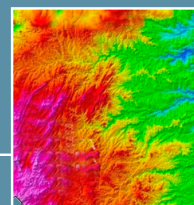
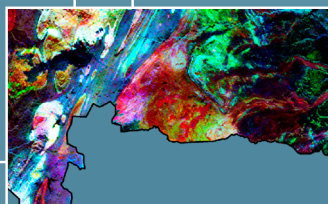
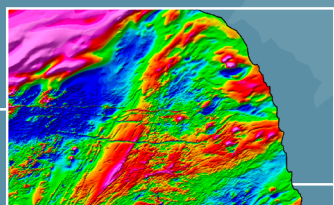


PROGRAMA GEOLOGIA, MINERAÇÃO E TRANSFORMAÇÃO MINERAL

LEVANTAMENTOS GEOLÓGICOS
E INTEGRAÇÃO GEOLÓGICA REGIONAL

ATLAS AEROGEOFÍSICO

Estado do Tocantins



SERVIÇO GEOLÓGICO
DO BRASIL - CPRM

MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA

Ministro de Estado

Bento Albuquerque

Secretário de Geologia, Mineração e Transformação Mineral

Pedro Paulo Dias Mesquita

SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL – CPRM

DIRETORIA EXECUTIVA

Diretor Presidente

Esteves Pedro Colnago

Diretor de Geologia e Recursos Minerais

Márcio José Remédio

Diretora de Hidrologia e Gestão Territorial

Alice Silva de Castilho

Diretor de Infraestrutura Geocientífica

Paulo Afonso Romano

Diretor de Administração e Finanças

Cassiano de Souza Alves

COORDENAÇÃO TÉCNICA

Chefe do Departamento de Geologia

Lúcia Travassos da Rosa Costa

Chefe da Divisão de Geologia Básica

Vladimir Cruz de Medeiros

Chefe da Divisão de Sensoriamento Remoto e Geofísica

Luiz Gustavo Rodrigues Pinto

Chefe do Departamento de Recursos Minerais

Marcelo Esteves Almeida

Chefe do Departamento de Informações Institucionais

Edgar Shinzato

Chefe da Divisão de Geoprocessamento

Hiran Silva Dias

Chefe da Divisão de Cartografia

Fábio Silva da Costa

Chefe da Divisão de Documentação Técnica

Roberta Pereira da Silva de Paula

Chefe do Departamento de Relações Institucionais e Divulgação

Patrícia Düringer Jacques

Chefe da Divisão de Marketing e Divulgação

Washington José Ferreira Santos

Chefe do Departamento de Apoio Técnico

Maria José Cabral Cezar

Chefe da Divisão de Editoração Geral

Valter Alvarenga Barradas

SUPERINTENDÊNCIA DE GOIÂNIA

Superintendente

Sheila Soraya Knust

Gerente de Geologia e Recursos Minerais

Marcelo Ferreira da Silva

Responsável Técnico do Produto

Adolfo Barbosa da Silva e Felipe da Mota Alves

MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA
SECRETARIA DE GEOLOGIA, MINERAÇÃO E TRANSFORMAÇÃO MINERAL
SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL – CPRM
DIRETORIA DE GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS
| PROGRAMA GEOLOGIA, MINERAÇÃO E TRANSFORMAÇÃO MINERAL |

**LEVANTAMENTOS GEOLÓGICOS
E INTEGRAÇÃO GEOLÓGICA REGIONAL**

**ATLAS AEROGEOFÍSICO
DO ESTADO DO TOCANTINS**

ORGANIZADORES

Adolfo Barbosa da Silva

Felipe da Mota Alves



GOIÂNIA
2021

REALIZAÇÃO

Superintendência de Goiânia

COORDENADOR DO PROJETO

Luiz Gustavo Rodrigues Pinto

ELABORAÇÃO DOS TEXTOS E MAPAS

Adolfo Barbosa da Silva
Marcelo Ferreira da Silva
Felipe da Mota Alves
Marco Antônio Couto Júnior
Antônio Augusto Soares Frasca

COLABORADOR

Pedro Sérgio Estevam Ribeiro

REVISÃO

Alexandre Lisboa Lago
Jônatas de Salles Macedo Carneiro

APOIO TÉCNICO**PROJETO GRÁFICO/EDITORIAÇÃO****Capa (DIEDIG)**

Agmar Alves Lopes

Miolo (DIEDIG)

Agmar Alves Lopes

Diagramação (SUREG/GO)

Kátia Siqueira Batista

NORMALIZAÇÃO BIBLIOGRÁFICA

Maria Gasparina de Lima

Serviço Geológico do Brasil – CPRM

www.cprm.gov.br
seus@cprm.gov.br

A881 Atlas aerogeofísico do estado do Tocantins /
organizadores Adolfo Barbosa da Silva [e] Felipe da
Mota Alves. - Goiânia: CPRM, 2021.
87 p.: il. PDF

Levantamentos geológicos e integração geológica regional.

ISBN 978-65-5664-191-1

1. Aerogeofísica - Atlas - Brasil - Tocantins. I. Título. I Alves,
Felipe da Mota

CDD 550.981

Ficha catalográfica elaborada pela bibliotecária Maria Gasparina de Lima - CRB-1 1243

Direitos desta edição: Serviço Geológico do Brasil – CPRM
Permitida a reprodução desta publicação desde que mencionada a fonte.

APRESENTAÇÃO

O conhecimento geológico do território brasileiro constitui um instrumento indispensável para o planejamento e a execução das políticas públicas voltadas para o desenvolvimento sustentável dos recursos minerais, e simultaneamente é fonte de dados imprescindível para o conhecimento e gestão do meio físico.

É com esta premissa que o **Serviço Geológico do Brasil – CPRM** tem a grata satisfação de disponibilizar a comunidade técnico-científica, aos empresários do setor mineral e à sociedade em geral os resultados alcançados pelo **Projeto Atlas Aerogeofísicos dos Estados**, vinculado ao **Programa Geologia, Mineração e Transformação Mineral**.

A grande importância dos levantamentos aerogeofísicos está na sua capacidade para desvendar a terceira dimensão dos dados geológicos. Dessa forma, feições geológicas como corpos, estruturas e depósitos minerais podem ser inferidas em profundidade por meio de interpretações e modelagens. Portanto, em um país continental como o Brasil, a execução de levantamentos aerogeofísicos com capacidade para abranger grandes áreas e regiões de difícil acesso é uma estratégia rápida e eficiente de investigar o seu subsolo.

Ao longo das duas últimas décadas importantes investimentos foram feitos pelo governo federal, através do Serviço Geológico do Brasil – CPRM, na aquisição de dados aerogeofísicos (magnetometria e gamaespectrometria), tendo sido recoberta uma área de cerca de 3.726.364 km², que corresponde a 43,76% do território brasileiro e aproximadamente 92% do embasamento cristalino do Brasil. Este grande esforço foi realizado com a expectativa de contribuir para o aprimoramento do conhecimento geológico do país e a descoberta de jazidas minerais.

Para incrementar a divulgação do conhecimento e a disponibilização dos dados, o **Projeto Atlas Aerogeofísicos dos Estados**, que integra dados aerogeofísicos de acordo com os limites das unidades federativas do Brasil. Esta compartimentação objetiva facilitar a gestão e emprego dos dados de acordo com as preferências e prioridades de cada gestor estadual, e segundo as características geológicas e potencialidades minerais locais.

