trabalho, foram definidos 7 diferentes aquíferos (granulares, fraturados e de dissolução). Embora a cobertura cenozóica (TQdl) tenha sido assinalada no mapa ao milionésimo, não foi considerada como um aquífero isolado.

No Plano Estadual de Recursos Hídricos-PERH/MS (SEMAC, 2010), no tópico relativo às águas subterrâneas, foi elaborado um novo mapa hidrogeológico, também na escala ao milionésimo, a partir de dados secundários, tendo como base o mapa geológico da CPRM (2006), complementada por perfis de poços tubulares disponíveis e dados hidrodinâmicos adotados da bibliografia nacional especializada. Nesta primeira aproximação, foram levados em consideração apenas os aquíferos livres, com o cálculo de suas respectivas reservas. Ficaram definidos 8 sistemas aquíferos, com a inclusão do Sistema Aquífero Cenozóico (SAC), não contemplado no Relatório da TAHAL/SANESUL (1998).

Entretanto, o SAC caracterizado no PERH/MS (SEMAC, 2010) considera a ocorrência desta unidade somente no Pantanal e nos depósitos aluvionares do Rio Paraná. Em função da escala de trabalho do referido estudo, as coberturas TQdl existentes nos chapadões sulmatogrossense foram incorporadas ao Sistema Aquífero Guarani (SAG), uma vez que foi considerada a conexão direta entre as duas unidades litológicas.

No mapa hidrogeológico da Bacia do Rio Paraguai (ANA, 2018), a camada cenozóica (TQdl) é definida como Aquífero Cachoeirinha, não descrita em Mato Grosso do Sul. A região de São Gabriel do Oeste encontra-se no domínio dos Sistemas Aquíferos Bauru-Caiuá e Guarani.

O mapa hidrogeológico do Estado (CPRM, 2024) apresenta a cobertura TQdl existente na região do Chapadão do Sul como Aquífero Cachoeirinha. Porém, a mesma unidade TQdl, aflorante no Chapadão de São Gabriel do Oeste, restou inclusa no domínio do Sistema Aquífero Bauru, com características litológicas, hidráulicas e hidroquímicas distintas.

3. RESULTADOS

A espessura média da cobertura cenozóica em consideração é de 50 metros (variando entre 10 e 80 metros). Recobre, predominantemente, a capa basáltica, com textura areno-argilosa e níveis métricos de canga laterítica, distribuídos de maneira aleatória em toda a área (NEUMANN et al, 2024). É, um Aquífero livre com porosidade intergranular.

Dos mais de 60 poços cadastrados no sistema de outorga do IMASUL, locados sobre a cobertura TQdl, a grande maioria explota unicamente esta camada (ASGO). Possuem profundidade média de 50 metros, com vazões em torno de 15 m³/h. Os demais poços, captando o SAG, têm profundidades maiores, com vazões mais elevadas (80 a 100 m³/h).

Utilizando a metodologia de Cauduro e Dorfman (1996), foram efetuados ensaios de condutividade hidráulica (K) na zona não saturada da cobertura TQdl. Os resultados variaram de 2,9 a 14,1 cm/h, mostrando classes com velocidades de moderada a rápida (SANTOS et al, 2014).

Estes valores de K apontam para uma recarga direta sobre o ASGO, refletida na condutividade elétrica (CE) da água subterrânea. Medidas de campo para este parâmetro, indicam valores muito baixos (em torno de 5 μS/cm), semelhante à água de chuva; mostrando a baixa permanência da água no Aquífero. Do ponto de vista hidroquímico, as águas do ASGO são predominantemente bicarbonatadas cálcicas e, às vezes, cloretadas magnesianas. Apresentam pH=5,8-6,5 e concentrações (em mg/L): HCO_3=1,3-4,1; Ca=0,8-1,2; Mg=0,2-0,5; Na=0-0,2; K=0-0,5; NO_3=0,1-1,9; STD=7,0-19,7 (SOUZA et al, 2014).

Parâmetro fundamental para o dimensionamento das reservas (permanente e renovável) de um aquífero é a porosidade efetiva ou rendimento específico (*Specific Yield* – Sy), que pode ser determinado indiretamente, por exemplo, pelo uso do triângulo de classificação textural, proposto por Johnson (1963). Com base neste modelo, nos valores de K determinados em campo e na litologia da cobertutura TQdl, pose-se estimar para o ASGO, um valor de Sy da ordem de 20%, ou seja, representa a porcentagem da chuva efetivamente infiltrada no Aquífero, pela ação da gravidade. Esta quantidade encontra-se na parte mediana do range de valores para este parâmetro, conforme Woessner e Poeter (2020).

Considerando a área de afloramento da unidade aquífera estudada e os valores médios de precipitação anual, encontra-se um total de reserva renovável de 4,58 x 10^8 m³/ano. Para a reserva permanente, adotando espessura média do pacote detrito-laterítico de 50 metros e profundiade média do nível estático de 8 metros (NEUMANN et al 2024), têm-se o volume de 11,76 x 10^9 m³.

4. CONSDERAÇÕES FINAIS

É preciso, inicialmente, levar em conta que o PERH/MS necessita ser revisado e que a base hidrogeológica disponível hoje, sobre a cobertura cenozóica (TQdl) no Chapadão de São Gabriel do Oeste, pode ser melhor adequada. Neste sentido, com base em todas as evidências que foram sinteticamente detalhadas, este trabalho aponta para a individualização desta unidade, uma vez que possui características hidráulicas e hidroquímicas particulares.

Deve ser destacado que o solo da área propicia uma atividade agrícola muito intensa, sobre o qual assenta-se grande parte da população rural do município, usuária, exclusivamente, da

água subterrânea deste Aquífero, assim como agroindústrias e inúmeras granjas de suinocultura, ali instaladas.

As características hidrogeológicas do ASGO favorecem a construção de poços tubulares, com ganho significativo no balanço custo/benefício.

Mas, se a composição textural e a permoporosidade do ASGO possibilitam uma recarga rápida, o modo de uso e ocupação do solo acarreta em uma maior vulnerabilidade. Assim, é requerido um monitoramento constante, pois, metais pesados como As, Se e Pb, foram identificados no domínio de sua água (SOUZA et al., 2014; FERRARO et al., 2015; UECHI et al. 2022).

Agradecimentos

Nossos agradecimentos à Prefeitura Municipal de São Gabriel do Oeste-MS, pelo apoio em atividades de campo, bem como ao Sistema Autônomo de Água e Esgoto-SAEE/SGO, pelo fornecimento de dados analíticos relativos à hidroquímica dos poços operados no Sistema.

REFERÊNCIAS

ANA, 2018. Hidrogeologia da Bacia do Rio Paraguai. Relatório Final, Brasília, 117 p.

ANA,2016. Estudo de vulnerabilidade natural à contaminação e estratégias de proteção do Sistema Aquífero Guarani nas áreas de afloramento. Relatório Final, Brasília, 336 p.

CAUDURO, F. A.; DORFMAN, R., 1996. Manual de ensaios de laboratório e de campo para irrigação e drenagem. Porto Alegre: PRONI:IPH-UFRGS, 216 p.

CPRM, 2006. Geologia e Recursos Minerais do Estado de Mato Grosso do Sul: Texto Explicativo e mapa esc. 1:1.000.000. Serviço Geológico do Brasil, Brasília.

CPRM, 2020. Mapa Hidrogeológico do Estado de Mato Grosso. Esc. 1:1.000.000. Serviço Geológico do Brasil, Brasília.

CPRM, 2024. Mapa Hidrogeológico do Estado de Mato Grosso do Sul. Esc. 1:1.000.000. Serviço Geológico do Brasil, Brasília.

GABAS, S.G; DOURADO, G.F.; UECHI, D.A.; CAVAZZANA, G.H.; LASTORIA, G. The role of groundwater in economic and social development of Mato Grosso do Sul State, Midwest of Brazil. In: RE, V. MANZIONE, R.L.; ABIYE, T.A.; MUKHERJI, A.; MacDonald, A. **Groundwater for sustainable livelihoods and equitable growth**. 2022. Leiden: CRC Press, p.253-273.

FERRARO, A. A.; GABAS, S. G. ; LASTORIA, G., 2015. Origem de metais pesados em aquífero livre de São Gabriel do Oeste, Mato Grosso do Sul. UNESP, São Paulo. Geociências, 34 (4): 801-815.

JOHNSON, A. I,. 1963. Specific Yield - Compilation of Specific Yields for Various Materials. USGS Open-File Report, n. 63–59, p. 119.

NEUMANN, O.; GABAS, S.G.; LASTORIA, G., 2024. Geophysical characterization of the Detrital-Lateritic cover and its aquifer in Chapadão de São Gabriel do Oeste, Mato Grosso do Sul. Fórum Ambiental da Alta Paulista. 20 (1): 398-418.

RADAM, 1982. Projeto RADAMBRASIL. Levantamento de Recursos Naturais, Folha SF. 21 - Corumbá, Rio de Janeiro, Ministério. das Minas e Energia., v. 27, 413 p.

SANTOS, T. H. L.; MIRANDA, C, S.; GABAS, S. G.; LASTORIA, G. 2014. Análise da vulnerabilidade em aquífero livre na região de São Gabriel do Oeste–MS. In: Anais XVIII CABAS, Belo Horizonte, p. 1- 4.

SEMAC, 2010. Plano Estadual de Recursos Hídricos do Mato Grosso do Sul. Campo Grande, Editora UEMS, 194 p.

SEPLAN, 1990. Atlas Multirreferencial de Mato Grosso do Sul. Secretaria de Planejamento. e Coordenação Geral, Coordenadoria de Recursos Naturais, mapas, Campo Grande, 28p.

SOUZA, A.A.; LASTORIA, G.; GABAS, S.G.; MACHADO, C.D, 2014. Avaliação da água subterrânea nos Aquíferos Cenozóico e Guarani em São Gabriel do Oeste-MS: subsídios à gestão integrada. Ciência e Natura, 36 (2): 169–179.

THAL/SANESUL, 1998. Estudos Hidrogeológicos de Mato Grosso do Sul. Relatório Final, TAHAL Consulting Engineers Ltd. e Empresa de Saneamento de Mato Grosso do Sul S. A., Campo Grande, mapas, v. I e II, 736p.

UECHI, D. A.; GABAS, S.G.; LASTORIA, G., 2022. Qualidade das Águas Subterrâneas em Aquífero Sedimentar do Tipo Livre em Área Fertirrigada com Efluente de Suinocultura em São Gabriel do Oeste, MS. Anuário do Instituto de Geociências (UFRJ), v. 45, p. 1-11.

WOESSNER, W.W. e. POETER, E.P., 2020. Hydrogeologic Properties of Earth Materials and Principles of Groundwater Flow. The Groundwater Project, p. 22-26. Disponível em: https://doi.org/10.21083/978-1-7770541-2-0.

XVIII SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE
DESAFIOS E OPORTUNIDADES PARA A TRANSIÇÃO ENERGÉTICA
21 a 24 de setembro de 2025 | Brasília-DF

Estudos geoquímicos e granulométricos de perfil intempérico da Suíte Intrusiva Ouro Fino, Costa Marques, Rondônia, Brasil

Luz, D.F.S.[1], Rocha, A.B.[1] Garnier, J.[1] Botelho, N. F.[1] Santos, L. M.[1]

[1]Instituto de Geociências-Universidade de Brasília, Brasília-DF, Brasil, dfsl0503@gmail.com.

Resumo: Este trabalho caracteriza o perfil intempérico do solo superior à Suíte Intrusiva Ouro Fino, na região sudoeste de Rondônia, por meio de análises granulométricas e geoquímicas, abordando os principais aspectos e associações entre os resultados. Os estudos granulométricos indicam que para todas as profundidades analisadas, cerca de 75% do solo constitui-se de granulometria areia fina à grossa (50µm-1000µm), com aumento de tamanho dos grãos em conjunto com o aumento da profundidade (68% fina/8% grossa - 26% fina/51% grossa), e argila e silte compõem os restantes ~25% do solo, com trend contínua. Já os estudos geoquímicos demonstram um solo majoritariamente rico em SiO_2, Al_2O_3 e Fe_2O_3, que, com o aumento da profundidade e da fração granulométrica, ocorre aumento do conteúdo de SiO_2 e diminuição do conteúdo de Al_2O_3 e de Fe_2O_3, apresentando altos valores de CIA (>96%) que aumentam com a profundidade. Tem assembleia mineralógica composta principalmente por quartzo, caulinita, illita, gibbsita e goethita. A partir destes resultados, concluiu-se que o solo da SUIF foi profundamente afetado por efeitos intempéricos, levando à lixiviação do SiO_2 e acúmulo dos óxidos de Al e Fe na superfície, caracterizando o horizonte B de um perfil laterítico de região tropical.

Palavras-chave: Suíte Intrusiva Ouro Fino, Perfis intempéricos, Geoquímica, Granulometria.

1. INTRODUÇÃO

A Suíte Intrusiva Ouro Fino corresponde ao mais antigo dos três corpos intrusivos do Grupo Costa Marques (Bettencourt et al., 2012), datada do Mesoproterozoico (1.347 ± 9 Ma) e localizada na região sudoeste de Rondônia. É composta por quartzo-sienitos com aegirina-augita-riebeckita e granitos alcalifeldspáticos, com características geoquímicas típicas de granitos tipo-A peralcalinos (Buch et al., 2018).

O estudo geoquímico de solos e perfis intempéricos é fundamental para compreender os processos de intemperismo que atuam na superfície terrestre, permitindo avaliar a mobilidade e redistribuição de elementos químicos e contribuindo para o entendimento da evolução geoquímica da crosta continental (Formoso et al., 2006). Em contextos onde a rocha-mãe é rica em ETR, como na SIOF, podem se desenvolver perfis intempéricos espessos com enriquecimento de ETR na forma trocável, condição que desperta grande interesse para a exploração desses recursos minerais estratégicos.

Este trabalho tem como objetivo analisar o perfil de intemperismo desenvolvido sobre a Suíte Intrusiva Ouro Fino, integrando dados geoquímicos, mineralógicos e granulométricos para avaliar o potencial de formação de depósitos do tipo argila de adsorção iônica (AAI). Busca-se identificar a distribuição dos ETR ao longo do perfil, suas formas de ocorrência e as possíveis fases minerais hospedeiras, além de discutir os processos responsáveis pela mobilidade ou imobilização desses elementos no ambiente supergênico.

2. MATERIAIS E MÉTODOS

Foram coletadas 9 amostras de solo ao longo de um perfil intempérico, que não alcançam sua profundidade máxima estimada de 10 metros, e 13 amostras de rocha da Suíte Intrusiva Ouro Fino (SIOF) de regiões próximas ao perfil, com o objetivo de avaliar a variação e a distribuição dos

ETR no perfil de intemperismo. As amostras foram moídas, homogeneizadas e submetidas a digestão química, seguindo protocolos de extração total e parcial. As soluções obtidas foram analisadas no laboratório SGS-GEOSOL por ICP-OES (espectrometria de emissão óptica com plasma acoplado indutivamente) para a determinação dos elementos maiores e por ICP-MS (espectrometria de massa com plasma acoplado indutivamente) para a quantificação dos ETR + Y.

Adicionalmente, foram realizadas análises mineralógicas por difração de raios X (DRX) em duas frações: (i) fração total do solo moído e (ii) fração fina (<2 µm) correspondente à fração argila. A fração fina foi obtida por separação granulométrica utilizando centrifugação após dispersão das amostras em meio aquoso com auxílio de agente dispersante. As lâminas orientadas da fração argila foram preparadas para análise em diferentes condições: ao ar seco, após tratamento com etilenoglicol e após aquecimento (550 °C), a fim de identificar os tipos de argilominerais presentes.