A preparação do **Atlas Aerogeofísico do Tocantins** necessitou de seis diferentes projetos aerogeofísicos ou parte deles, que foram unidos em uma única malha conforme os limites do estado. Esta tarefa implicou na necessidade do reprocessamento e nivelamento dos dados brutos, e aplicação de filtros para enfatizar assinaturas anômalas. Os dados magnetométricos e gamaespectrométricos revelam que as baixas concentrações de K, eTh e eU e as baixas intensidades magnéticas ocorrem sobretudo no domínio sedimentar; enquanto que, o domínio do embasamento apresenta concentrações de radioelementos e intensidade magnética mais elevadas. Extensos lineamentos geológicos e unidades de rochas ultramáficas são bem destacados nos mapas magnetométricos. As demais unidades geológicas presentes no mapa geológico do estado do Tocantins são mais bem correlacionadas com diferentes assinaturas gamaespectrométricas.

Com mais este lançamento, o Serviço Geológico do Brasil – CPRM dá continuidade à política governamental de atualizar o conhecimento geológico do país, através dos levantamentos geológicos básicos, geoquímicos e geofísicos, e da avaliação integrada das informações, fundamental para o desenvolvimento regional e importante subsídio à formulação de políticas públicas e de apoio à tomada de decisão de investimentos. Este produto está disponível para download no bando de dados corporativo do Serviço Geológico do Brasil – CPRM, o GeoSGB (<http://geosgb.cprm.gov.br>) e no Repositório Institucional de Geociências – RIGEO (<http://rigeo.cprm.gov.br>).

Esteves Pedro Colnago

Diretor-Presidente

Márcio José Remédio

Diretor de Geologia e Recursos Minerais

SUMÁRIO

INTRODUÇÃO	6
PRIMEIROS LEVANTAMENTOS AEROGEOFÍSICOS.....	6
LEVANTAMENTOS AEROGEOFÍSICOS DE ALTA DENSIDADE DE DADOS	6
INVESTIMENTOS EM LEVANTAMENTOS AEROGEOFÍSICOS A PARTIR DE 2004	7
CESSÃO GRATUITA DOS DADOS AEROGEOFÍSICOS AO PÚBLICO EM GERAL	7
CARACTERIZAÇÃO DO ESTADO DO TOCANTINS.....	9
CONTEXTO GEOGRÁFICO.....	9
CONTEXTO GEOLÓGICO E DE RECURSOS MINERAIS.....	11
DADOS AEROGEOFÍSICOS	21
MATERIAIS E MÉTODOS	21
FUNDAMENTOS TEÓRICOS DO MÉTODO MAGNETOMÉTRICO.....	22
FUNDAMENTOS TEÓRICOS DO MÉTODO RADIOMÉTRICO	24
PROCESSAMENTO DOS DADOS AEROGEOFÍSICOS.....	24
Plataforma de Processamento	24
Interpolação	24
Junção dos Diferentes Projetos	25
Aplicação de Transformações e Filtros nos Dados Aeromagnetométricos	25
MAPAS AEROMAGNETOMÉTRICOS	26
ANOMALIAS MAGNETOMÉTRICAS	27
1ª DERIVADA VERTICAL DA ANOMALIA MAGNETOMÉTRICA	29
GRADIENTE TOTAL DA ANOMALIA MAGNETOMÉTRICA	31
PRINCIPAIS CORRELAÇÕES GEOLÓGICAS DOS DADOS AEROMAGNETOMÉTRICOS NO ESTADO DO TOCANTINS.....	33
MAPAS AEROGAMAESPECTROMÉTRICOS.....	36
POTÁSSIO	37
EQUIVALENTE DE TÓRIO.....	39
EQUIVALENTE DE URÂNIO.....	41
COMPOSIÇÃO TERNÁRIA RGB (K-eTH-eU).....	43
POTÁSSIO ANÔMALO.....	45
URÂNIO ANÔMOLO	47
PARÂMETRO F	49
PRINCIPAIS CORRELAÇÕES GEOLÓGICAS DOS DADOS AEROGAMAESPECTROMÉTRICOS NO ESTADO DO TOCANTINS	51

ASSINATURAS AEROGEOFÍSICAS DOS PRINCIPAIS DEPÓSITOS MINERAIS E DA ESTRUTURA DE IMPACTO SERRA DA CANGALHA	53
AEROGEOFÍSICA DO DEPÓSITO POLIMETÁLICO DE PALMEIRÓPOLIS	53
Contexto Geológico	53
Aerolevantamentos Geofísicos.....	53
Interpretação dos Dados Aerogeofísicos	55
Modelagem dos Dados VTEM e Aeromagnetométricos	57
AEROGEOFÍSICA DOS DEPÓSITOS DE URÂNIO DE ALECRIM/CAMPOS BELOS	60
Contexto Geológico	60
Interpretação dos Dados Aerogeofísicos	61
AEROGEOFÍSICA DA ESTRUTURA DE IMPACTO SERRA DA CANGALHA	63
Estruturas de Impacto no Brasil	63
Contexto Geológico	64
Interpretação das Assinaturas Aerogamaespectrométricas	65
REFERÊNCIAS	68

INTRODUÇÃO

Os primeiros levantamentos aerogeofísicos executados no Brasil, desde a década de 1950, foram patrocinados por instituições federais do governo brasileiro, tais como o Conselho Nacional do Petróleo (CNP), o Departamento Nacional de Produção Mineral (DNPM), a Comissão Nacional de Energia Nuclear (CNEN) e a Petróleo Brasileiro S.A. (PETROBRAS). A atuação da Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM) iniciou-se em 1971, quando assumiu o papel de órgão executor de projetos aerogeofísicos sistemáticos (magnetometria e gamaespectrometria), em princípio realizados por meio de convênios com o DNPM, que procurava atender a política do Ministério de Minas e Energia para realizar o recobrimento aerogeofísico dos terrenos pré-cambrianos do escudo brasileiro.

PRIMEIROS LEVANTAMENTOS AEROGEOFÍSICOS

Entre 1971 e 2001 foram executados 48 projetos aerogeofísicos em diversas regiões do país, predominantemente magnetometria e gamaespectrometria. A maioria destes projetos aerogeofísicos tiveram características de

levantamentos regionais, ou seja, com espaçamento das linhas de voo variando entre 2.000 e 1.000 m e altura de voo de 150 m. Nesse período foi recoberta uma área de cerca de 2.413.323 km² (Figura 1).

LEVANTAMENTOS AEROGEOFÍSICOS DE ALTA DENSIDADE DE DADOS

A partir de 2004, iniciou-se uma nova fase nos aerolevantamentos geofísicos, onde a maioria dos projetos de magnetometria e gamaespectrometria foram realizados com espaçamento de 500 m entre as linhas de voo, altura de voo de 100 m e direção das linhas de voo N-S.

Foram realizados também dois aerolevantamentos eletromagnéticos de detalhe na região de Nova Redenção/BA e Rio das Velhas/MG, além de um grande aerolevantamento gravimétrico regional na região de Carajás/PA. Nesse período foi recoberta uma área de cerca de 3.726.364 km² (Figura 2), que corresponde a 43,76% do território brasileiro e aproximadamente 92% do embasamento cristalino do Brasil. De 2004 a 2014, os investimentos para aquisição de dados aerogeofísicos atingiram cerca de US\$ 188 milhões.

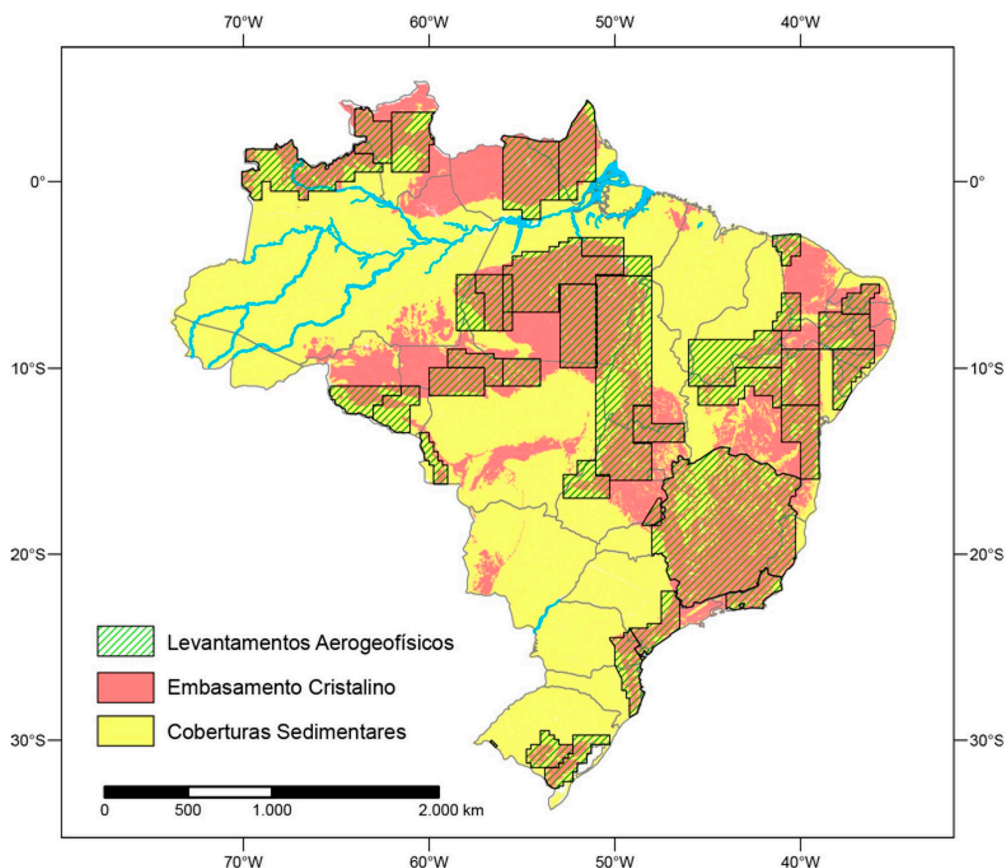


Figura 1: Levantamentos aerogeofísicos (magnetometria e gamaespectrometria) adquiridos entre 1971 e 2001.

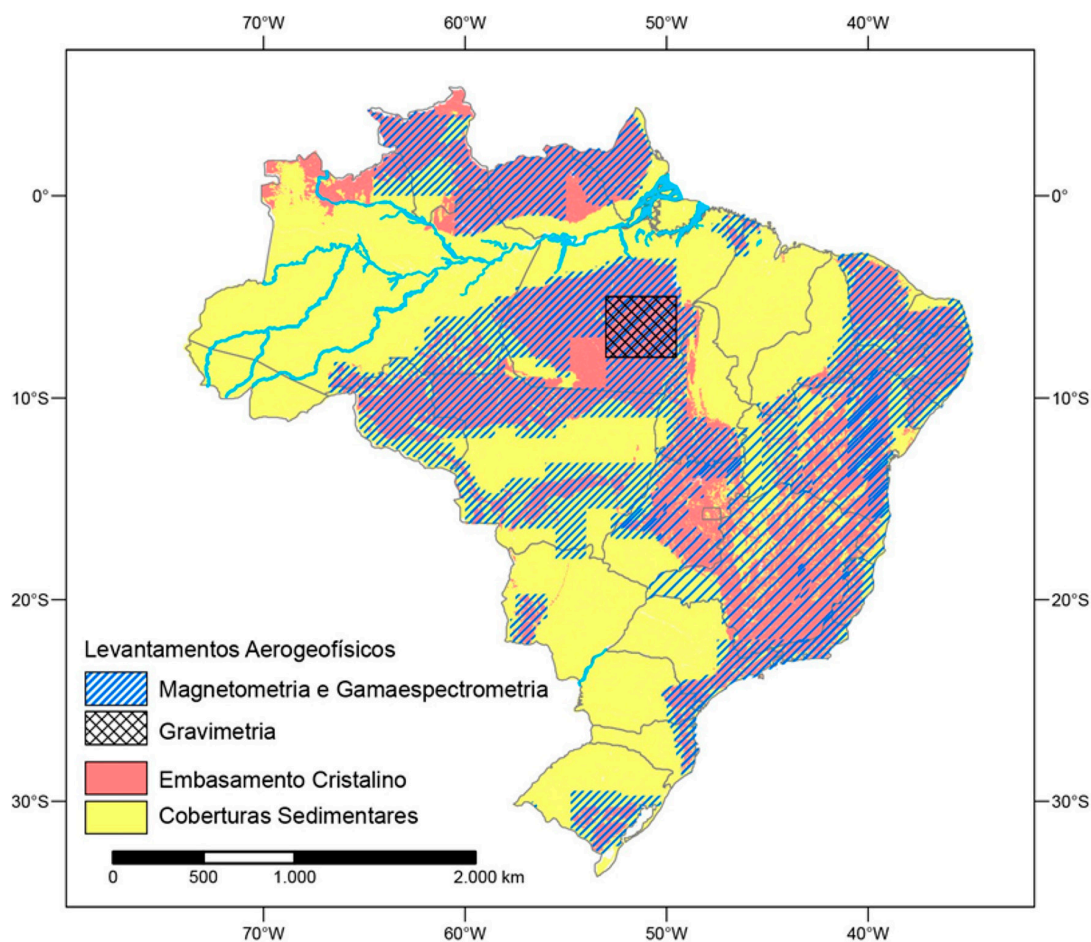


Figura 2 - Levantamentos aerogeofísicos adquiridos entre 2004 e 2014.

INVESTIMENTOS EM LEVANTAMENTOS AEROGEOFÍSICOS A PARTIR DE 2004

Os investimentos em levantamentos aerogeofísicos foram crescentes a partir de 2004, e atingiram o seu ápice entre os anos de 2008 e 2013. A Tabela 1 e o Gráfico 1 apresentam a evolução dos investimentos em aerogeofísica entre 2004 e 2014.

CESSÃO GRATUITA DOS DADOS AEROGEOFÍSICOS AO PÚBLICO EM GERAL

Até 2017 os dados aerogeofísicos adquiridos pela CPRM eram vendidos para empresas privadas, ou cedidos à universidades e instituições de pesquisa seis meses após a realização dos projetos aerogeofísicos e disponibilização dos dados. Quando vendidos para empresas privadas, os valores cobrados não eram compatíveis com os custos da aquisição e valor real dos dados, e eram decrescentes. Por exemplo, o custo do quilômetro voado oscilava entre R\$ 40,00 e R\$ 50,00, e os dados eram vendidos por R\$ 2,00, R\$ 1,00 e R\$ 0,50 por quilômetro, do primeiro ao terceiro ano após a disponibilização dos dados, respectivamente.

Tabela 1 - Valores investidos em aerolevantamento pela CPRM entre os anos de 2004 e 2014. Valores em reais e dólares (referente à cotação média do ano do aerolevantamento).

Ano	Investimento R\$ (em milhões)	Investimento US\$ (em milhões)
2004	10,226	3,494
2005	38,931	15,989
2006	22,260	10,219
2007	15,343	7,876
2008	51,405	28,015
2009	40,649	20,350
2010	57,359	32,584
2011	39,007	23,287
2012	21,418	10,958
2013	62,985	29,191
2014	15,052	5,971
Total	374,635	187,934

Os recursos arrecadados com a venda dos dados aerogeofísicos retornavam ao Tesouro Nacional, de modo que nenhum recurso arrecadado com a venda permanecia na CPRM.

Embora os valores cobrados pela CPRM fossem muito abaixo dos custos de aquisição, estes eram considerados elevados por empresas de pequeno porte e juniors. Desta forma, a partir de maior de 2017 optou-se pela cessão

ampla e gratuita dos dados a todos os usuários, como forma de estimular investimentos do setor mineral. Os dados aerogeofísicos em formato XYZ e imagens aerogeofísicas georreferenciadas são acessados através do banco de dados corporativo da empresa, o GeoSGB (geosgb.cprm.gov.br/geofisica). O volume de dados baixados por tipo de acesso está apresentado no Gráfico 2.