3. RESULTADOS

Por meio das análises realizadas, foi possível elaborar gráficos representando a variação granulométrica, os teores dos elementos maiores mais relevantes, a perda ao fogo (PF) e o Índice Químico de Alteração (CIA) em função da profundidade (Figura 1). Sempre que possível, utilizou-se também a média dos teores dos elementos maiores nas amostras de rocha coletadas nos corpos intrusivos da região, referida como rocha teórica (RT), a fim de auxiliar na interpretação dos dados do perfil intempérico.

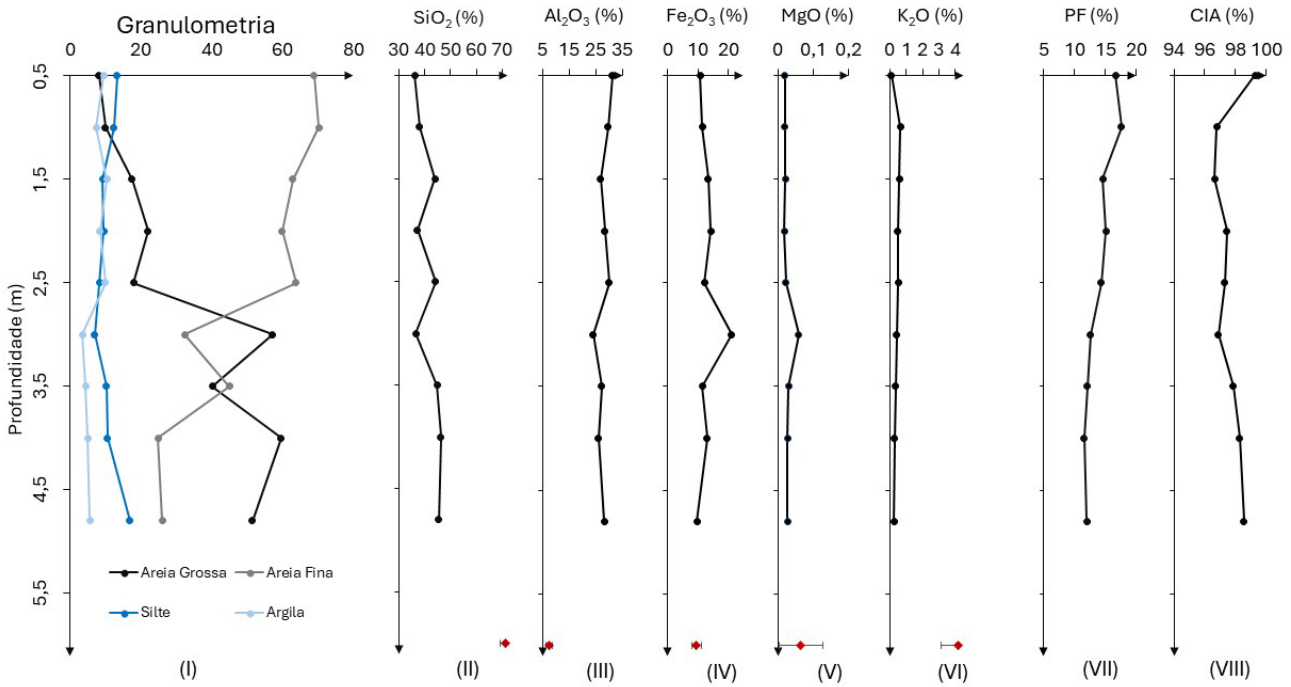


Figura 1**.** Perfis de profundidade com os: percentuais granulométricos (I), percentuais de SiO_2 (II), Al_2O_3 (III), Fe_2O_3 (IV), MgO (V) e K_2O (VI), percentuais de Perda ao Fogo (VII) e percentuais de CIA (VIII). (Círculos pretos – Amostras de solo; Diamantes vermelhos - RT).

A distribuição granulométrica revela um perfil (Fig. 1-I) com aumento significativo da granulometria nas maiores profundidades, de modo que o conteúdo de partículas com granulação superior a 1 mm (*areia grossa*) passa de até 8% nas porções mais superficiais para cerca de 55% nas mais profundas. O oposto ocorre com o conteúdo de areia fina (0,05-1 mm), que corresponde a 58% na parte mais superficial e diminui para apenas 26% na amostra mais profunda. Nota-se, para ambos os conteúdos (*areia grossa e areia fina*), que a maior variação ocorre entre as amostras de 2,5 m e 3 m, profundidade a partir da qual os conteúdos começam a se comportar de forma oposta ao observado nas camadas superiores. Já os conteúdos de *silte* (2-50 µm) e *argila* (<2 µm) são relativamente constantes ao longo do perfil, com leve diminuição de *silte* nas amostras

intermediárias e leve aumento de argila nessas mesmas profundidades; esta última também apresenta uma mudança atípica entre 2,5 m e 3 m.

Os elementos maiores representados nas análises geoquímicas indicam um alto teor de SiO_2 (Fig. 1-II), variando entre 36% e 45%, embora em menor proporção do que na média das rochas (RT), aumentando com a profundidade. O perfil apresenta também teores significativos de Al_2O_3 (24 a 31%, Fig. 1-III) e Fe_2O_3 (9 a 21%, Fig. 1-IV). O conteúdo de Al_2O_3 é bem maior do que nas rochas, enquanto os valores de Fe_2O_3 na profundidade de 5 m são semelhantes a elas. O MgO (Fig. 1-V), embora presente em baixo conteúdo (<0,06%), mostra leve aumento com a profundidade e está em menores quantidades do que nas rochas. Além disso, Al_2O_3, Fe_2O_3 e MgO mostram um comportamento atípico na profundidade de 3 m, onde ocorre redução no teor de Al_2O_3 em cerca de 6% e aumento significativo nos teores de Fe_2O_3 e MgO, em aproximadamente 9% e 0,2%, respectivamente, antes de retomarem suas tendências gerais. K_2O (Fig. 1-VI) apresenta baixos valores nas porções superficiais, que aumentam rapidamente e, em seguida, diminuem gradualmente em direção às porções mais profundas, sempre em teores menores do que na média das rochas.

A perda ao fogo (Fig. 1-VII) indica maior quantidade de voláteis, como matéria orgânica e, em maiores proporções, H_2O, na porção superior do perfil, com valores decrescendo conforme o aumento da profundidade, chegando a uma redução de até 5% na amostra mais profunda. Todas as profundidades apresentam valores muito elevados de CIA (Fig. 1-VIII), com a porção superior (0,5 m) apresentando índice em torno de 99%, que diminui levemente para 96% antes de voltar a subir com o aumento da profundidade, atingindo cerca de 98% na base do perfil.

A mineralogia do perfil, obtida por difração de raios X (DRX), revelou uma assembleia composta por quartzo, caulinita, illita, gibbsita e goethita (Fig. 2). Observa-se a presença do quartzo junto com a gibbsita e goethita nas profundidades superiores e intermediária, que transiciona para uma com mais acentuada presença de caulinita e illita nas profundidades mais inferiores.

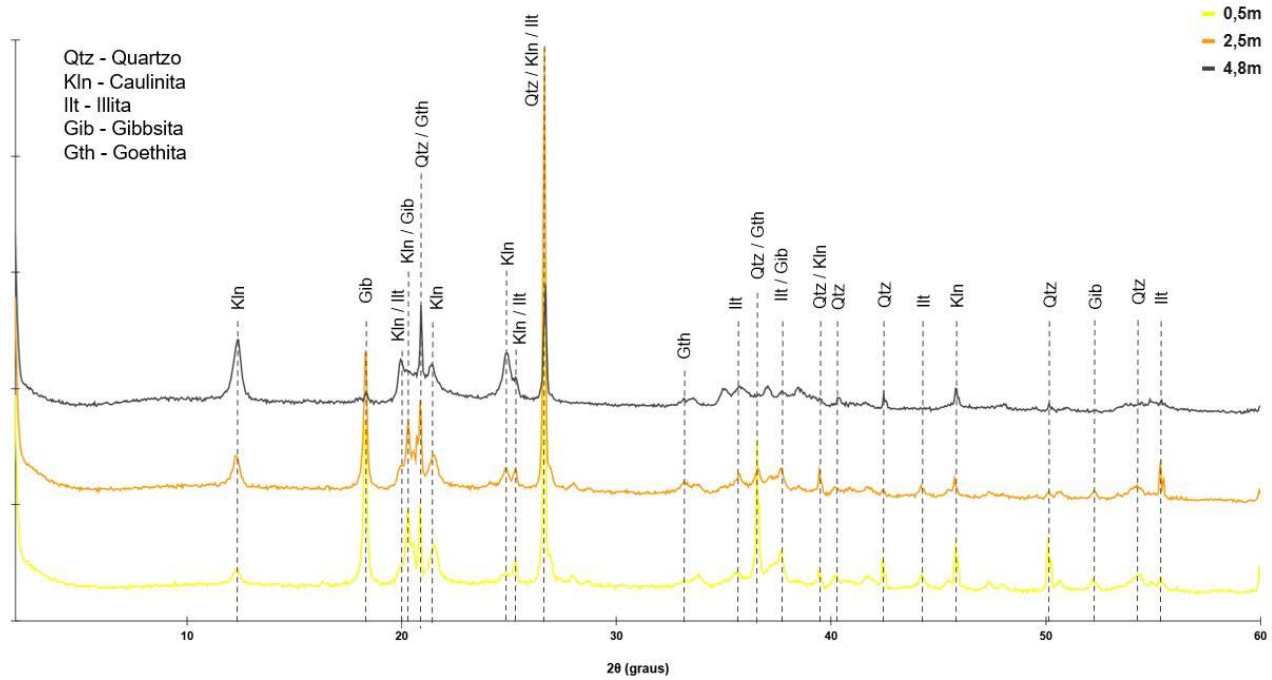


Figura 2**.** Resultados da difração de raios X das amostras de 0,5m, 2,5m e 4,8m do perfil intempérico.

4. DISCUSSÕES

Os resultados geoquímicos e granulométricos evidenciam um perfil de solo intensamente intemperizado, caracterizado por altos valores de CIA (95–100%) e perda ao fogo nas porções superiores, entre 0,5m e 1m. Esses parâmetros indicam a remoção quase completa de elementos móveis como Ca, Na, K e Mg, e o acúmulo residual de óxidos de Al e Fe, conforme descrito por Nesbitt & Young (1982) para solos lateríticos tropicais.

A baixa proporção de MgO e K_2O ao longo de todo o perfil confirma a decomposição de minerais primários máficos e potássicos e a lixiviação desses elementos mais móveis. O aumento de Al_2O_3 e Fe_2O_3 nas porções superiores, acompanhado da diminuição de SiO_2, reforça um padrão de lixiviação seletiva do SiO_2 e enriquecimento residual de Al_2O_3 e Fe_2O_3. Tais tendências são compatíveis com a distribuição esperada para o horizonte B de solos lateríticos (McNeil,1964; Santos et al. 2018), caracterizando-os como solos enriquecidos em óxidos de ferro e alumínio, com baixos teores de sílica devido à lixiviação intensa.

A granulometria fina predominante nas camadas de solo entre 0,5-2,5m, especialmente as frações silte e argila, coincide com os maiores índices de intemperismo e de perda ao fogo, sugerindo uma relação entre textura, retenção hídrica e intensidade das reações químicas. Nas camadas com profundidade maior que 3m, a dominância de frações arenosas e o maior teor de sílica indicam menor grau de alteração e maior preservação das características do material parental. Esta variação entre 3 e 4,8m reflete uma possível zona de transição entre o horizonte B e uma camada saprolítica.

Do ponto de vista mineralógico, a assembleia mineral é típica de perfis lateríticos formados sob condições de forte intemperismo. A presença predominante de caulinita, aliada à baixa proporção de minerais de potássio e máficos, reforça o quadro de intensa alteração mineral e sugere potencial para futuras investigações visando detalhar o papel dos filossilicatos e dos óxidos na retenção de elementos como os ETR ao longo do perfil.

5. CONCLUSÕES

O perfil de intemperismo desenvolvido sobre a Suíte Intrusiva Ouro Fino evidencia um sistema intensamente intemperizado, típico de ambientes lateríticos tropicais. Os elevados valores de CIA (95–100%), associados à perda ao fogo na parte superficial, condizem com a remoção quase completa dos elementos mais móveis (Ca, Na, K, Mg) e o enriquecimento residual em óxidos de Al e Fe. As variações granulométricas e geoquímicas ao longo do perfil mostram um contraste entre partes superficiais finas e altamente intemperizadas e partes mais profundas dominadas por frações arenosas e maior teor de sílica, refletindo uma possível zona transicional entre o horizonte B e uma camada saprolítica.

A assembleia mineralógica confirma o avanço do intemperismo e a formação de fases minerais secundárias típicas desses ambientes, onde o topo do perfil apresenta características geoquímicas e mineralógicas compatíveis com sistemas de forte alteração supergênica, potencialmente favoráveis à formação de depósitos do tipo argila de adsorção iônica (AAI).

Para melhor avaliar o potencial econômico e ambiental desses perfis, recomenda-se aprofundar a caracterização mineralógica, com foco nas fases hospedeiras de ETR, e ampliar a amostragem para camadas mais profundas e outros perfis na região, visando identificar variações locais e contextos mais favoráveis à concentração de ETR em formas exploráveis.

Agradecimentos

Gostaríamos de agradecer ao Laboratório de Geoquímica e ao laboratório de Difratometria dos Raio-X, além dos técnicos, professores e colegas pelas valiosas contribuições, discussões e suporte durante o desenvolvimento desta pesquisa.

REFERÊNCIAS

Bettencourt, J. S., Leite Júnior, W. B., Payolla, B. L., Crespo, D. G., & Sato, K. (2012). Três suítes magmáticas distintas na região de Costa Marques, SW de Rondônia: Resultados preliminares. *Anais do 46º Congresso Brasileiro de Geologia*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. Recuperado de https://repositorio.usp.br/item/002330049

Buch, T. (2018). *Caracterização mineralógica e geoquímica de ocorrências de elementos terras raras no maciço granítico Ouro Fino, Rondônia, Brasil* [Dissertação de mestrado, Universidade de Brasília]. Repositório Institucional do Serviço Geológico do Brasil – CPRM. https://rigeo.sgb.gov.br/jspui/handle/doc/20781

Formoso, M. L. L. (2006). Some topics on geochemistry of weathering: A review. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, *78*(4), 791–806. https://www.scielo.br/j/aabc/a/d6jsXZh4B8yJKvGvzCxxm3m

Nesbitt, H. W., & Young, G. M. (1982). Early Proterozoic crustal evolution and the chemical composition of Archean rocks. *Nature*, *299*, 580–584. https://doi.org/10.1038/299715a0

Soil Survey Staff. (1951). *Soil survey manual* (USDA Handbook No. 18). U.S. Department of Agriculture. https://trid.trb.org/view/26501

McNeil, M. (1964). LATERITIC SOILS [Review of *LATERITIC SOILS*]. *Scientific American*, *211*(5), 96–106. https://www.jstor.org/stable/24931695

Santos, H. G., Jacomine, P. K. T., Anjos, L. H. C., Oliveira, V. A. de, Lumbreras, J. F., Coelho, M. R., Almeida, J. A. de, Araújo Filho, J. C. de, Oliveira, J. B. de, Cunha, T. J. F., & Embrapa Solos. (2018). *Sistema brasileiro de classificação de solos* (5ª ed., rev. e ampl.). Embrapa. https://www.embrapa.gov.br/solos/sibcs

Descrição de feições superficiais de diamantes para fins forenses

Marques, I.M.[1], Ronchi, F.C.[2], Resende, L.[3], Rumbelsperger, A.M.B.[1]

[1]Universidade Federal do Paraná, Curitiba-PR, Brasil, izabel.geologia@gmail.com; anelize.bahniuk@ufpr.br; [2]Polícia Federal, Instituto Nacional de Criminalística (INC/DITEC/PF), Brasília-DF, ronchi.fcr@pf.gov.br [3]Polícia Federal, Setor Técnico-Científico do Espírito Santo (SETEC/SR/PF/ES), Vila Velha-ES, resende.lr@pf.gov.br

Resumo: O Projeto DNA do Diamante, desenvolvido pela Polícia Federal, tem como objetivo a criação de um banco de dados com amostras de diamantes de diferentes proveniências, visando a identificação de características distintivas entre depósitos brasileiros. O objetivo principal do projeto é a comparação entre lotes de origem desconhecida e materiais com procedência comprovada. A análise é realizada por meio de lupas estereoscópicas, um método não destrutivo que possibilita a descrição detalhada das amostras. Neste estudo, foram caracterizadas feições superficiais de dois grupos de diamantes naturais, oriundos de Tibagi (PR) e da Terra Indígena Roosevelt (RO), disponibilizados pelo Instituto LAMIR (UFPR) e pelo Instituto Nacional de Criminalística (PF), respectivamente. As amostras foram examinadas com ampliação de 50x, com foco na morfologia e nas marcas superficiais. Os resultados indicam que é possível distinguir os dois grupos, especialmente com base na cor e na presença de feições como triângulos, quadrados, degraus crescentes, terraços, *shagreen* e *hillocks*. Esses resultados contribuem para a validação de uma metodologia que se mostra eficaz para a determinação de proveniência de diamantes, com aplicação potencial em investigações de rastreabilidade e no combate ao comércio ilegal.