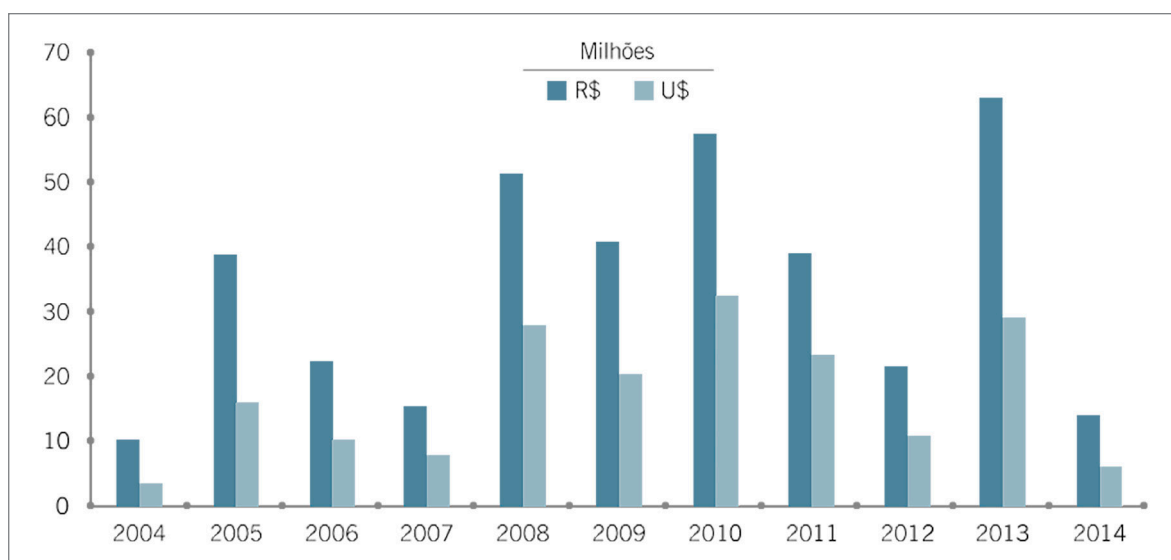


Gráfico 1 - Valores investidos na aquisição de dados aerogeofísicos entre 2004 e 2014.

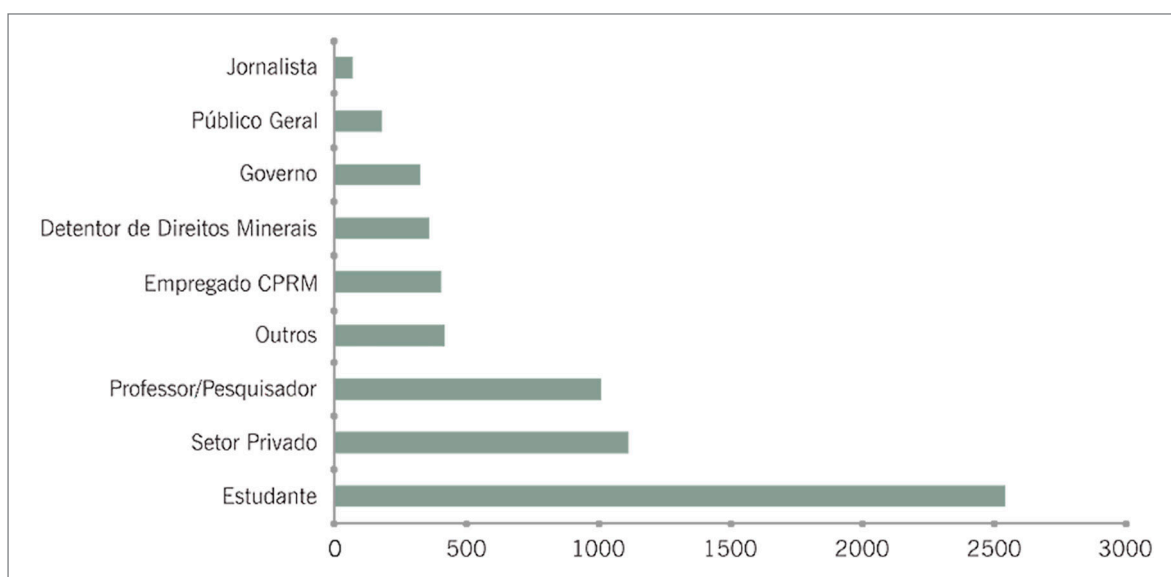


Gráfico 2 - Volume de dados (em Gb) de projetos aerogeofísicos acessados de forma gratuita entre maio de 2017 a setembro de 2019.

CARACTERIZAÇÃO DO ESTADO DO TOCANTINS

CONTEXTO GEOGRÁFICO

O estado do Tocantins está localizado na Região Norte do Brasil (Figura 3), com uma área de aproximadamente 277.423,630 km² (3,3% do Território Nacional), e abrange 139 municípios com uma população estimada em 1.590.248 habitantes (TOCANTINS, 2019; TOCANTINS, 2012). De acordo com o trabalho de Roldão e Ferreira (2019) e as informações sintetizadas no relatório final da elaboração do Plano Estadual de Recursos do Tocantins (TOCANTINS, 2011) e do Atlas do Tocantins (TOCANTINS, 2012) e, considerando ainda o sistema de classificação

climática de Koppen e Thornthwait, o clima é o subúmido (C2wA'a'') com moderada a pequena deficiência hídrica, predominante nas porções norte, centro - oeste, centro - sul e sudeste do estado. No extremo norte e SW predomina o clima úmido (B1wA'a'a) com moderada deficiência hídrica no inverno. A temperatura anual média no estado do Tocantins é de 24,9°C (ROLDÃO; FERREIRA, 2019). Na região central a temperatura anual média é mais elevada (~27°C). Nas demais regiões, a temperatura média é de 26°C (TOCANTINS, 2012). As maiores temperaturas ocorrem nos meses de agosto, setembro e outubro e os menores ocorrem nos meses de janeiro, fevereiro e março.

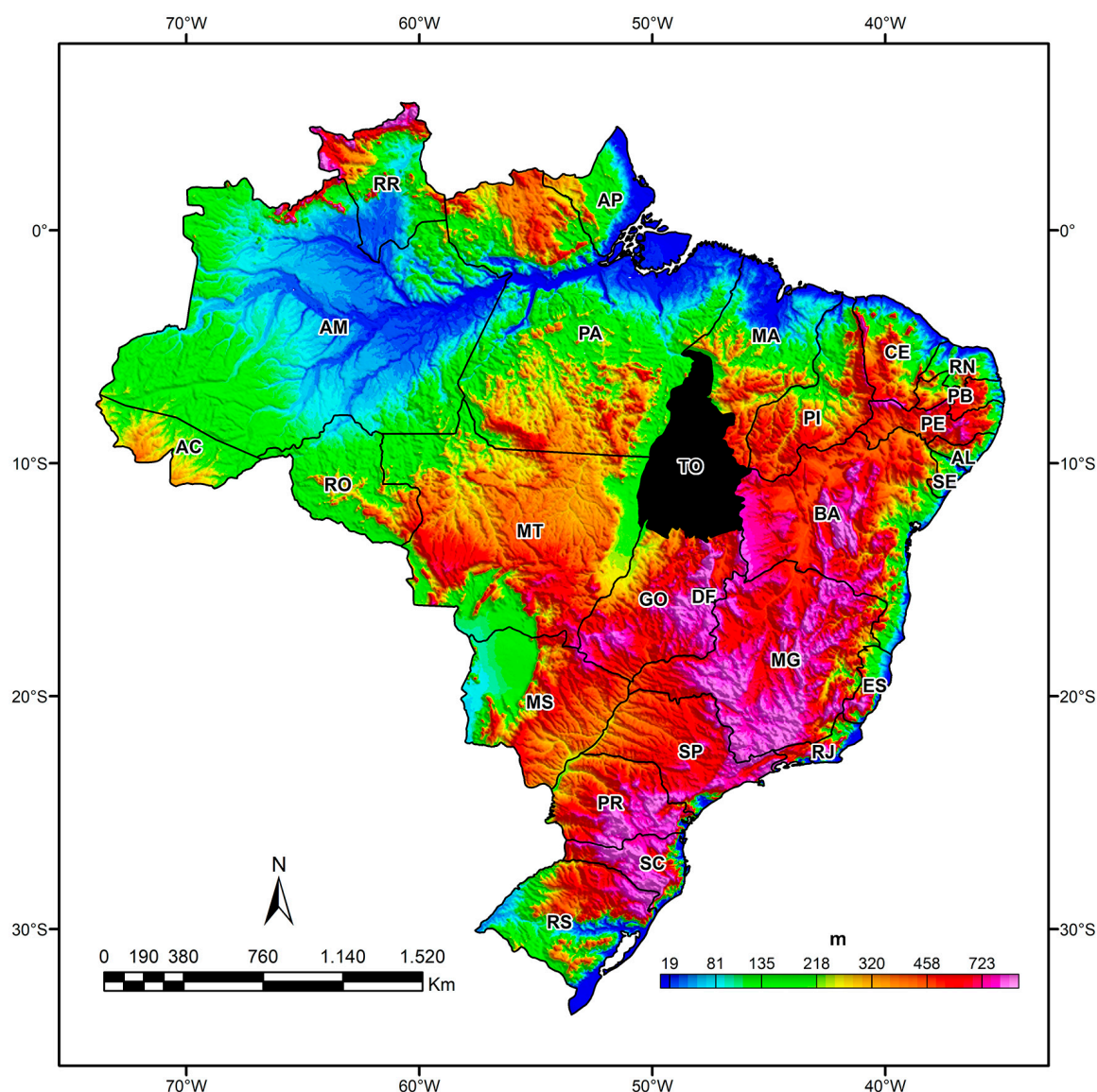


Figura 3 - Localização geográfica do estado do Tocantins. Dados topográficos do *GLOBE DEM* do projeto *Global Land One-kilometer Base Elevation (GLOBE)* (HASTINGS; DUNBAR, 1999).

O aumento na temperatura do ar observado no segundo semestre coincide com o final do período de seca. Este período é caracterizado essencialmente por escassez (precipitação média de 243,9 mm) de chuvas durante os meses de maio a outubro. O contrário ocorre durante meses de menor temperatura, isto é, estes coincidem com o período úmido que, por sua vez, é caracterizado por abundância de chuvas durante os meses de novembro a abril (ROLDÃO; FERREIRA, 2019). A distribuição espacial da precipitação revela um aumento gradativo da precipitação em direção a norte-noroeste; enquanto que, as médias pluviométricas anuais nas regiões sul e sudeste são menores, apresentando valores em torno de 1.300 mm por ano, as regiões norte e centro são caracterizados por médias pluviométricas anuais entre 1.500 - 1.800 mm por ano. As maiores médias pluviométricas do estado do Tocantins (cerca de 2.000 mm por ano) são registradas na região do Rio Araguaia (ROLDÃO; FERREIRA, 2019; TOCANTINS, 2011).

O regime pluviométrico contribui para abastecer a Bacia Hidrográfica Araguaia-Tocantins. No estado do Tocantins, esta bacia é representada pelo sistema hídrico Araguaia, a oeste, e pelo sistema hídrico Tocantins Alto, a leste (MINISTÉRIO DO MEIO AMBIENTE, 2006). O sistema hídrico Tocantins Alto equivale a 62% da superfície do estado e o restante equivale ao sistema hídrico Araguaia. O primeiro sistema hídrico é formado por quatorze sub-bacias (áreas drenadas pelos rios Tocantins, Santa Teresa, Paranã, Palma, Manuel Alves da Natividade, São Valério, Crixás, das Balsas, Sono, Perdida, Manuel Alves Grande, Manuel Alves Pequeno e ribeirão dos Mangues) e o segundo é formado por dezesseis sub-bacias (terras drenadas pelos rios Araguaia, Riozinho, Javaés, Formoso, Pium, do Coco, Caiapó, Lajeado, Bananal, Barreiras, das Cunhas, Jenipapo, Muricizal, Lontra, Piranhas e pelo ribeirão Corda) (TOCANTINS, 2011).

Segundo o Atlas do Tocantins (TOCANTINS, 2012), a maior parte do estado do Tocantins está situado em cotas topográficas inferiores a 400 m e declividade inferior a 10% (Figura 4). As menores cotas topográficas estão localizadas nas planícies dos rios Araguaia e Tocantins e as maiores estão localizadas na porção centro - leste, SE e sul do estado, principalmente nas regiões de divisas com os estados da Bahia e Goiás. As principais formas de relevo são associadas ao ambiente geológico que, por sua vez, pode ser dividido basicamente em quatro domínios: embasamento em estilo complexo, faixa de dobramentos e cobertura metassedimentares, bacia sedimentares e coberturas inconsolidadas (TOCANTINS, 2012).

O domínio do embasamento em estilos complexos corresponde a 18,4% do território e está localizado na porção centro - sul do estado. Nesta região, as declividades são inferiores a 5% e as cotas topográficas são inferiores

a 400 m. A principal forma de relevo neste domínio é a Depressão do Alto Tocantins, mas outras formas erosivas, como inselbergs, também estão presentes. O Domínio Faixa de dobramentos e coberturas metassedimentares é bem representado por uma faixa de direção norte - sul na porção ocidental do estado que corresponde a 24,8% do território. Neste domínio, as principais formas de relevo são erosivas e de dissecação dentre as quais destacam-se: Patamares do Araguaia, Planalto do Alto Tocantins, Serra da Natividade e Depressões do Baixo - Médio Araguaia e de Cristalândia (Figura 4). As cotas topográficas variam entre 400 m e 600 m, podendo atingir cerca de 800 m na Serra de Natividade e até 1.000 m na região do Planalto do Alto Tocantins. Nessas áreas, a declividade atinge valores superiores a 45% e nas demais regiões a declividade varia entre 10% e 30%. O domínio das bacias sedimentares e coberturas inconsolidadas abrange toda a porção centro - leste e corresponde por quase a metade (43,9%) da área do estado. Este domínio é caracterizado por apresentar superfícies tabulares e patamares, como os Patamares das Mangabeiras e do Interflúvio Tocantins - Araguaia e Chapadões do Alto do Parnaíba e Ocidental Baiano (Figura 4). Na porção centro - leste e SE (Depressão do Médio Tocantins), as cotas topográficas são inferiores a 400 m e a declividade são inferiores a 10%. Contudo, na região dos Chapadões do Alto do Parnaíba e Ocidental Baiano as cotas topográficas e declividades podem atingir valores superiores a 600 m e 45%, respectivamente. Por fim, o restante do terreno do estado do Tocantins (12,9%) corresponde ao domínio de depósitos sedimentares inconsolidados das planícies fluviais do Rio Araguaia. Estas planícies são caracterizadas por cotas topográficas e declividades inferiores a 200 m e 5%, respectivamente.