Palavras-chave: geologia forense, morfologia de diamantes, Tibagi, Terra Indígena Roosevelt, análises não-destrutivas.

1. INTRODUÇÃO

A análise não-destrutiva de gemas, em especial diamantes, é muitas vezes a única possibilidade para estudo destes materiais, como em investigações criminais. De acordo com a Lei no. 13.964/2019, materiais na cadeia de custódia devem ser preservados quando possível, sendo a aplicação de técnicas não-destrutivas priorizada.

O Brasil possui mais de 40 ocorrências de diamantes conhecidas (Svisero *et al.,* 2017), algumas destas em regiões onde a explotação não é legalizada. Neste contexto, a Polícia Federal trabalha para criar uma base de dados de características morfológicas e superficiais de diamantes de diferentes depósitos brasileiros. Conhecido como Projeto DNA do Diamante, tem como objetivo a identificação de feições distintivas entre os depósitos, o que poderia auxiliar, por exemplo, na identificação de diamantes provenientes de garimpos ilegais (Ramos, 2015).

Neste estudo foram analisadas 131 amostras de diamantes, sendo 87 diamantes do Tibagi, Paraná, e 44 amostras da Terra Indígena Roosevelt de Rondônia, usando técnicas de descrição não-destrutivas que são aplicadas no Projeto DNA do diamante.

2. MATERIAIS E MÉTODOS

Os diamantes apresentam morfologias, cores e tamanhos diversos. As 87 amostras de Tibagi utilizadas para pesquisa são parte do acervo do Instituto Lamir, que foi construído a partir de doações anônimas. Já as 44 amostras da Terra Indígena Roosevelt, encontram-se no Instituto Nacional de Criminalística da PF (INC-PF) de Brasília, e fazem parte de um grupo de 660 diamantes apreendidos durante operação policial.

De modo a melhor organizar as amostras, as de Tibagi foram numeradas com a sigla “TBG”, seguido do número da amostra. As amostras de Roosevelt possuem numeração prévia, com o padrão “RST-I”, seguida do número.

Para realizar a comparação entre as amostras, primeiramente a descrição das feições superficiais e morfológicas foi realizada de acordo com Borges *et al.* (2016). Esta descrição foi feita utilizando a lupa estereoscópica Zeiss Stemi 2000-C, com aumento de 50x, no INC-PF de Brasília-DF.

Cada diamante foi descrito individualmente, com base em uma tabela contendo cerca de 50 parâmetros de descrição. Foram analisados morfologia, peso e feições superficiais nas diversas faces do cristal, presença de inclusões e cor. Após realizada a descrição, os parâmetros foram então analisados estatisticamente de modo a determinar as principais características que permitem realizar a distinção dos grupos.

3. RESULTADOS

As feições que podem ser utilizadas para distinção dos grupos de diamantes foram determinadas através de análise da distribuição dos parâmetros. Foi possível notar diferenças entre os grupos analisados, com características exclusivas e outras ocorrendo de modo mais frequente em um dos grupos. Elas estão detalhadas a seguir:

3.1 Tonalidade da Cor

As amostras são incolores, amarelas, marrons, verdes, cinzas e brancas. Cerca de um quarto dos diamantes não apresenta tonalidade de cor detectável, sendo definidos como de tonalidade ausente, sendo 23% dos diamantes de Roosevelt e 25% dos diamantes de Tibagi. De modo geral, a maior quantidade de amostras possui tonalidade amarelada, sendo 54% das amostras de Tibagi analisadas nessa tonalidade e 45% das amostras de Roosevelt.

Ainda, são observados diamantes de tonalidade marrom com distribuição semelhante em ambos os grupos, sendo 16% dos diamantes de Roosevelt e 17% dos diamantes do Tibagi. A tonalidade verde ocorre em 9% das amostras de Roosevelt e em 2% das amostras de Tibagi, enquanto apenas as amostras de Tibagi (1%) apresentam diamantes de coloração cinza (Figura 1).

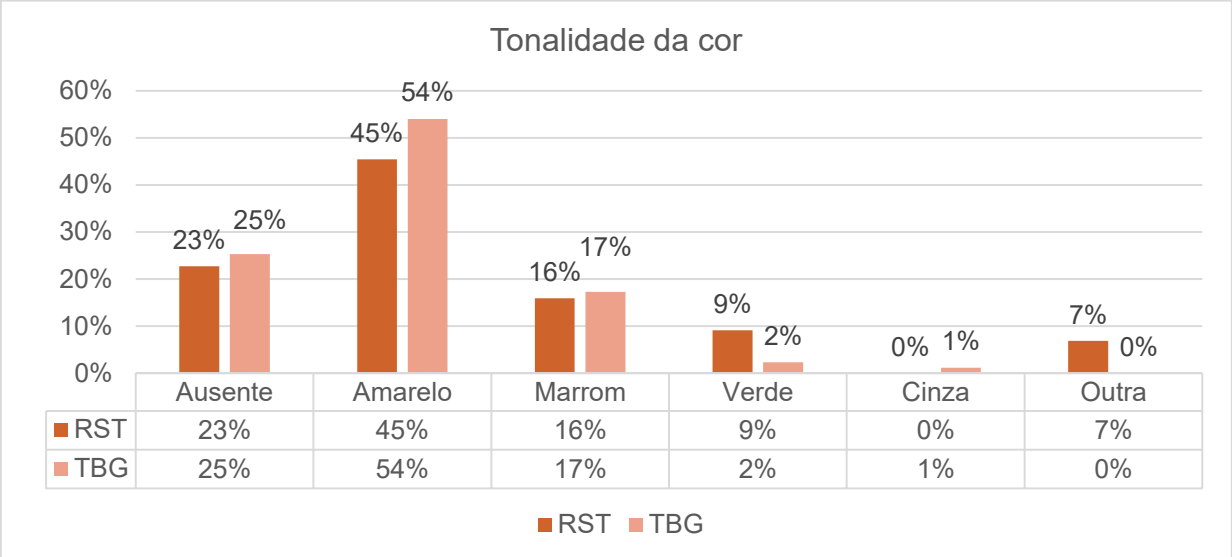


Figura 1: Distribuição das tonalidades de cor observadas nos diamantes de Tibagi (PR) e Roosevelt (RO).

Observou-se ainda, que dos 131 diamantes analisados, apenas amostras da Terra Indígena de Roosevelt apresentam cor branca (7%) (Figura 2), tornando-se característica distintiva do lote analisado.

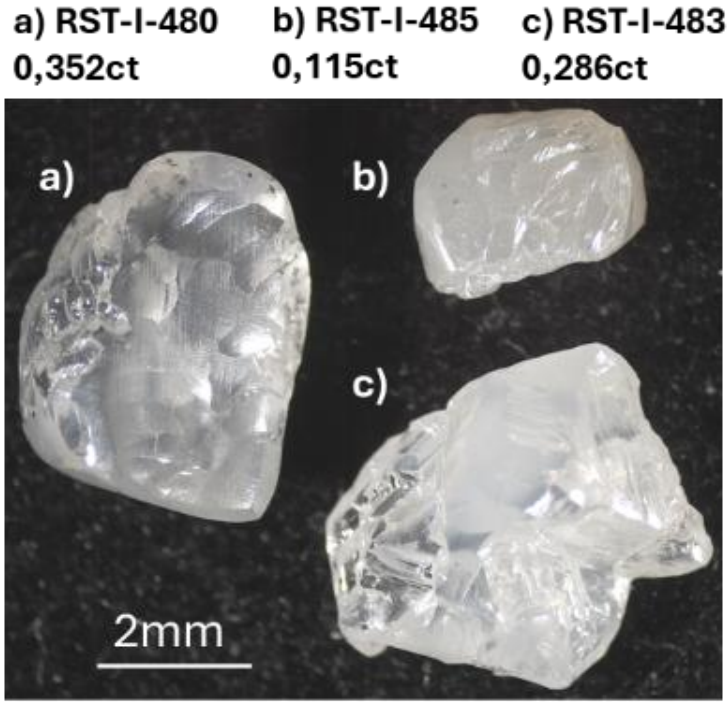


Figura 2: Diamantes representativos de Roosevelt com coloração branca.

3.2 Feições superficiais

Todas as amostras tiveram sua morfologia e feições superficiais descritas. Após análise estatística, notou-se que algumas feições aparecem com maior frequência em um grupo do que outro, logo, a frequência com que aparecem pode ser usada como feição distintiva.

3.3.1 Octaédricas

Os triângulos são as feições octaédricas que ocorrem com maior frequência nas amostras de ambos os grupos, aparecendo em 39% das amostras de Tibagi e 20% das amostras de Roosevelt. Além disso, dos triângulos presentes nessas amostras, Tibagi possui 91% deles com base plana e 9% com base piramidal, enquanto Roosevelt apenas apresenta triângulos de base plana (Figura 3).

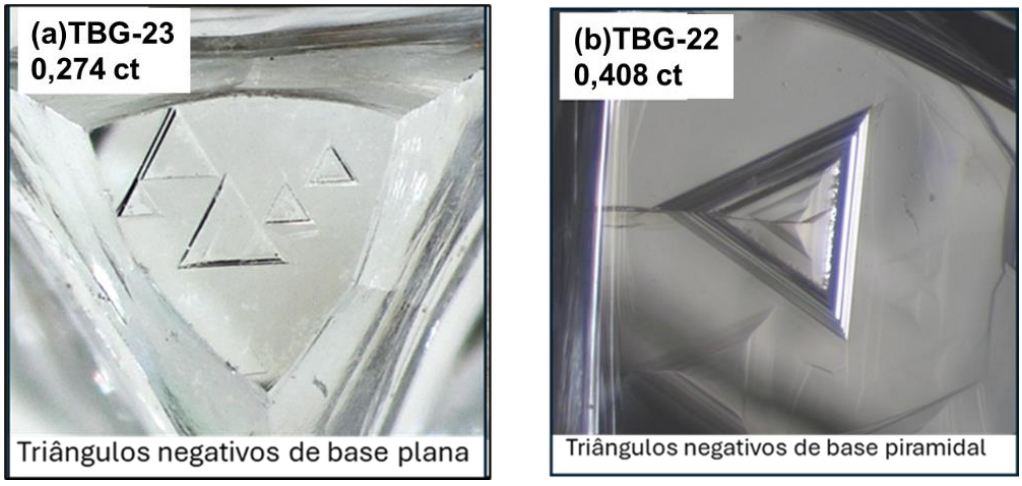


Figura 3: Feições octaédricas, (a) triângulos de base plana e (b) base piramidal.

3.3.2 Cúbicas

Das feições cúbicas descritas, apenas 6 diamantes do Tibagi (equivalente a 9% das amostras) apresentam quadrados, e apenas 1 amostra de Roosevelt possui degraus crescentes (Figura 4).

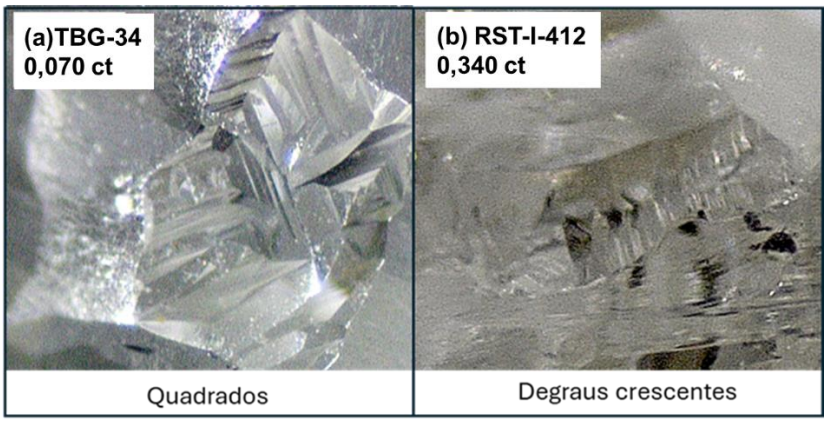


Figura 4: Feições cúbicas, (a) quadrados e (b) degraus crescentes.

3.3.3 Tetrahexaédricas

Para as feições que ocorrem na face tetrahexaédrica do cristal, foram descritos terraços em 68% das amostras de Tibagi e em 36% das amostras de Roosevelt, *shagreen* em 85% das amostras de Tibagi e em 70% das amostras de Roosevelt, e *hillocks* em 63% das amostras de Tibagi e em 36% das amostras de Roosevelt (Figura 5).

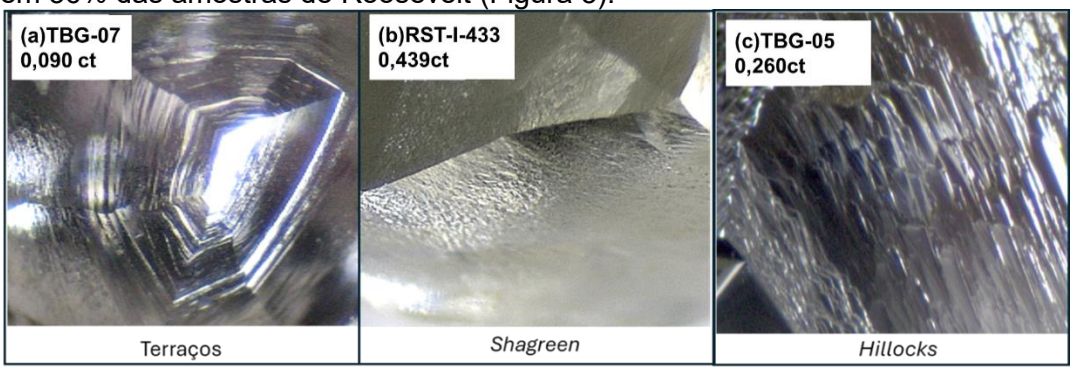


Figura 5: Feições tetrahexaédricas, (a) terraços, (b) shagreen e (c) hillocks.

4. DISCUSSÕES

Apesar da cor branca apenas ser observada no lote da Terra Indígena Roosevelt, sabe-se que outros depósitos brasileiros têm diamantes de cor branca descritos na literatura (Filemon, 2005), não sendo, portanto, característica exclusiva deste depósito. Como exemplo, temos diamantes da Província Kimberlítica de Juína (MT) e o distrito de Diamantina (MG), que também apresentam diamantes brancos (Filemon, 2005).