Além das formas de relevo citadas anteriormente, são reconhecidos oito tipos de solos no território do estado do Tocantins (TOCANTINS, 2012). Os Latossolos ocorrem na região sul, centro - sul, norte e nordeste. No Norte também ocorrem Cambiosolos e Litossolos com ambos se estendendo para a região centro - oeste que, por sua vez, também é coberta por solos Concrecionários. Solos Podzólicos e Plintossolos predominam no extremo NW e SE do estado e na na porção SW, respectivamente. Solos Hidromórficos relacionados à planície de inundação do Rio Araguaia também ocorrem na porção SW do estado e as areias quartzosas são mais pronunciadas no extremo NE. Quase a totalidade da vegetação (85%) do estado do Tocantins é representada pelo cerrado. Contudo, florestas estacionais decíduas e ombrófilas abertas ocorrem no extremo norte e no centro - norte do estado, respectivamente. Florestas ombrófilas densas ocupam a porção NW, enquanto que florestas estacionais semi - decíduas estão presentes tanto no oeste quanto no SE do estado (HAIDAR; DIAS; FELFILI, 2013).

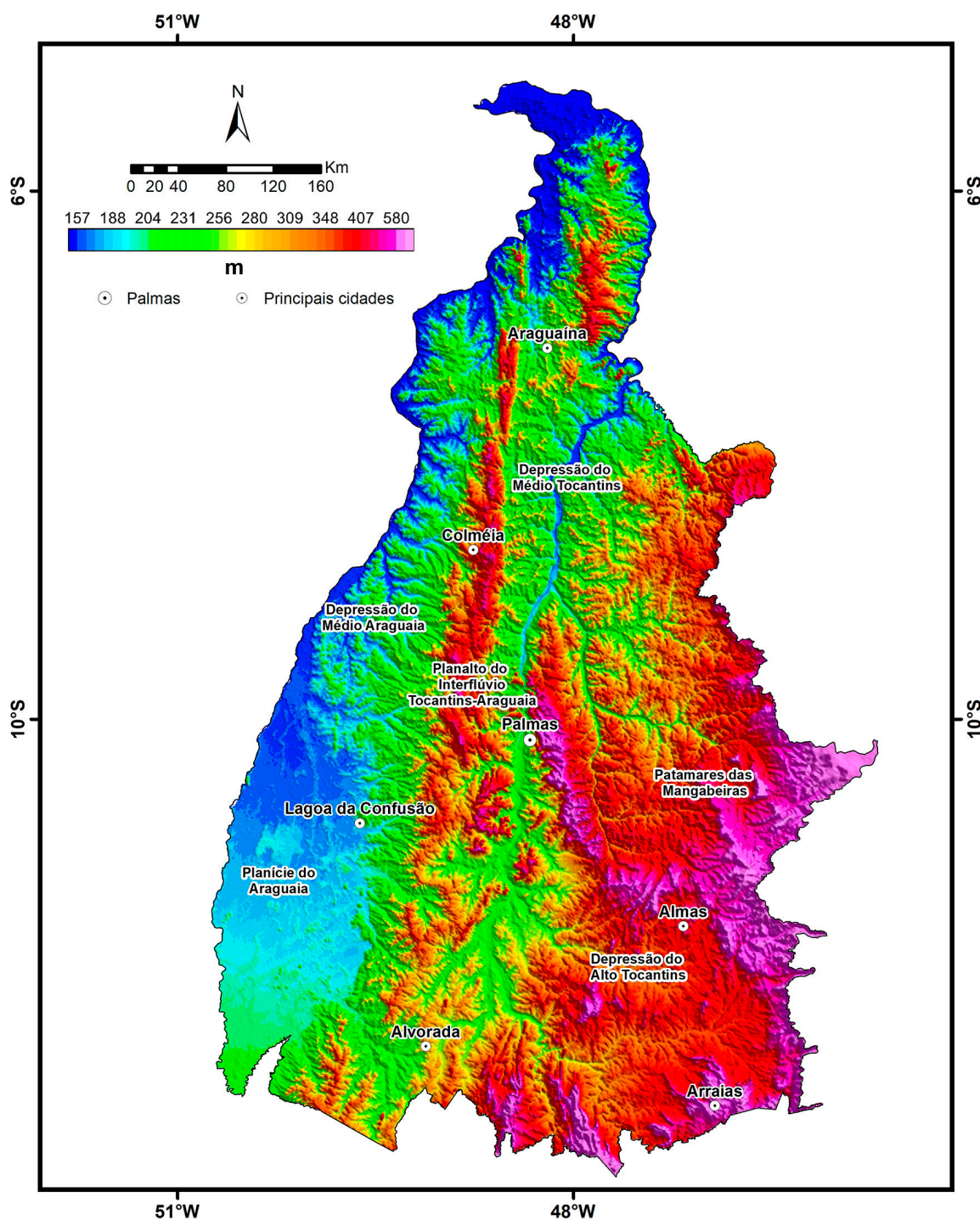


Figura 4 - Topografia do estado do Tocantins (SRTM - Shuttle Radar Topography Mission - NASA) com indicação dos principais domínios geomorfológicos.

CONTEXTO GEOLÓGICO E DE RECURSOS MINERAIS

A porção do estado do Tocantins que não está coberta por sedimentos consolidados e inconsolidados é formada por rochas que compõem a Província Estrutural Tocantins (ALMEIDA *et al.*, 1981). A Província Estrutural Tocantins consiste em um sistema orogênico neoproterozoico,

resultado da convergência entre os crátons Amazônico (a oeste) e São Francisco - Congo (a leste), além de blocos e/ou fragmentos cratônicos menores (Blocos Parnaíba, Paranapanema e Maciço de Goiás), durante a consolidação do paleocontinente Gondwana Ocidental (ALMEIDA *et al.*, 1981; DELGADO *et al.*, 2003a; MANTOVANI; BRITO NEVES, 2009; PIMENTEL; FUCK, 1992; SOARES *et al.*, 2018).

A compartimentação geotectônica do estado do Tocantins foi adotada com base nas propostas de Pimentel, Fuck e Gioia (2000), Pimentel, Jost e Fuck (2004) e Frasca (2015), e pode ser definida em: Domos TTG Arqueano-Paleoproterozoicos, Embasamento da Província Estrutural Tocantins: Orógeno Araguaia e a porção setentrional do Orógeno Brasília; Bacias *Rift* paleoproterozoicas (Araí, Serra da Mesa e Natividade); Remanescentes de crosta oceânica mesoproterozoicas (Complexo Palmeirópolis); Bacias

neoproterozoicas de margem passiva (Grupo Paranoá) e plataformais do Cráton São Francisco (Grupo Bambuí); Bacias intracratônicas fanerozoicas do Parnaíba e São Franciscana (Grupo Urucuia), além do graben de Água Bonita e da bacia sedimentar do Bananal (Figura 5).

O cinturão orogênico Araguaia abrange a maior parte do embasamento geológico do estado do Tocantins. Ocorre desde o extremo norte do estado na região de Xambioá, até a região de São Miguel do Araguaia, no noroeste de Goiás.