Nota-se pela simples distribuição estatística dos dados adquiridos que é possível distinguir os diamantes de fontes distintas utilizando a descrição de feições superficiais, já que, no grupo amostral analisado, feições como triângulos de base piramidal e quadrados ocorrem apenas nos diamantes de Tibagi e, das feições tetrahexaédricas há uma importante diferença entre os diamantes de Tibagi e Roosevelt ao exemplo de terraços que ocorrem em 68% das amostras de Tibagi e em 36% das amostras de Roosevelt.

Apesar de sua origem mantélica, algumas dessas feições aqui descritas, são produtos de reações de dissolução, que podem ocorrer também no kimberlito, e podem ser usadas inclusive para determinar o teor de voláteis da rocha hospedeira (Fedortchouk, 2019).

Além das feições superficiais, outras características são necessárias para melhor compreender a proveniência de diamantes, em especial em casos em que há a sobreposição da ocorrência ou distribuição de feições superficiais em depósitos distintos. Estudos de maior detalhe, como a espectroscopia Raman e a espectroscopia FTIR são técnicas a serem exploradas de modo que permitem compreender a composição de inclusões e da concentração e agregação de nitrogênio. A combinação de diversas técnicas tende a aprimorar a resposta obtida e a reduzir potenciais equívocos no que tange a identificação da fonte dos diamantes analisados.

5. CONCLUSÕES

Ainda é necessário maior avanço na análise estatística dos dados, porém já é possível determinar as principais características de distinção entre os grupos analisados. Destacam-se entre as feições analisadas, para os diamantes de Tibagi, a presença de triângulos piramidais e quadrados, além do grande número de amostras com terraços.

Para que a análise estatística seja relevante, é necessário que um número maior de amostras seja analisado. Notou-se também que a comparação apenas é possível com lotes de amostras, não sendo possível identificar a fonte de apenas um diamante isolado. Devido à origem mantélica do mineral, grupos distintos podem apresentar as mesmas características morfológicas e de feições superficiais.

Apesar da análise de um grande volume amostral para determinar as características específicas de um depósito, há potencial para a geração de um banco de dados de depósitos de diamantes distintos, permitindo a diferenciação de lotes questionados.

Agradecimentos

Ao Instituto Lamir da Universidade Federal do Paraná e ao Instituto Nacional de Criminalística da Polícia Federal pelo acesso às amostras e laboratórios.

Financiador(es)/*Financial Support:* Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior – Brasil (CAPES) – Código de Financiamento 001.

REFERÊNCIAS

Borges, M.P.A.C., Moura, M.A., Lenharo, S.L.R., Smith, C.B., Araujo, D.P. (2016) Mineralogical characterization of diamonds from Roosevelt Indigenous Reserve, Brazil, using non-destructive methods. Lithos. 265:182-198. Disponível em: https://doi.org/10.1016/j.lithos.2016.08.003

Brasil (2019). Lei nº 13.964, de 24 de dezembro de 2019. Aperfeiçoa a legislação penal e processual penal. Disponível em: https://www.planalto.gov.br/ccivil_03/_ato2019-2022/2019/lei/L13964.htm.

Fedortchouk, Y. (2019). A new approach to understanding diamond surface features based on a review of experimental and natural diamond studies. Earth-Science Reviews, 193, 45–65. Disponível em: https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.02.013

Filemon, K. E. (2005). Caracterização dos diamantes da Província Kimberlítica De Juína (MT), e distritos diamantíferos de Espigão D ´Oeste (RO), Cacoal (RO) e Diamantina (MG). Tese de Doutorado. Universidade Estadual de São Paulo, Rio Claro - SP. Disponível em: http://hdl.handle.net/11449/102994

Ramos, D. (2015). DNA do diamante. Revista Perícia Federal, 16(35), 8–11. Associação dos Peritos Criminais Federais (APCF). Disponível em: https://apcf.org.br/revistas/edicao-no-35-identificacao-de-vitimas/

Svisero, D. P., Shigley, J. E., Weldon, R. (2017). Brazilian diamonds: A historical and recent perspective. Gems Gemol., 53(1), 2–33. Disponível em: https://doi.org/10.5741/gems.53.1.2

Caracterização da morfologia de grãos de quartzo

Melo, E.F.[1] e Barbosa, P.F.[1]

[1]Instituto de Geociências, Universidade de Brasília - DF, Brasil

Resumo: Este projeto apresenta o uso de microscopia óptica e uso de *softwares* como ImageJ e SPO para definir a morfologia e a orientação preferencial dos grãos de quartzo deformados da região da Sintaxe dos Pirineus.

Palavras-chave: quartzo, deformação, orientação, cianitas, microscopia.

1. INTRODUÇÃO

O quartzo, por ser abundante na crosta terrestre e por sua resistência, é um mineral de alta relevância para estudos estruturais e petrográficos e, por este motivo, sua morfologia pode fornecer informações cruciais para interpretação tectônica de áreas deformadas. A Sintaxe dos Pirineus se desenvolveu durante o orógeno Neoproterozoico Brasiliano e está inserida entre duas faixas de dobramentos – a Faixa Brasília e a Faixa Tocantins – que resultou em uma região intensamente deformada por eventos tectônicos (Araújo Filho, 2000). Nesse caso, a caracterização morfológica dos grãos de quartzo (que inclui o estudo de sua forma, orientação e associação mineralógica) permite melhor compreensão dos regimes deformacionais responsáveis pela alteração na morfologia do quartzo e dos outros minerais associados, como a muscovita e cianita.

O trabalho tem como objetivo caracterizar a morfologia dos grãos de quartzo da Sintaxe dos Pirineus (GO), por meio de técnicas petrográficas e digitais. Essas características observadas foram correlacionadas com a presença dos minerais muscovita e cianita para identificar indicadores de deformação. Análise foi feita utilizando softwares como ImageJ e SPO (*Shape-preferred Orientation*), tendo em vista complementar estudos prévios relacionados a evolução tectônica da região.

2. MATERIAIS E MÉTODOS

A) Coleta e preparo das amostras

As amostras utilizadas neste estudo foram obtidas a partir de trabalhos de campo realizados na região da Sintaxe dos Pirineus, GO - Brasil. Após a coleta, foram confeccionadas lâminas delgadas com espessura de 30µm para uma análise de microscopia óptica.

B) Aquisição de imagens

As lâminas foram analisadas em um microscópio óptico Zeiss Axioscope 5, utilizando a objetiva de 2,5x. Com isso, foi feito o mapeamento de cada lâmina por meio de mosaicos, capturados usando capturas de tela (*print screen*) no *software* de microscopia *Zeiss Zen*. Para a escala da imagem, foi utilizada uma régua milimétrica na mesma objetiva, servindo para referência para conversão de pixels em micrômetros, posteriormente no projeto.

C) Montagem dos mosaicos e contorno dos grãos

Os mosaicos foram feitos no *software* Adobe Photoshop, para melhor análise da morfologia dos grãos. Posteriormente, no Adobe Illustrator, os grãos de quartzo foram contornados para individualização deles. Foi inserida a escala em formato de quadrado com lados medindo 3µm, com base na régua citada anteriormente.

D) Análise da morfologia dos grãos

As imagens dos contornos dos grãos (em formato tiff) foram importadas para o software ImageJ, onde foram realizadas as medidas de morfologia de cada grão. As medidas incluem: área, perímetro, tamanhos dos eixos maior e menor das elipses atribuídas aos grãos. Esses resultados foram reunidos em planilhas no Excel e as imagens com a contagem dos grãos salva em formato jpeg.

Para a conversão dos valores obtidos em pixels para micrômetros, foi utilizada a escala definida no Illustrator, seguindo as seguintes relações matemáticas:

$$Área\ real = \frac{9\mu m^2}{Área\ (px)}\ ;\ Perímetro\ real = \frac{12\mu m}{Perímetro\ (px)}\ ;$$

$$Razão\ axial = \frac{Major}{Minor}$$

onde R = razão axial entre os eixos maior e menor das elipses.

As imagens adquiridas do ImageJ foram utilizadas no software SPO para analisar a orientação preferencial dos grãos, transformando-os em elipses e em tabelas. Os resultados foram transformados em histogramas para melhor interpretação de dados, assim como no ImageJ.

E) Análise Petrográfica

Na análise petrográfica, foram observados três minerais: um com extinção ondulante e cores de interferência de 1ª ordem, que é o quartzo; um com cores de interferência muito altas, apresentando, por vezes, maclas e clivagens prismática e basal, que é a cianita; e um com cores de interferência variando de 2ª a 3ª ordem, com clivagem basal, extinção picotada e que gera domínios microlíticos, que é a muscovita. Foi observado, em algumas lâminas, feições típicas de zona de cisalhamento, desenvolvendo planos de foliação e lineações minerais com cinemática deformacional rotacional (característico de uma deformação de cisalhamento simples), em sentido horário, nas cianitas. Os grãos de quartzo e as muscovitas acompanham essa deformação.

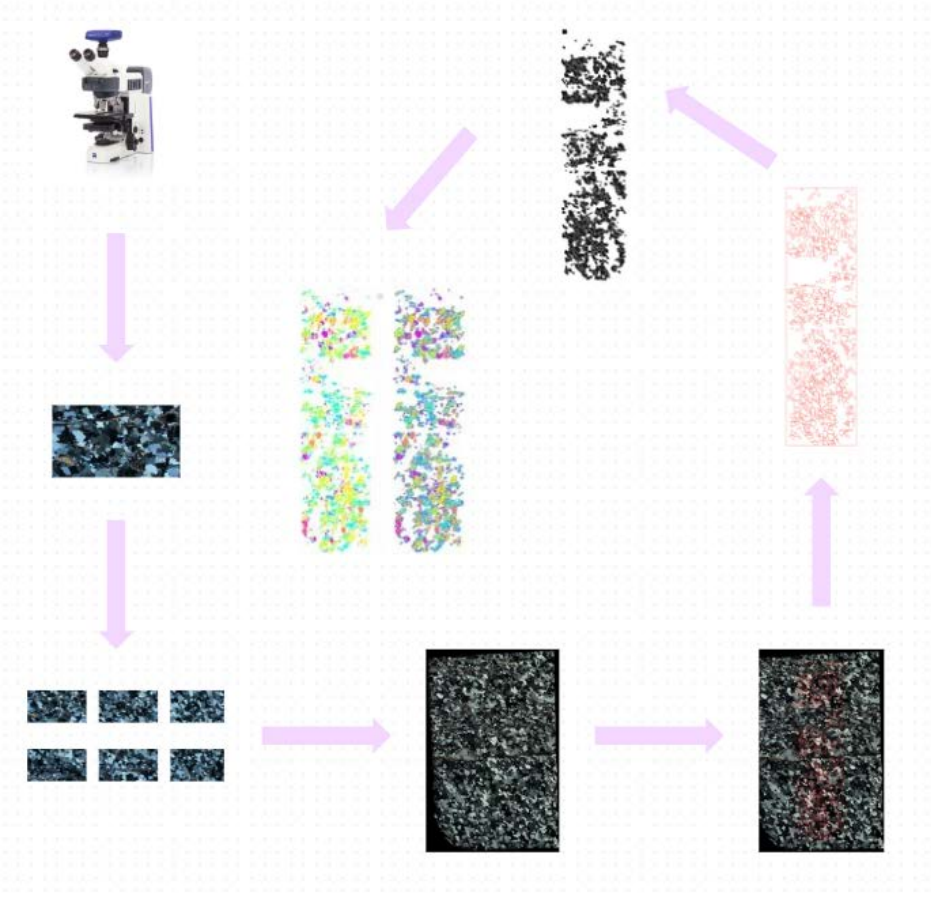


Imagem 1 – metodologia.

3. RESULTADOS E DISCUSSÕES

Na análise petrográfica, foi possível identificar a rocha como um quartzito, com grãos de quartzo orientados, cianitas e muscovita, se caracterizando como uma rocha metamórfica.

Na análise de imagem no ImageJ, foram obtidas tabelas com resultados de área, perímetro e razão axial dos eixos das elipses em escala micrométrica, que revelaram os tamanhos e a razão axial dos grãos. Também foram obtidas imagens com a contagem e individualização dos grãos. As tabelas obtidas a partir do ImageJ mostraram diferentes populações de grãos (imagem 3), com duas populações mais proeminentes.

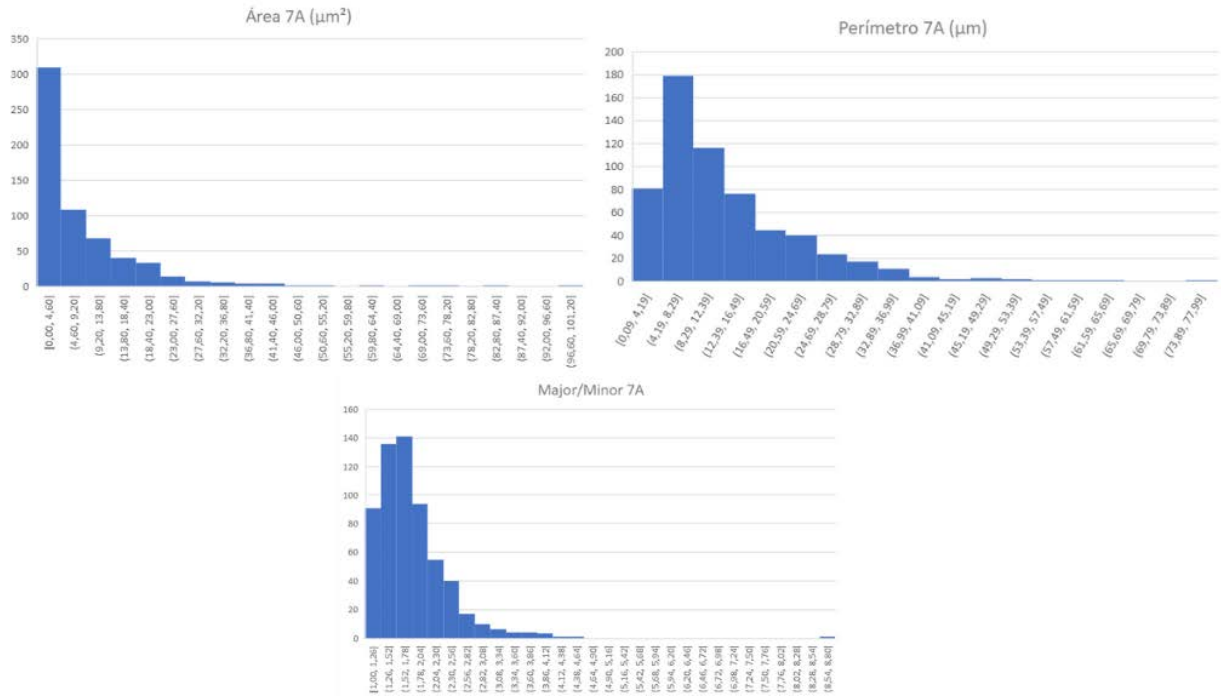


Imagem 2 – resultados do ImageJ.

Nas análises obtidas do SPO, foram geradas imagens com os grãos transformados em elipses, a fim de facilitar o entendimento da orientação preferencial dos grãos. Além disso, obtiveram-se tabelas com o ângulo de inclinação principal dos grãos e o produto entre a razão axial e ângulos de inclinação. Com isso, foi possível perceber que os grãos, de fato, estão orientados.

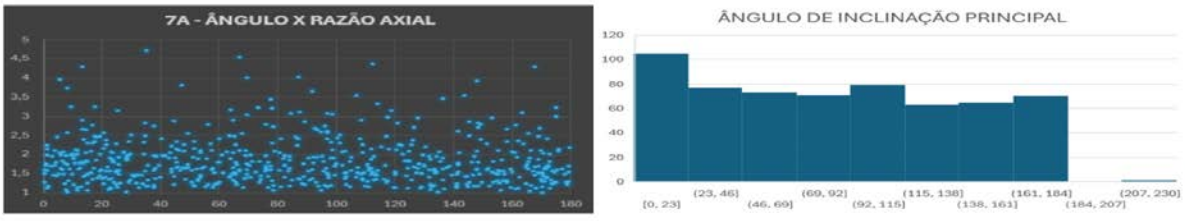


Imagem 3 – resultados SPO.

4. CONCLUSÕES

A partir destes resultados, conclui-se que na região da Sintaxe dos Pirineus, em Cocalzinho (GO), houve um evento tectônico compressivo de zona de cisalhamento, que gerou o estiramento dos grãos de quartzo e de cianitas, com ângulos variados e cinemática de deformação rotacional das cianitas.

Agradecimentos

Agradecemos à FAPDF pelo financiamento ao projeto Estudo de marcadores de migração de fluidos em rochas – um exemplo para a Sintaxe dos Pirineus, GO, 00193-00002221/2023-61, contemplado no edital EDITAL N. 09/2023.

REFERÊNCIAS

Araújo Filho de, J.O. (2000). The Pirineus Syntaxis: an example of the intersection of two Brasiliano fold-thrust belts in Central Brazil and its implications for the tectonic evolution of Western Gondwana. Revista Brasileira de Geociências, 30(1), 144–148.

Proxies geoquímicos, isotópicos e magnéticos aplicados à investigação paleoambiental em formações ferríferas do Distrito de Urucum (MS, Brasil)

Nascimento, J.P.[1], Fazio, G.[2], Yokoyama, E.[3], Franco, D.R.[2]

[1]Faculdade de Geologia da Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro-RJ, Brasil; [2]Coordenação de Geofísica, Observatório Nacional, Rio de Janeiro-RJ, Brasil; [3]Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília-DF, Brasil; [1]juliapinheiro.nascimento1@gmail.com, [2]gabriellafazio@on.br; drfranco@on.br, [3]eyokoyama@unb.br

Resumo: As formações ferríferas do Distrito de Urucum (MS), são fundamentais para entender as variações redox e a oxigenação atmosférica inicial durante o Criogeniano. Este estudo investiga as assinaturas geoquímicas, magnéticas e isotópicas de ferro de amostras de formações ferríferas em um furo de sondagem (UR 51) com o objetivo de avaliar como oscilações nas condições paleoambientais influenciaram a deposição dessas rochas. Observa-se valores de δ^{56}Fe negativos (chegando a -2‰) em rochas ricas em manganês, o que sugere a participação de microrganismos no ciclo do ferro, possivelmente via redução de ferro dissimilatória. Em relação à susceptibilidade magnética, nota-se valores mais elevados nas rochas manganesíferas, em contraste com os valores mais baixos encontrados em jaspilitos ricos em hematita e fácies arcosianas. A Análise de Componentes Principais, aplicada a dados geoquímicos, isotópicos, litológicos e de susceptibilidade magnética, permite a identificação de assinaturas dos distintos litotipos analisados. Essa abordagem multiproxy é essencial para decifrar os ciclos biogeoquímicos e a dinâmica deposicional das formações ferríferas no Neoproterozoico.

Palavras-chave: Geoquímica, Isótopos de Ferro, Suscetibilidade Magnética, Formações Ferríferas, Neoproterozoico.

1. INTRODUÇÃO

O período Criogeniano foi marcado por eventos globais de grande impacto, como as glaciações do tipo *Snowball Earth* e o Evento de Oxigenação Neoproterozoico, que resultou na fixação do oxigênio atmosférico (Bekker & Kovalick, 2020). As formações ferríferas (FFs) do Distrito de Urucum, em Corumbá (Mato Grosso do Sul, Brasil), representam um dos mais expressivos registros do Criogeniano brasileiro, documentando as flutuações redox nos oceanos e na atmosfera e fornecendo evidências cruciais sobre a interação entre os ciclos glaciais e a crescente oxigenação (Angerer et al., 2016; Huang et al., 2021; Fazio et al., 2025). A Formação Banda Alta (Grupo Jacadigo) é uma unidade rica em ferro e manganês depositada em um contexto marinho restrito ao longo do Criogeniano (Huang et al., 2021; Walde & Hagemann, 2007). Este estudo investiga as assinaturas geoquímicas, magnéticas e isotópicas de ferro (δ^{56}Fe) em FFs da Formação Banda Alta, a partir de amostras do furo de sondagem UR 51 (Morro do Urucum, Distrito do Urucum) e de dados previamente publicados. A integração entre análises de suscetibilidade magnética inéditas com composição geoquímica e isotópica ao longo da estratigrafia, aliada à análise de principais componentes, permite discutir variações paleoambientais e a contribuição de processos biogeoquímicos na gênese dessas rochas.

2. MATERIAIS E MÉTODOS

O estudo foi realizado por uma sucessão de etapas complementares. Inicialmente, realizou-se uma revisão bibliográfica abrangente sobre a geoquímica de FFs, o ciclo biogeoquímico do ferro e do manganês, e o contexto deposicional do Grupo Jacadigo. Em seguida, foram compilados

dados geoquímicos de Viehmann *et al*. (2016) do furo de sondagem UR 51, obtidos por espectrometria de massas com plasma indutivamente acoplado (ICP-MS), incluindo concentrações de óxidos maiores e elementos traço. Adicionalmente, foram compiladas análises isotópicas de ferro ($\delta^{56}Fe$) de Huang *et al*. (2021) do mesmo furo para investigar a deposição das rochas em associação com possível atividade microbiana. Paralelamente, amostras do furo UR 51 foram submetidas à medição de suscetibilidade magnética no Laboratório de Paleomagnetismo, Cicloestratigrafia e Mineralogia Magnética do Observatório Nacional (LPC2M - ON/MCTI). Para isso, utilizou-se o susceptibilímetro multifunção Kappabridge MFK2-FA (AGICO), operando em baixa frequência de 976 Hz. Para a integração e interpretação dos dados, foram elaboradas colunas estratigráficas e gráficos de dispersão geoquímicos, isotópicos e magnéticos. A confecção da coluna estratigráfica foi realizada no Adobe Illustrator, enquanto os gráficos de dispersão foram desenvolvidos no Excel. Além disso, utilizaram-se scripts em Python para a aplicação da análise de componentes principais (PCA), o que permitiu identificar padrões e agrupações de dados associadas a diferentes litologias e condições paleoambientais.

3. RESULTADOS

Foi analisado o intervalo do furo UR 51 compreendido entre 155 e 171 metros de profundidade, selecionado devido à maior variedade litológica e à concentração de informações relevantes. Segundo descrições de Viehmann *et al*. (2016), nesse trecho, da base para o topo, ocorre inicialmente uma litologia classificada como arcósio de formação ferrífera, caracterizada por granulometria média a grossa, bom grau de seleção e cimentação principalmente por hematita . Esta fácies apresenta finas intercalações de jaspilito. Sobrejacente, ocorre a formação manganesífera, de coloração escura e marcada por bandamento regular constituído pela alternância entre níveis de Mn de textura maciça metálica e de textura porosa . Os jaspilitos, especialmente aqueles situados mais próximos ao topo do intervalo, apresentam bandamento centimétrico regular e laminado de hematita e sílica (ou carbonato). Em determinados níveis jaspilíticos, observam-se concentrações de nódulos elípticos de hematita cinza metálica dentro das bandas ferruginosas.

A investigação integrada dos gráficos de dispersão (Figura 1) e da PCA (Figura 2) do furo UR 51 permitiu identificar as assinaturas características de cada litologia, bem como suas variações ao longo da coluna estratigráfica e as interconexões entre os vários proxies.

Os jaspilitos analisados no furo UR 51 são caracterizados por elevados teores de Fe_2O_3 e FeO_2, e baixos valores de MnO, Ti, Al_2O_3 e P_2O_5. A suscetibilidade magnética nos jaspilitos apresenta valores baixos. Observa-se, pontualmente, a ocorrência de valores isotopicamente fracionados de ferro, chegando a ~−2‰. As FFs arcoseanas apresentam altos teores de Al_2O_3e Ti, bem como de Fe_2O_3 e FeO. Ainda, observam-se valores intermediários de P_2O_5 e baixos para MnO e para a susceptibilidade magnética. Em relação à assinatura isotópica, foram registrados valores positivos ou pouco fracionados. Rochas manganesíferas caracterizam-se por altos teores de MnO e P_2O_5, em relação direta, e com valores de Ti e Al_2O_3, em relação inversa aos anteriores, significativamente menores em comparação com as FFs arcoseanas. Apresentam baixíssimos valores de Fe_2O_3 e FeO enquanto exibem valores muito fracionados de $\delta^{56}Fe$, chegando a −2‰. Notavelmente, registaram-se valores mais altos de susceptibilidade magnética em rochas ricas em Mn, o que pode estar associado à ocorrência de magnetitas, contrastando com a composição hematítica dos jaspilitos e FFs arcoseanas.

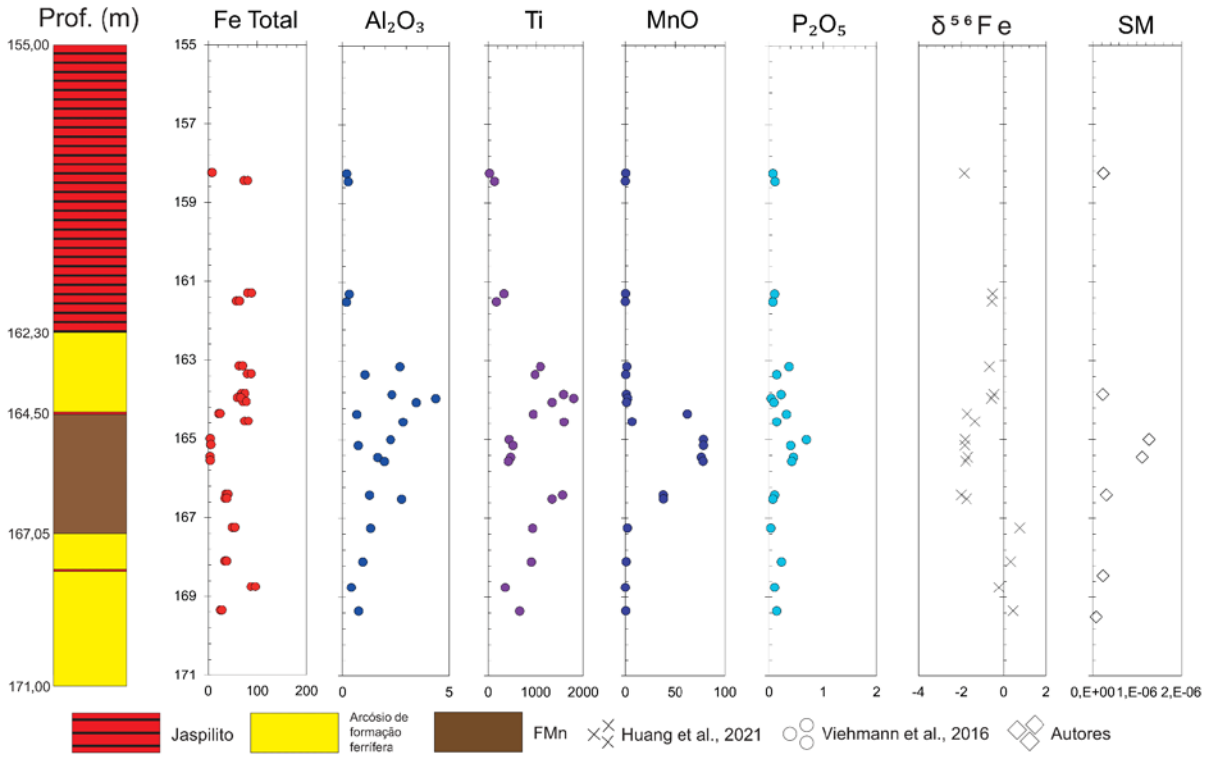


Figura 1. Coluna estratigráfica do furo de sondagem UR 51, associada a gráficos de dispersão de dados geoquímicos, de isótopos de ferro e de susceptibilidade magnética.

4. DISCUSSÕES

A análise integrada das dispersões e da PCA permitiu investigar as interconexões entre isótopos de ferro, óxidos maiores e elementos traço, litologia e susceptibilidade magnética ao longo da coluna litoestratigráfica da seção analisada (UR 51), evidenciando variações dos ciclos biogeoquímicos do Fe e do Mn.

Rochas manganesíferas apresentam um reduzido aporte detrítico (baixos valores para Ti e Al_2O_3) aliado à alta concentração de P_2O_5 e valores muito fracionados de $\delta^{56}Fe$ (até −2‰). Especificamente, em relação ao alto P_2O_5 e negativos $\delta^{56}Fe$, podem ser interpretadas como proxies de paleoprodutividade na deposição dessas rochas (e.g., Huang et al., 2021; Fazio et al., 2025). O fracionamento isotópico de ferro pode ser associado à atividade microbiana associada a mobilização do ferro, possivelmente por meio de redução dissimilatória de óxidos férricos durante a sedimentação. Os altos valores de susceptibilidade magnética, que contrastam com as fácies hematíticas, podem estar associados à possível ocorrência de magnetita como produto resultante da atividade bacteriana, o que merece maiores investigações.

A baixa concentração de Ti e Al_2O_3 nos jaspilitos reforça a natureza predominantemente química da sua precipitação e um aporte detrítico mínimo. A baixa suscetibilidade magnética corrobora com a mineralogia previamente descrita, predominantemente hematítica. Os baixos valores de P_2O_5, possível indicador de paleoprodutividade, indicam restrita atividade microbiana na deposição dessas rochas. Entretanto, há ocorrência isolada de valores isotopicamente fracionados de ferro, em ~−2‰, que podem ser atribuídos à influência biológica no processo deposicional.

O elevado conteúdo de Al □O□ e Ti
significativo aporte detrítico para o ambiente deposicional. A baixa concentração de MnO corrobora uma interrupção do ciclo biogeoquímico do manganês. Os valores de $\delta^{56}Fe$ positivos, combinados com os baixos valores de susceptibilidade magnética e baixos valores de P □O□, sug

influência biológica. Isso aponta para um ambiente onde a contribuição de sedimentos provenientes da erosão de áreas continentais adjacentes era proeminente.

A alternância entre as diferentes litologias, evidenciada pela PCA, reflete as oscilações nas condições paleoambientais, no aporte sedimentar e no grau de influência biológica nos processos de precipitação química em ambiente glaciomarinho restrito e dinâmico ao longo do Criogeniano. Nota-se que algumas amostras apresentaram assinaturas ambíguas, o que pode ser reflexo tanto de transições sutis entre as litologias quanto da necessidade de uma revisão petrográfica mais detalhada em bibliografias já publicadas, visando refinar a classificação e as interpretações. As amostras que apresentaram essas assinaturas ambíguas estão associadas a intervalos de transições de fácies. Em determinados casos, por exemplo, os arcósios revelaram teores de Fe relativamente elevados, aproximando-se do comportamento geoquímico observado em jaspilitos, enquanto alguns jaspilitos exibiram indícios de maior contribuição detrítica, evidenciada por concentrações anômalas de Ti.