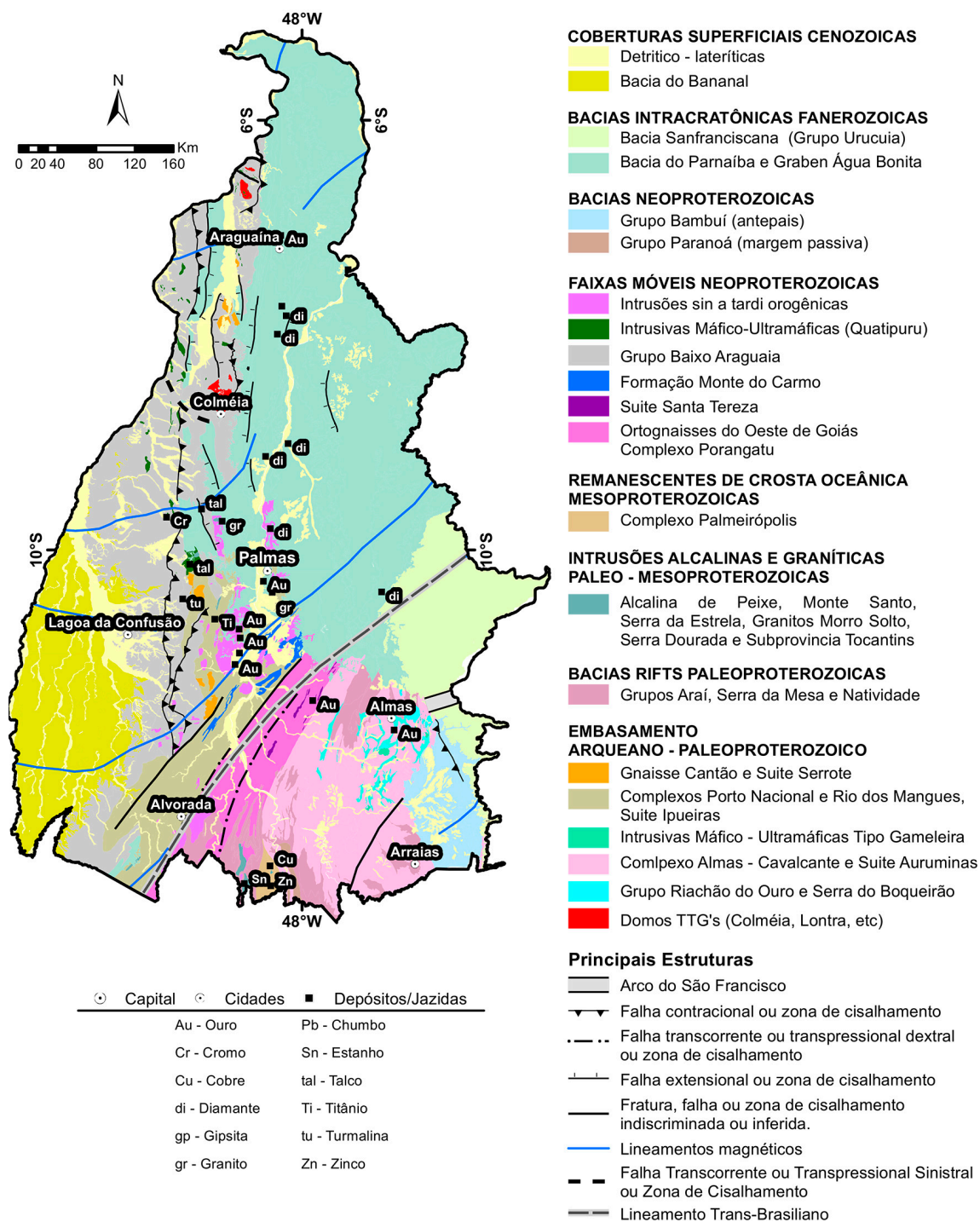


Figura 5 - Geologia simplificada do estado do Tocantins, com localização das principais jazidas/dépósitos minerais.

Possui direção preferencial N-S, com mais de 1.000 km de comprimento e 150 km de largura, aproximadamente. Este é limitado e sobrepõe-se a oeste às rochas arqueanas-paleoproterozoicas do Cráton Amazônico. A norte e a leste é recoberto pelas rochas sedimentares fanerozoicas da Bacia do Parnaíba, e a sul e sudeste mostram relação tectônica com as rochas do embasamento paleoproterozoico.

Na porção norte do Orógeno Araguaia, individualizam-se pequenas porções do embasamento constituídas por terrenos TTG's, de idade meso-a neoarqueana (2,86 - 2,78 Ga/ U - Pb em cristais de zircão) (MOURA; GAUDETTE, 1999; DIAS *et al.*, 2017), conhecidos como domos: Colméia, Lontra, Grota Rica e Cocalândia. Ao norte do domo de Colméia ocorre o domo Granito-Gnáissico de Cantão, de idade paleoproterozoica (1,86 Ga/ U - Pb em cristais de zircão) (MOURA; GAUDETTE, 1999; DIAS *et al.*, 2017). Estes domos são interpretados como a porção do embasamento da Faixa Araguaia, correlacionável com as rochas do SW do Cráton Amazônico (MOURA; GAUDETTE, 1999).

O embasamento paleoproterozoico na porção sul da Faixa Araguaia é formado pelos complexos Porto Nacional e Rio dos Mangues, pela Suíte Plutono-Vulcânica Ipueiras e a Suíte Serrote, bem como pela intrusão gabro-anortosítica Carreira Comprida. Os orto- e paragranelitos do Complexo Porto Nacional formam uma faixa com orientação NE-SW e com formato de megasigmoides, associados às zonas de cisalhamentos transpressionais do Lineamento Transbrasiliiano (RIBEIRO; ALVES, 2017). Essas rochas exibem idade de cristalização dos protólitos magmáticos de 2,12 a 2,17 Ga e 2,10 Ga para o metamorfismo granulítico (RIBEIRO; ALVES, 2017; GORAYEB; MOURA; BARROS, 2000).

No limite meridional do Orógeno Araguaia aflora um conjunto de ortognaisses tonalíticos e granodioríticos, rochas calcissilicáticas e metapsamíticas, agrupadas no Complexo Rio dos Mangues por Costa *et al.* (1983), com idades de cristalização entre 2,2 e 2,00 Ga e de metamorfismo de 530 Ma (MOURA; SOUZA, 1996; ARCANJO; MOURA, 2000; ARCANJO, 2002; ARCANJO; ABREU; MOURA, 2013; RIBEIRO; ALVES, 2017). Possivelmente, representam rochas geradas em ambiente de arco magmático acrescionário (FRASCA; ARAÚJO, 2010; FRASCA *et al.*, 2010).

A Suíte Intrusiva Ipueiras engloba sete corpos graníticos e rochas vulcânicas ácidas cogenéticas, expostos numa faixa NE-SO tectonizadas pelo Lineamento Transbrasiliiano, nos arredores da cidade homônima (CUNHA *et al.*, 1981). Esta suíte é relacionada à granitogênese de natureza tardi a pós-orogênica do final do ciclo Transamazônico, com idades entre 2,045 a 2,086 Ga (CUNHA *et al.*, 1981; SACHETT; LAFON; FUCK, 2002; CHAVES; GORAYEB; MOURA, 2008; SABÓIA; DARDENNE; JUNQUERA-BROD, 2010; RIBEIRO; ALVES, 2017).

O batólito granítico denominado Suíte Serrote, com formato elíptico e eixo maior NNE-SSW, foi considerado

por Costa (1985) como o corpo principal na serra que lhe empresta o nome. As rochas da Suíte Serrote são intrusivas nos gnaisses do Complexo Rio dos Mangues e são "cortadas" por diques de rochas máficas. Em assinaturas geofísicas (gamaespectrométricas e magnetométricas), evidenciam anomalias geofísicas moderadas a altas no canal de potássio e no gradiente total, respectivamente. Estudos geocronológicos realizados por Moura *et al.* (2003) forneceram idade Pb-Pb em zircão de 1851 ± 20 Ma, enquanto Ribeiro e Alves (2017) obtiveram idades U-Pb de ca. 2070 Ma. Idades modelos Sm-Nd mostram dois conjuntos de idade: o primeiro que varia entre 2,43 Ga. e 2,5 Ga, e o segundo de 2,63 Ga a 2,58 Ga.

Na Faixa Araguaia, as rochas alcalinas da Suíte Monte Santo - Serra da Estrela, de idade de ca. 1,0 Ga, estão associadas ao início da fragmentação do supercontinente Rodínia (LINDENMAYER; LINDENMAYER, 1971; ARCANJO; ABREU; MOURA, 2001). Este episódio deflagrou a formação do "Rift Araguaia", e a subsequente deposição de sedimentos na bacia precursora do Grupo Baixo Araguaia (ARCANJO; MOURA, 2000; ARCANJO, 2002). A elevada concentração dessas rochas nos três radioelementos que formam a imagem da composição ternária RGB (k, eTh, eU) marca claramente essa unidade.