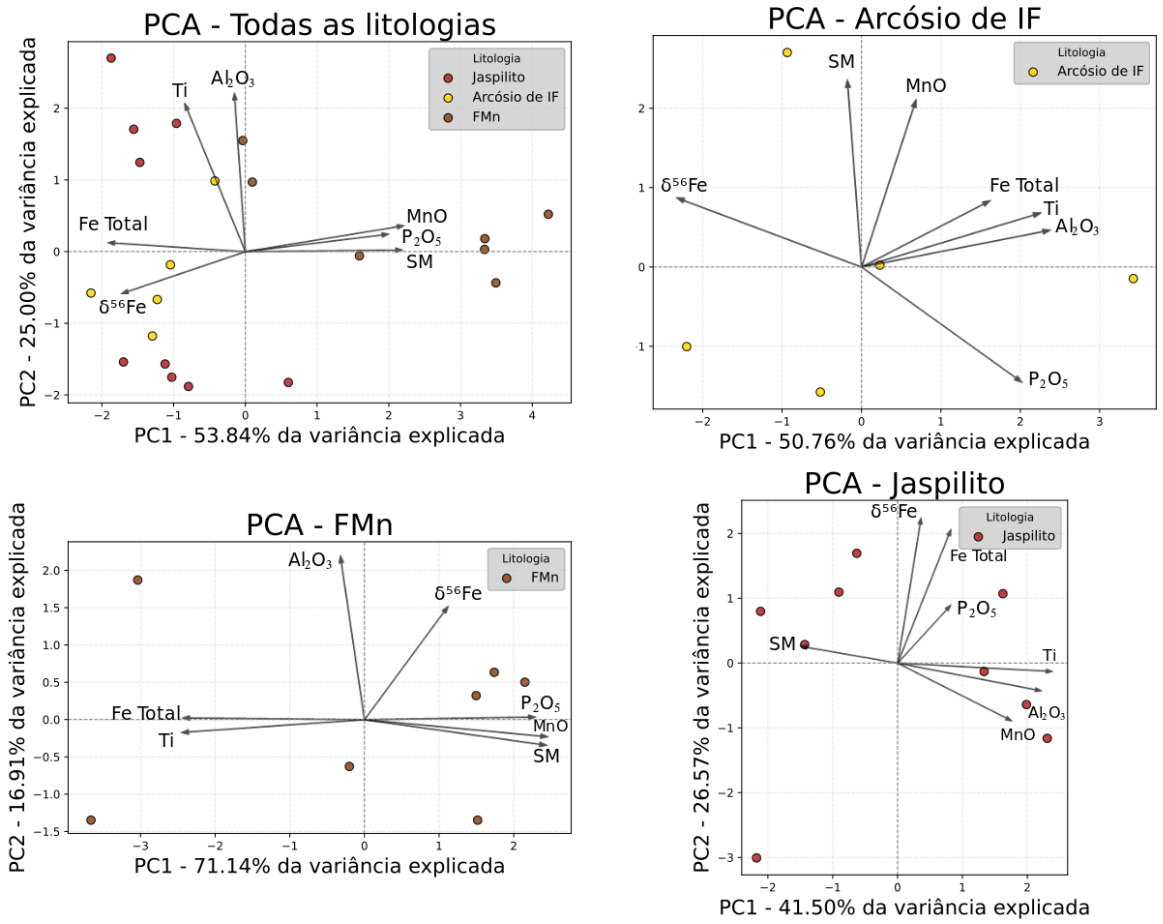


Figura 2. Plate de análises PCA, todas e separadas por litologia, de acordo com Viehmann *et al*. (2016).

5. CONCLUSÕES

A análise integrada realizada no furo UR 51 fornece uma base para a compreensão dos processos deposicionais das FFs do Distrito de Urucum. Os resultados indicam que a deposição dessas formações foi intrinsecamente influenciada por uma complexa interação de flutuações entre atividade microbiana e influência detrítica. A aplicação da PCA foi fundamental para discriminar os diferentes litotipos, revelando claramente a alternância entre depósitos de natureza predominantemente biogénica e aqueles com uma influência detrítica.

Agradecimentos

À UERJ, pelo ambiente acadêmico e pelo acesso às bibliotecas, ao CNPq, pelo essencial apoio financeiro via bolsa de Iniciação Científica. Ao Observatório Nacional (ON/MCTI), pela infraestrutura, equipamentos e suporte técnico disponibilizados pelo LPC2M. A autora agradece aos coautores e à orientadora, Dr. Gabriella Fazio, pela orientação dedicada, incentivo constante e contribuições essenciais.

Financiador(es)/Financial Support: CNPq, código de financiamento 156157/2024-1.

REFERÊNCIAS

Angerer, T., Hagemann, S.G., Walde, D.H.G., Halverson, G.P., Boyce, A.J. 2016. Multiple metal source in the glaciomarine facies of the Neoproterozoic Jacadigo iron formation in the “Santa Cruz deposits”, Corumbá, Brazil. *Precambrian Research*. v. 275 p. 369–393. https://doi.org/10.1016/j.precamres.2016.01.002

Bekker, A., Kovalick, A. 2020. Ironstones, Iron Formations, and Iron Ore. In: Encyclopedia of Geology (Second Edition). P. 914-921.

Fazio, G., Yokoyama, E., Franco, D. R., Rocha, R. M., Santos, N. B., Cândido, M., Leandro, C. G., & Walde, D. H. G. (2025). Influence of orbital eccentricity on the depositional dynamics of iron formations: insights from the Neoproterozoic Banda Alta Formation (Urucum District, Brazil). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 658, 112715. https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2024.112715

Huang, Q., Viehmann, S., Walde, D. H. G., & Li, W. (2021). Iron isotope constraints on the metal source and depositional environment of the Neoproterozoic banded iron- and manganese deposits in Urucum, Brazil. *Geochemistry*, *81*(3), 125771. https://doi.org/10.1016/j.chemer.2021.125771

Viehmann, S., Bau, M., Bühn, B., Dantas, E. L., Andrade, F. R. D., & Walde, D. H. G. (2016). Geochemical characterisation of Neoproterozoic marine habitats: Evidence from trace elements and Nd isotopes in the Urucum iron and manganese formations, Brazil. *Precambrian Research*, *281*, 280-295. https://doi.org/10.1016/j.precamres.2016.07.006

Walde, D.H.G., Hagemann, S.G.E., 2007. The neoproterozoic urucum/mutún Fe and Mn deposits in W-Brazil/SE-Bolivia: assessment of ore deposit models. Zentralbl. Geol. Geowissensch. 158, 45–55. https://doi.org/10.1127/1860-1804/2007/0158-00455

XVIII SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE
DESAFIOS E OPORTUNIDADES PARA A TRANSIÇÃO ENERGÉTICA
21 a 24 de setembro de 2025 | Brasília-DF

Estudo de distribuição da mineralogia do remineralizador KMC por faixas granulométricas

Rocha, L.O.[1], Valentim, L.E.S.[1], Soares, A.C.M.A.[1], Nascimento, E.L.C.[1], Barbosa, E.S.R.[1]

[1] Faculdade de Ciências e Tecnologia - UFG, Aparecida de Goiânia - GO, Brasil; laueyssa_rocha@discente.ufg.br; lucasemanuel@discente.ufg.br; almeida.caroline@discente.ufg.br; estela_leal@ufg.br; elisa_barbosa@ufg.br

Resumo: Este trabalho utilizou o nefelina sienito da Província Alcalina de Goiás comercializado como KMC para caracterizar a proporção modal presente em diferentes faixas granulométricas: (i) >1,18mm; (ii) 1,18-0,3mm; (iii) 0,3-0,075mm; e (iv) <0,075mm. Após britagem, moagem e peneiramento, observou-se que a concentração da mineralogia essencial da rocha tende a ser mantida (ortoclásio+nefelina), com maior quantidade de grãos de nefelina nas frações abaixo de 0,3mm. Ocorre diminuição na quantidade de biotita visível nas frações abaixo de 0,3mm, que podem estar retidas nas frações superiores a 0,3mm, ou pulverizadas o suficiente para não serem observadas nas escalas avaliadas. A grande quantidade de fragmentos líticos presentes nas frações maiores que 0,3mm, ao concentrar os grãos de minerais unidos, potencialmente impedem que estes atinjam suas superfícies de liberação, influenciando de maneira negativa a eficiência agronômica da rocha, como remineralizadora. Por outro lado, os intervalos granulométricos inferiores a 0,3mm apresentam grande maioria de minerais exibindo todas as faces, o que favorece a alteração destes, e consequente liberação de nutrientes para plantas.

Palavras-chave: remineralizador de solo, mineralogia, granulometria, PAGO, agrominerais

1. INTRODUÇÃO

O estado de Goiás destaca-se nacionalmente como um importante polo de produção de remineralizadores de solo (REM), representando aproximadamente 24% da produção brasileira, conforme dados da ABREFEN (2023). Inserida nesse cenário geológico favorável, a região da Província Alcalina do Goiás (PAGO) apresenta alto potencial para a exploração de insumos minerais voltados à remineralização dos solos. Um exemplo é o KMC, produto certificado pela empresa LGV Mineração Ltda., derivado de nefelina sienito e com teores que atingem 10wt% de K_2O.

A expansão do mercado dos REM apresenta desafios técnicos e logísticos, dentre os quais a potencialização do efeito de liberação de nutrientes em escala de tempo agronômica, sabidamente associado ao atingimento da chamada superfície de liberação, referente à fração granulométrica a partir da qual determinado mineral passa a disponibilizar os elementos/nutrientes presentes em sua estrutura. Portanto, o projeto “BENEFICIAMENTO DO POTÁSSIO PARA USO AGRONÔMICO: CARACTERIZAÇÃO DE AGROMINERAIS SILICÁTICOS POTENCIAIS NO SUDOESTE GOIANO E REFINAMENTO DO ZONEAMENTO AGROECOLÓGICO REGIONAL” (processo CNPQ n. 409264/2022-9) tem entre seus objetivos entender o comportamento modal, composicional e mineralógico por intervalo granulométrico de litotipos de interesse regional presentes na PAGO, para analisar quais faixas granulométricas apresentam maior eficiência quando submetidas aos processos de intemperismo, principalmente os agrominerais silicáticos de potássio.

Este trabalho conta com a amostra piloto KMC, cuja rocha fresca foi extraída em mina localizada às margens da rodovia BR 070, município de Montes Claros de GO (Figura 1).

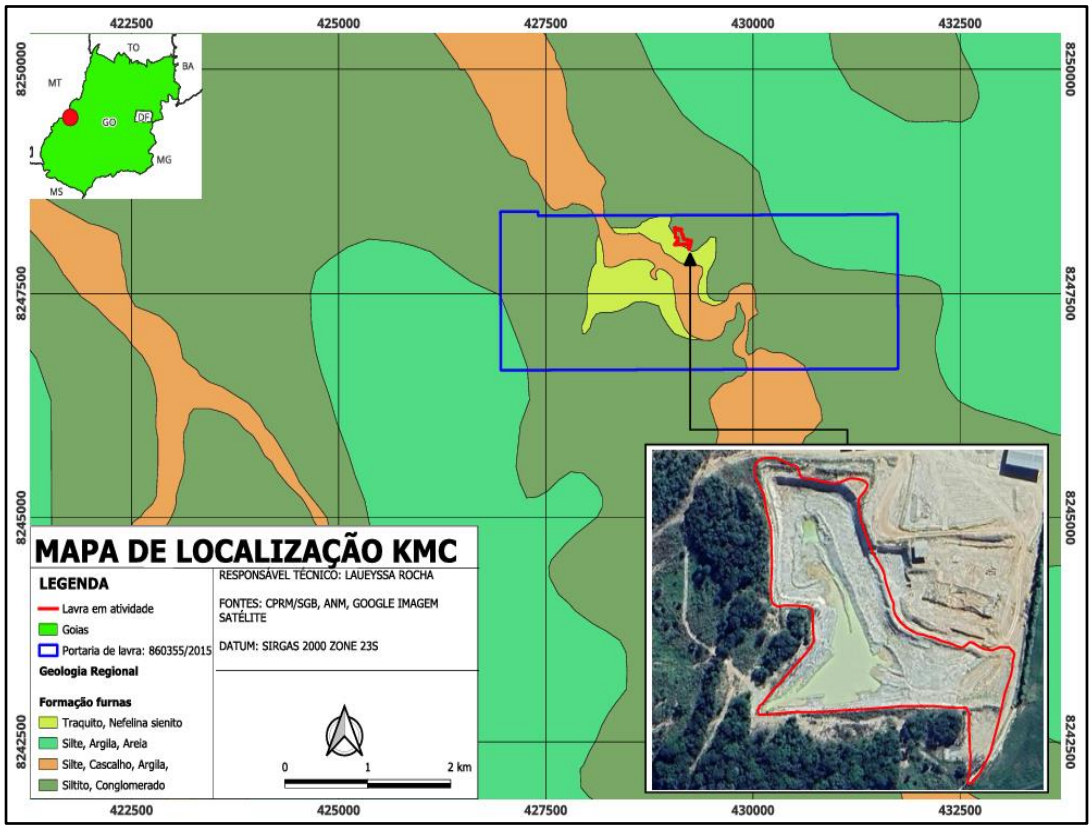


Figura 1- Mapa de localização da mina de KMC, (Adaptado de Lacerda Filho et al., 2020).

2. MATERIAIS E MÉTODOS

O material foi britado utilizando dois britadores de mandíbulas em sequência no Laboratório de Tratamento de Minérios do IFG Câmpus Goiânia. Então o material foi encaminhado ao Laboratório de Estudos em Tecnologias para Transportes (LETT/FCT/UFG), para quarteamento manual antes de ser peneirado a seco para a separação dos intervalos granulométricos, utilizando um agitador vibratório automático configurado para 8 minutos, com frequência de 15Hz, e massa entre 500 a 600 gramas por circuito. O material foi então classificado em quatro faixas granulométricas: (i) >1,18 mm, (ii) entre 1,18 mm e 0,3 mm, (iii) entre 0,3 mm e 0,075 mm, e (iv) < 0,075 mm.

Para a análise da composição mineralógica por fração obtida, foram confeccionadas seções polidas por embutimento a quente com baquelite. Após o resfriamento, as seções foram lixadas e polidas para observação em microscopia óptica e por Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV), essa realizada no Centro Regional para o Desenvolvimento Tecnológico e Inovação (CRTI/UFG), utilizando o microscópio eletrônico Jeol JSM-IT300LV. As imagens foram obtidas no modo de elétrons retroespalhados (BED), com tensão de aceleração de 15 kV e operação em baixo vácuo. As análises pontuais de composição química foram realizadas por espectroscopia por dispersão de energia (EDS), utilizando um detector Oxford Instruments XMax-n 80 acoplado ao microscópio.

3. RESULTADOS

Nas seções produzidas de cada faixa granulométrica para estudo no MEV, a distribuição das proporções mineralógicas foi determinada com base na análise dos espectros de EDS e na proporção modal obtida com base no mapa composicional (Figura 2), utilizando o levantamento de três campos visuais para cada granulometria. As médias da distribuição dos minerais e quantidade de fragmentos líticos por fração granulométrica são apresentadas na Tabela 1.

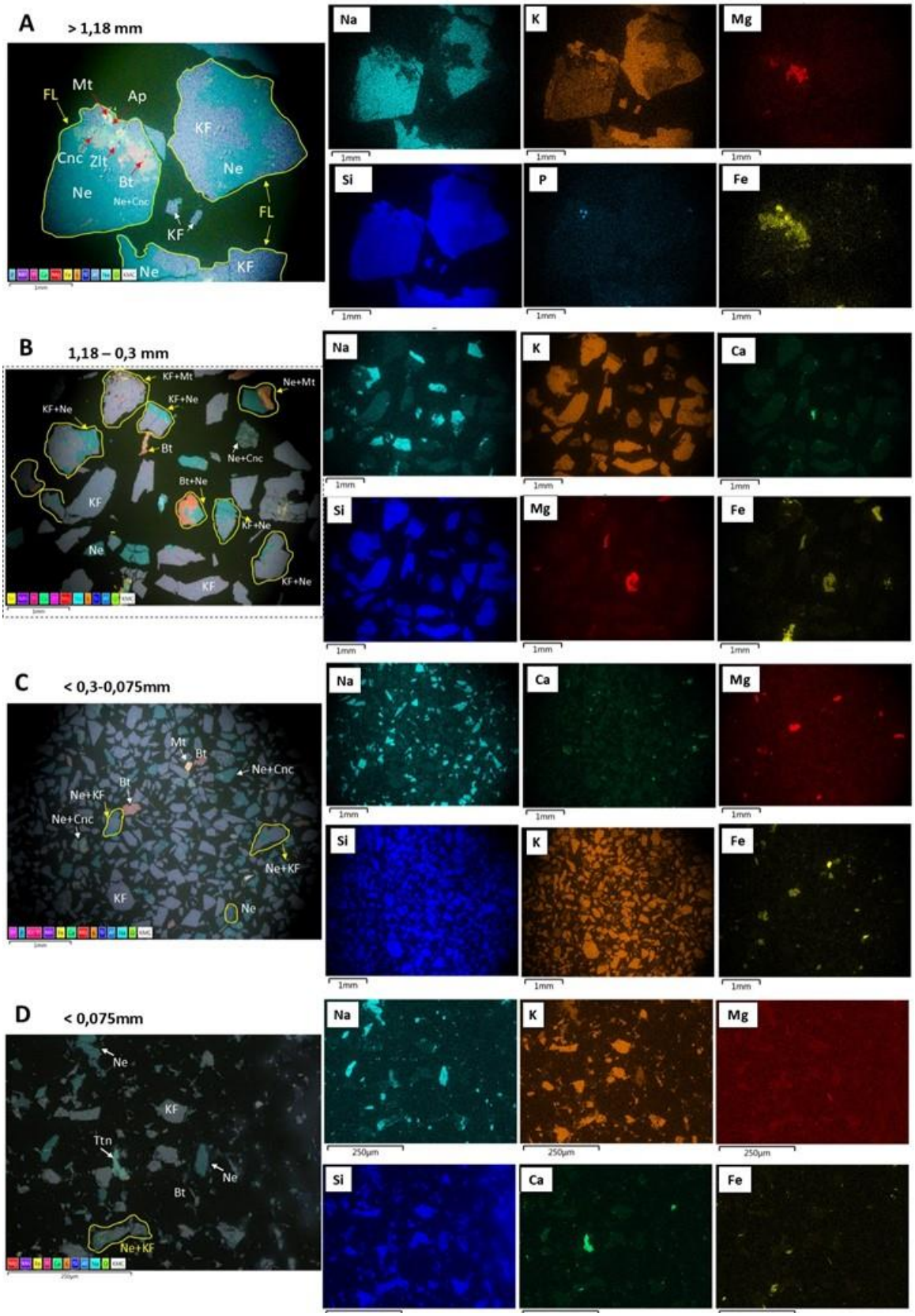


Figura 2 - Principais mapas composicionais por faixa granulométrica: (A) fração > 1,18 mm, (B) <1,18-0,3 mm, (C)<0,3-0,075 mm, (D) <0,075 mm (fragmentos circundados ressaltados em amarelo compõem fragmentos líticos - FL).

Tabela 1 - Porcentagem mineralógica dos minerais encontrados em cada granulometria: KF (ortoclásio), Ne (nefelina), Bt (biotita), Mt (Magnetita), Cnc (Cancrinita), Ttn (Titanita), Anl (Analcima), Ap (apatita) e por último, a porcentagem de fragmentos líticos presente em cada fração (FL).

FAIXA GRANULOMÉTRICA	PROPORÇÃO MODAL MINERALÓGICA (%)						
	KF	Ne+Cnc+Anl	Bt	Mt	Ttn	Ap	% Fragmentos líticos
> 1,18 mm	64,0	28,2	7,7			0,1	93
1,18 - 0,3 mm	61,2	34,8	3,8		0,1	0,1	35
0,3 - 0,075 mm	63,0	34,3	2,0	0,3	0,3	0,1	8,6
< 0,075 mm	66,8	31,4	1,5	0,3			1,0

4. DISCUSSÕES

Vieira (2024) utilizou dados de petrografia, difratometria de raios X, Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV) e Fluorescência de Raios-X (FRX) para caracterização do KMC. No trabalho, descreve a rocha com uma mineralogia essencial dominada por ortoclásio (66,61%) e nefelina (11,95%), que possui significativas substituiçõespara analcima (5,77%) e cancrinita (5,01%), decorrentes de perda de potássio da nefelina, que já demonstra a aptidão de sua estrutura mineral para mecanismos de alteração. A biotita (7,81%), titanita (0,01%), magnetita (0,003%), ocorrem em proporções acessórias e por vezes se encontram alteradas.

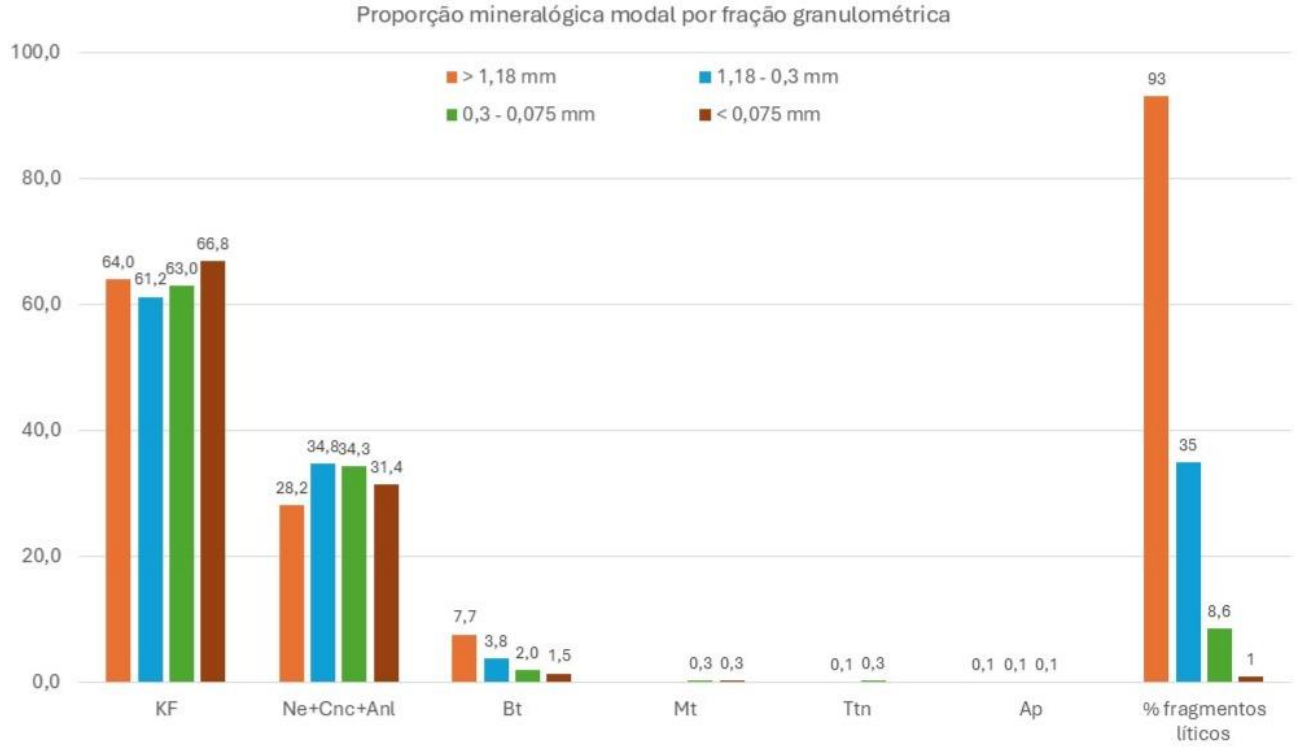


Figura 3 – Gráfico exibindo porcentagem mineralógica dos minerais encontrados em cada granulometria: KF (ortoclásio), Ne (nefelina), Bt (biotita), Mt (Magnetita), Cnc (Cancrinita), Ttn (Titanita), Anl (Analcima), Ap (apatita) e por último, a porcentagem de fragmentos líticos presente em cada fração (FL).

A figura 3 mostra que ocorre uma grande diferença na proporção de fragmentos líticos presente em cada intervalo granulométrico: 93% acima de 1,18mm e 35% entre 1,18-0,3mm, enquanto nas frações mais finas, há uma diminuição brusca – 8,6% entre 0,3-0,075mm, e cerca de 1% na fração menor que 0,075mm. Com base nos resultados obtidos, observa-se na figura 3 que a proporção modal da mineralogia essencial tende a ser mantida, quando comparado com os dados de Vieira (2024): ortoclásio (61,2-66,8%) e o conjunto indissociável de nefelina mais suas alterações cancrinita + analcima/zeólita (28,2-34,8%). Mudança considerável é percebida na concentração de biotita (1,5-7,7%), que diminuiu sua concentração em frações menores, enquanto

demais minerais se encontram nas proporções esperadas. Isso pode estar relacionado à grande quantidade de fragmentos líticos presentes nas frações maiores que 0,3mm, que concentram os grãos de minerais unidos, potencialmente impedindo que estes atinjam suas superfícies de liberação. Por outro lado, os intervalos granulométricos inferiores a 0,3mm apresentam grande maioria de minerais exibindo todas as faces, o que favorece a alteração destes, e consequente liberação de nutrientes para plantas. Outra hipótese para tal diminuição pode ser que parte da biotita esteja em uma granulometria tão baixa que não foi observada na escala do estudo. Ao considerar a figura 2D, notar que os mapas de K e Mg exibem um fundo difuso, que podem indicar a presença da biotita em uma faixa granulométrica inferior a 0,075mm, que acabou desconsiderada durante a contagem de pontos para moda.

5. CONCLUSÕES

A proporção de fragmentos líticos tem implicações diretas na liberação de nutrientes, tendo em vista a diminuição potencial da superfície de contato dos grãos. A figura 2 mostra que frações abaixo de 0,3mm tendem a exibir uma maior quantidade de minerais exibindo todas as faces. Essa redistribuição tem influência direta na eficiência agronômica do KMC como remineralizador, pois a moagem adequada favorece a liberação dos minerais mais reativos. Segundo Martins et al. (2023), a reatividade dos minerais silicáticos potássicos é controlada pela granulometria, e o material com partículas inferiores a 0,3 mm demonstra alta reatividade devido à interação com processos químicos e biológicos no solo. Por exemplo, a biotita apresenta maior resistência à solubilidade em granulometrias acima de 0,3 mm (KRAHL et al., 2022).

O estudo também indica a relevância da caracterização mineralógica detalhada das diferentes frações, pois isso permite identificar a necessidade de etapas adicionais de cominuição, especialmente nas porções mais grossas, contribuindo para um melhor aproveitamento dos minerais presentes e aumento da eficiência agronômica do remineralizador no solo.

REFERÊNCIAS

ABREFEN, 2023. Produção brasileira de remineralizadores e fertilizantes naturais: 2019 a 2023. Associação Brasileira dos Produtores de Remineralizadores para Agricultura. Disponível em: https://www.abrefen.org

KRAHL, L. L. et al. Dissolution of silicate minerals and nutrient availability for corn grown successively. Pesquisa Agropecuária Brasileira, v. 57, e01467, 2022. DOI:https://doi.org/10.1590/S1678-3921.pab2022.v57.01467.

Lacerda Filho, J.V., Santos, D.R.V., Menenghini, P.F.V., Martins, F.R., Souza, J.O., Carneiro, J. & Gollman, K., 2020. Projeto Oeste de Goiás: Mapa Geológico-Geofísico Integrado (Mapa 1:250.000). Brasília: CPRM – Serviço Geológico do Brasil.

Vieira, B.B., 2024. *Caracterização geoquímica e mineralógica de rochas da Província Alcalina de Goiás (PAGO) para entendimento dos mecanismos de liberação de potássio*. Trabalho de Formatura (Bacharelado em Geologia) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

MARTINS, E. de S. et al. Princípios geoquímicos, mineralógicos e biológicos do manejo de mineralizadores de solos. 2023.

ESMERALDA CAMPOS VERDES, GOIÁS: CONTRIBUIÇÃO A PETROGRAFIA, QUÍMICA MINERAL E INCLUSÕES FLUIDAS

Cátia Lorrany Souza Sampaio[1] e Valmir da Silva Souza[1]

Instituto de Geociências, Universidade de Brasília (IG-UnB), catialorrany@hotmail.com

Resumo. A esmeralda de Campos Verdes ocorre em prismas curtos, zoneamento irregular e concêntrico (de azul-esverdeado claro a verde-escuro), altos teores de Fe, Mg, Cr, V, Ni, Zn, Sc, Mn, metais alcalinos (Na > K >> Cs > Li) e baixos teores de LILE e HFSE. Hospeda inclusões fluidas essencialmente aquosas (H_2O + sais) e abundantes inclusões sólidas (ilmenita, espinélio, biotita, flogopita, titanita, cromita, pirita, talco, barita, sais) em trilhas e aglomerados, interferindo na transparência e cor das gemas. Os principais cromóforos são Fe, Cr (±V) e estão associadas a processos metassomáticos que envolvem rochas máfica a ultra-máficas em contato com mobilizados graníticos albitizados, gerados durante a evolução da Faixa Brasília no Neoproterozóico.

Palavras chaves. Esmeraldas; Campos Verdes; química mineral; inclusões fluidas, espectrometria de infra-vermelho.

1. INTRODUÇÃO

Ocorrências de esmeralda no Brasil Central têm sido relatadas desde o início do século XX. No entanto, a produção de gemas na região aumentou significativamente após a descoberta do depósito de Montes Verdes (originalmente denominado Santa Teresinha) por garimpeiros no início da década de 1980 (Cassesanne & Sauer 1984; Souza et al. 1987). Atualmente, pequenas mineradoras exploram o depósito de esmeralda de Campos Verdes por meio de vários poços verticais que atingem profundidades de cerca de 300 m. Nessa localidade, cristais de esmeralda ocorrem incrustados em sequências de rochas supracrutais polideformadas, frequentemente relacionadas às zonas de contato entre lentes de talco/biotita/carbonato xisto e corpos de albititos, relacionadas à Orogenia Brasiliana Neoproterozoica (Biondi 1990; Silva & Barros Neto 2002).

Os cristais de esmeralda de Campos Verdes apresentam formato prismático curto, zoneamento de cor irregular e concêntrico (de azul-esverdeado claro a verde-escuro), bem como uma quantidade significativa de inclusões sólidas. Possuem altos teores de Fe, Mg, Cr, V, Ni, Zn, Sc, Mn, metais alcalinos (Na > K >> Cs > Li) e baixos teores de LILE e HFSE (Cassesanne & Sauer 1984; Lariucci 1988; Pulz et al. 1998). As inclusões fluidas são essencialmente aquosas, mas com alguma contribuição da fase aquosa-carbônica, e apresentam valores de $\delta^{18}O$ e δD indicativos de uma origem berilo de fluido magmático, mas águas metamórficas e meteóricas não são excluídas (Pulz et al. 1998).

Neste trabalho, nós apresentamos dados novos e complementares sobre petrografia, química mineral e de inclusões fluidas da esmeralda de Campos Verdes. Esses dados visam contribuir para o aprimoramento da caracterização mineralógica aplicada à identificação de esmeraldas do Brasil Central, com foco nos seguintes tópicos: a) tipos de inclusões sólidas; b) relação entre composição química e variação de cor; e c) composição do sistema fluido durante a formação das gemas.

2. CONTEXTO GEOLÓGICO

O depósito de esmeraldas de Campos Verdes está inserido na zona interna do domínio tectono-estrutural da Faixa Brasília, formado durante a convergência dos paleocontinentes Amazônia, São Francisco-Congo e Paranapanema, como parte do processo de amalgamação Neoproterozoico-Eocambriano do Gondwana Ocidental. Nessa região, uma variedade de litologias arqueano-proterozoicas reúne gnaisses, xistos, formações-ferríferas bandadas, anfibolitos, metagranitoides e granitos sin a pós-tectônicos (Pimentel & Fuck 1992; Pimentel 2016). A unidade regional neoproterozoica denominada sequência Santa Terezinha de Goiás, a qual abriga o depósito esmeralda de Campos Verdes,é composto por anfibolitos, xistos, paragnaisses, metagranit**o**ides e corpos pegmatíticos alcalinos sob uma complexa arquitetura estrutural colisional (Biondi 1990; Silva & Barros Neto 2002). Neste local, cristais curtos de esmeralda podem ocorrer encapsulados paralelamente a dobras intrafoliais e dentro de fraturas de extensão lenticular (estrutura em forma de bastão), normalmente relacionados à zona de contato entre os tipos de xisto (clorita-talco xisto, biotita-talco xisto, carbonato-biotita-xisto) e corpos lenticulares de Be-albitita (Fig. 2), indicando gênese por metassomatismo (Biondi 1990; Barros Neto 2000).

3. MÉTODOS

Um conjunto de lâminas finas polidas e bipolidas em cortes perpendiculares e paralelos ao eixo <*c*>, bem como amostras de monocristais, foram utilizadas em diversas investigações laboratoriais realizados nos laboratórios dos Institutos de Geociências e Física da Universidade de Brasília.

Análises por microscopia eletrônica utilizou um FEI QUANTA 450 com catodo luminescência Chroma C2L. As análises por microssonda eletrônica utilizaram um JEOL JXA-8230 equipado com cinco espectrômetros de dispersão de comprimento de onda (WDS), enquanto as imagens de microtomografia de raios X e da técnica de microtomografia computadorizada (TC) das amostras de mono-cristal foram adquiridos utilizando um SkyScan modelo 1172 (Bruker). A espectroscopia FTIR, aplicada na faixa do infravermelho médio (4000–400 cm^{-1}), permitiu identificar compostos com base nos picos de absorção. Nas esmeraldas, a orientação do feixe em relação ao eixo cristalográfico influenciou na resposta espectral, possibilitando estudos sobre dicroísmo e ocupação dos canais do berilo. A presença de H_2O associada a íons Na^+ é mais expressiva em esmeraldas enriquecidas em sódio, evidenciando variações estruturais detectáveis por FTIR.

4. ESMERALDA CAMPOS VERDES

Os cristais de esmeralda Campos Verdes apresentam prismas hexagonais curtos no formato, medindo menos de 3 cm, apresentando coloração variando do azul-esverdeado claro ao verde-escuro, com zoneamento interno irregular a concêntrico (Fig. 1A). Possuem poucas a moderadas fraturas, inclusões sólidas abundantes e inclusões fluidas predominantemente aquosas. Apresenta ainda índice de refração o = 1,590 – 1,600 e, e = 1,575 – 1,588, birrefringência = 0,005 – 0,012 e densidade = 2,70 – 2,75 g/cm3 (Cassesanne & Sauer 1984; Pulz et al. 1998). As linhas de crescimento são marcadas por agregados de inclusões sólidas, interferindo no zoneamento interno, transparência e variação de cor. Inclusões sólidas também ocorrerem disseminadas ou em aglomerados preenchendo microfraturas (Fig. 1B). Normalmente, possuem tamanhos menores que 2,0 µm e são compostas de ilmenita, espinélio, biotita, flogopita, titanita, cromita, pirita, talco, barita, sais e outros (Larucci et al., 1990; Pulz et al. 1998, nesse trabalho). Os dados de microssonda eletrônica indicam Fe e Cr (±V) como os elementos cromóforos mais importantes, além de teores significativos de Mg e Na. Esses dados estão de acordo com pesquisas anteriores, que apontam para teores significativos de Fe, Cr, V, Ni, Zn, Sc, Na, Cs e Li (Larucci et al., 1990; Pulz et al., 1998). A estrutura berilo/esmeralda é composta de anéis hexagonais de tetraedros de SiO_4 empilhados paralelamente ao eixo <*c*> e reticulados por tetraedros de Be e octaedros de Al. Os elementos cromóforos ocupam vacâncias no sítio octaédrico de Al, como demonstrado pela correlação negativa do diagrama binário entre Al x Fe+Mg+Cr+V (Fig.1C). Essas substituições são responsáveis pela variação química do núcleo em direção à borda (zoneamento), aonde os álcalis

(Na e K) e H_2O têm um papel importante na manutenção do equilíbrio de carga da estrutura (Grota et al. 2002).

Os dados de espectrometria de infravermelho (FTIR), com base nos picos de absorção e intensidades espectrais, revelaram a presença de moléculas de CO_2 e H_2O nos canais do berilo, paralelo ao eixo <*c*> e associadas a íons alcalinos como o Na^+, cujas moléculas de H_2O são classificadas como dos tipos I e II (Fig.1D).

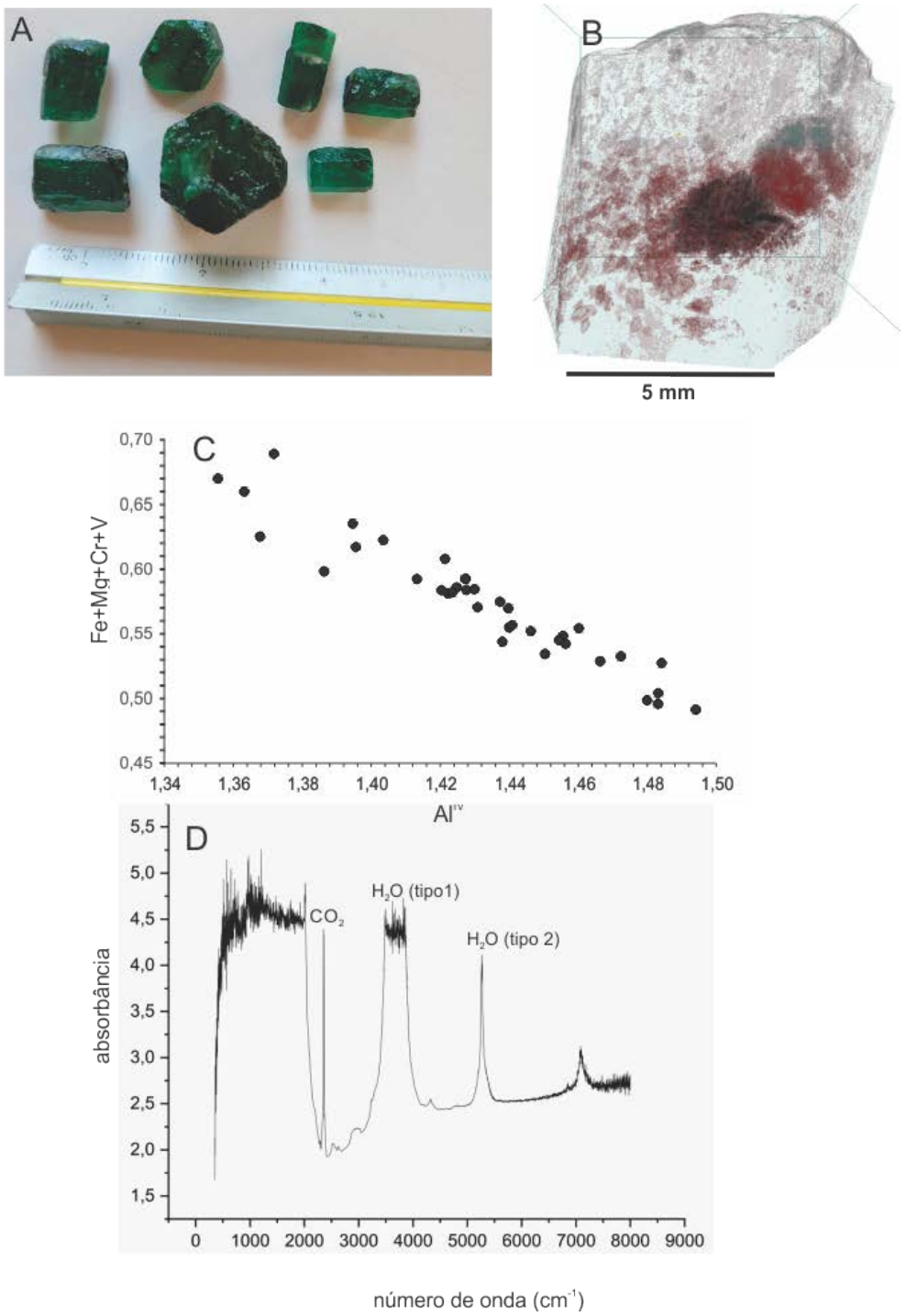


Figura 1. A) cristais de esmeralda Campos Verdes ressaltando zonamento e variação de cor; B) microtomografia em mono-cristal, indicando aglomerado de micro-inclusões na parte central; C) diagrama de correlação negativa entre Al^{IV} x Fe+Mg+Cr+V, indicando a substituição no sítio octaédrico; D) espectrograma de infra-vermelho em cristais de esmeralda M=Campos Verdes.

O estudo de inclusões fluidas revelou, à temperatura ambiente, um conjunto de cavidades com formatos elípticos, alongados, bastonetes, quadrados, arredondados, subarredondados e irregulares, com tamanhos entre 10 e 60 µm, compostas essencialmente por um sistema aquoso (H_2O+sais), com características primárias, pseudosecundárias e secundárias. Podem ser classificadas como monofásicas, bifásicas e trifásicas: a) Monofásica (Tipo 1) tem uma única fase líquida incolor, tamanho inferior a 20 µm e ocorre como pseudosecundárias a secundárias; b) Bifásica (Tipo 2) tem fases líquido-vapor, são primárias, pseudosecundárias e secundárias, com variável razão líquido-vapor (F = 20-60%), sugerindo aprisionamento heterogêneo (Van den Kerhof & Hein, 2001), cujo tamanho varia de 30 a 60 µm; c) Trifásica (Tipo 3) tem fases sólido-líquido-vapor, são primárias e pseudosecundárias, com as fases sólidas formadas por grãos com tamanho inferior a 5 µm. Suas presenças podem estar relacionadas à captura acidental durante o crescimento do cristal ou precipitadas do fluido após o aprisionamento (Van den Kerhof & Hein, 2001; Goldstein, 2003).

5. CONSIDERAÇÕES FINAIS.

As esmeraldas do centro-oeste brasileiro têm sido alvos de várias pesquisas ao longo do tempo. Entretanto, a integração dessas informações ainda carece de um tratamento mais adequado, envolvendo as características mineralógicas, gemológicas e o ambiente geológico de formação. Em geral, são depósitos formados durante o Neoproterozoico, na complexa evolução deformacional de faixas móveis que integram a Província Tocantins, com cristais de esmeralda crescendo a partir de trocas metassomáticas entre granitoides ricos em Be e rochas máficas a ultra-máficas. Esses cristais apresentam distintas composições, tamanho, cor e transparência. Por exemplo, esmeraldas de Monte Santo (TO) tem Cr, V, Sc e Fe como cromóforos, inclusões fluidas aquosas e áquo-carbônicas com elevada salinidade, e temperatura de homogeneização entre 350º e 600º C (Cavalcanti, 2023). Por outro lado, esmeraldas de Campos Verdes (GO) tem Fe, Cr (±V) como cromóforos e inclusões fluidas essencialmente aquosas. Tais características sugerem processos geológicos distintos controlados pela dinâmica deformacional, tipos de rochas encaixantes e natureza do magmatismo associado. Portanto, a integração das características composicionais e gemológicas dessas esmeraldas seriam um importante avanço no *fingerprint* das esmeraldas no Brasil Central, contribuindo para uma melhor precificação das gemas, com o controle das áreas de extração e minimizando o comércio ilegal.

REFERENCIAS.

Barros Neto L.S., 2000. Evolução estrutural do distrito esmeraldífero de Campos Verdes (GO). Dissertação de Mestrado nº 149, Programa de Pós-graduação em Geologia, Universidade de Brasília, Brasília (DF), 111p.

Biondi J.C., 1990. Depósito de Esmeralda de Santa Terezinha (GO). *Revista Brasileira de Geociências*, **20**(1-4):7-24.

Cassedanne I.P. & Sauer D.A., 1984. The Santa Terezinha de Goiás emerald deposit. *Gems & Gemology*, **20**(1):4-13.

Cavalcanti, D.E., 2023. Espectroscopia, cristaloquímica e inclusões fluidas da esmeralda de Monte Santo, Tocantins, Brasil. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 125p.

Goldstein R.H., 2003. Petrographic analysis of fluid inclusions. In: Samson I., Anderson A., Marshall D. (Edt.), Fluid inclusion analysis and interpretation. Mineralogical Association of Canada, Short Course, vol. 32, ch. 2, p. 9-53.

Groat L.A., Marshall D.D., Giuliani G., Murphy D.C., Piercey S.J., Jambor J.L., Mortensen J.K., Ercit T.S., Gault R.A., Mattey D.P., Schwarz D., Maluski H, Wise M.A., Wengzynowski W., Eaton D.W. 2002. Mineralogical and geochemical study of the Regal Ridge Emerald Showing, Southeastern Ukon. *The Canadian Mineralogist*, 40:1313-1338.

Lariucci C., Leite C.R., Santos R.H.A., 1990. Gênese e inclusões das esmeraldas de Santa Terezinha de Goiás – GO. *Revista Brasileira de Geociências*, **20**(1-4):25-31.

Pimentel M.M. & Fuck R.A., 1992. Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil. Geology, 20:375-379.

Pimentel M.M., 2016. The tectonic evolution of the Neproterozoic Brasília Belt, central Brazil: a geochronological and isotopic approach. Brazilian Journal of Geology, 46(1):67-82

Pulz G.M., Silva L.J.H.D., Barros Neto L.S., Santos C.A., Brum T.M.M., Pereira V.P., Silva J., Juchem P.L., 1998a. The chemical signature of emeralds from the Campos Verdes-Santa Terezinha mining district, Goiás, Brazil. *Journal of Gemmology*, **26**(4):252-261.

Richardson S.V., Kesler S.E., Essene E.J., 1986. Origin and geochemistry of the Chapada Cu–Au deposit, Goiás, Brazil: a metamorphosed wall-rock porphyry copper deposit. *Economic Geology*, 81:1884–1898.

Silva L.J.H.D & Barros Neto L.S., 2002. The Santa Terezinha-Campos Verdes emerald district, central Brazil: structural and Sm–Nd data to constrain the tectonic evolution of the Neoproterozoic Brasília Belt. *Journal of South American Earth Sciences*, **15**:639-708.

Souza J.L., Mendes J.C., Svisero D.P., 1987. Aspectos Mineralógicos e Geológicos das Esmeraldas Brasileiras. *Revista Escola de Minas*, **40**(3):1826.

Van den Kerkhof A.M. & Hein U.F., 2001. Fluid inclusion petrography. Lithos, 55(1-4):27-47.

PROMOÇÃO

SOCIEDADE BRASILEIRA DE GEOLOGIA – DESDE 1946

NÚCLEO BRASÍLIA

NÚCLEO CENTRO-OESTE

PATROCINADOR DIAMANTE

PETROBRAS

GOVERNO DO BRASIL – DO LADO DO POVO BRASILEIRO

CONFEA – Conselho Federal de Engenharia e Agronomia

CREA – Conselhos Regionais de Engenharia e Agronomia

mútua – Caixa de Assistência dos Profissionais do Crea

PATROCINADOR OURO

JAZIDA

CNPq – Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico

CAPES

PATROCINADOR PRATA

lundin mining

PATROCINADOR COBRE

PEDREIRAS CONTAGEM

TECTOS – Laboratório de Análises e Centro de Pesquisas em Geociências

EDEM – EMPRESA DE DESENVOLVIMENTO EM MINERAÇÃO

SHNS

APOIO

AXÍA RESOURCES

Dossel

eneva

APOIO INSTITUCIONAL

IG | Instituto de Geociências

FINATEC – Fundação de Empreendimentos Científicos e Tecnológicos

ADIMB – Agência para o Desenvolvimento e Inovação do Setor Mineral Brasileiro

ABMGeo – Associação Brasileira de Mulheres nas Geociências

CREA-DF – Conselho Regional de Engenharia e Agronomia do Distrito Federal

ISO 9001:2015