Os corpos ofiolíticos agrupados sob o epíteto Complexo Quatipuru representam o estágio proto-oceânico da extensão do Paleocontinente Amazônico, ocorrida em ca. 757 ± 49 Ma, na Faixa Araguaia (PAIXÃO *et al.*, 2008). Posteriormente, esses corpos ultrabásicos serpentinizados foram obductados, durante a aglutinação do Gondwana oeste, marcando a zona de sutura do Orógeno Araguaia. Ribeiro e Alves (2017) incluem as rochas do Grupo Rio do Coco no Complexo Quatipuru.

A principal unidade litoestratigráfica do Orógeno Araguaia é o Grupo Baixo Araguaia, composto da base para o topo das formações Morro do Campo, Xambioá, Canto da Vazante, Pequizeiro e Couto Magalhães (HASUI *et al.*, 1977; ABREU, 1979; COSTA, 1980; GORAYEB, 1981; SOUZA; MORETON, 1995). As rochas das formações Morro do Campo, Xambioá e Canto da Vazante restringem-se à zona interna do cinturão e exibem metamorfismo em grau xisto verde a anfibolito, enquanto as rochas das formações Pequizeiro e Couto Magalhães limitam-se à zona externa e exibem metamorfismo de mais baixo grau, de anquimetamórfico a xisto verde baixo. Esse gradiente metamórfico acompanha a vergência tectônica do orógeno em direção ao Cráton Amazônico. À exceção dos quartzitos da Formação Morro do Campo, as demais formações são constituídas por rochas pelíticas metamorfizadas em diferentes graus metamórficos (GORAYEB, 1981). Abreu *et al.* (1994) admitem contribuição vulcânica na Formação Pequizeiro. Tal semelhança observa-se na assinatura geofísica dessas rochas nas imagens gamaespectrométricas, com altos valores

de potássio (K) na imagem da composição ternária RGB (K, eTh, eU), com destaque aos tons avermelhados para as rochas das formações Xambioá e Canto da Vazante.

Alojadas nas rochas metassedimentares de mais alto grau do Grupo Baixo Araguaia, ocorrem *stocks* e apófises graníticas, notadamente os granitos Santa Luzia, Barrolândia, Presidente Kennedy e Ramal do Lontra (GORAYEB *et al.*, 2021). Gorayeb *et al.* (2021) obtiveram idades de ca. 550 Ma para esses corpos.

Frasca e Lima (2005) agruparam os granodioritos e tonalitos expostos próximos à cidade de Aliança do Tocantins na Suíte Aliança do Tocantins. Esses autores obtiveram idade de 593 ± 59 Ma (U-Pb SHIRIMP em zircão), considerando-os como pertencente idade de cristalização *Sin a Tardi*-Orogênica. Associado a esta suíte, ocorre o tonalito Serra do Tapuio, de grande extensão, limitado a leste por falhas e zonas de cisalhamentos transcorrentes com a Formação Monte do Carmo, com a Suíte Matança e a intrusão acamadada Rio Crixás, e a oeste, com o Complexo Rio dos Mangues. Apófises e *stocks* graníticos intrudem os tonalitos Aliança e foram denominadas Granito Córrego das Lages, com sua área tipo no córrego que lhe empresta o nome. Trata-se de uma porção mais diferenciada, possivelmente cogenética com esses tonalitos (FRASCA *et al.*, 2010).

Nas cercanias de Tocantínea e Cachoeira do Lajeado, até próximo a Porto Nacional, bem como ao longo do rio São José, e de seu afluente São José Pequeno, afloram corpos graníticos, localmente com hiperstênio, que foram agrupados na Suíte Lajeado (granitos Aroeira, Lajeado, Matança, Palmas e São José Pequeno) (RIBEIRO; ALVES, 2017). Essas rochas intrudem os granulitos do Complexo Porto Nacional e estão cobertos pelas rochas sedimentares da Bacia do Parnaíba. Esse conjunto exhibe idades semelhantes às idades de gabros e anortositos da Suíte Gabro-Anortosítica Rio Crixás, com ca. 550 - 530 Ma, para compor uma associação AMCG (Anortosito-Mangerito-Charnockito-Granito), o que corrobora seu caráter anorogênico (RIBEIRO; ALVES, 2017). Essa tipologia é bem discriminada pelos altos valores no canal de K, e por grandes amplitudes magnéticas.

Na porção oeste do Orógeno Araguaia, nos produtos magnetométricos do gradiente total e da primeira derivada vertical são observados diversos lineamentos magnéticos com centenas de quilômetros e direção norte-sul, com alta amplitude e relevo magnético bastante movimentado. Estas feições representam enxame de diques, os quais são intemperizados e formam latossolos marrom-avermelhados, espessos e com muita magnetita. Quando isotrópicos foram descritos como gabro, gabro-norito e gabro-dioritos. Alguns desses diques foram datados em 780, 545 e 200 Ma, por Hasui *et al.* (1980) e Figueiredo e Souza (1994). Esses dados apontam que existem ao menos três gerações de diques: a idade mais antiga

de 780 Ma pode estar associada ao enxame de diques do aparelho ofiolítico do Complexo Quatipuru; a de 545 Ma pode estar associada à fase final de estruturação do orógeno Araguaia; enquanto que, a idade mais jovem de 200 Ma poderia corresponder a diques gerados nas fases iniciais da abertura do Oceano Atlântico.

O Orógeno Brasília abrange parcialmente a área sul do estado do Tocantins e caracteriza-se por cinturão de dobras, empurrões e imbricamentos com vergência para o Cráton São Francisco (MARINI *et al.*, 1972; MARINI *et al.*, 1981, 1984; FUCK, 1994; DARDENNE, 2000). É constituído por rochas metassedimentares e metavulcanossedimentares oriundas de parte de margem passiva, e de parte de arco magmático, todas deformadas em um regime compressional progressivo, que culminou em evento colisional e na formação do supercontinente Gondwana, durante a colagem Brasileira. Segundo Fuck (1994) e Valeriano *et al.* (2004), o Orógeno Brasília pode ser dividido em dois ramos de orientações distintas e estilos metamórfico-deformacionais contrastantes, separados pela sintaxe dos Pirineus: a porção setentrional, de orientação NE e a porção meridional, de orientação NW. Na porção norte do orógeno e no estado do Tocantins distinguem-se de forma parcial três domínios:

- a) Parte da Zona Externa, com áreas restritas de exposições do seu embasamento granito-gnáissico (Bloco Natividade-Cavalcante);
- b) Maciço de Goiás;
- c) Continuidade do Arco Magmaico de Goiás.

O Bloco Natividade-Cavalcante é um núcleo paleoproterozoico que representa uma extensão do Palecontinente São Francisco, envolvido e deformado na orogenia Brasileira (FUCK *et al.*, 2014). Esta unidade geotectônica compreende o embasamento síalico paleoproterozoico composto por terrenos granito-gnáissicos, e sequências metavulcanossedimentares (DARDENNE, 2000; PIMENTEL *et al.*, 2004; FUCK *et al.*, 2014). O bloco é caracterizado pelos terrenos greenstone belts denominados Grupo Riachão do Ouro, que ocorrem na região de Almas-Dianópolis (COSTA, 1985; CRUZ; KUYUMJIAN, 1998), pelos terrenos granítico-gnáissicos do Complexo Almas-Cavalcante, terrenos TTG's da Suíte Serra do Boqueirão, e ainda pelas rochas graníticas deformadas pertencentes à Suíte Aurumina, além de coberturas metassedimentares do Grupo Araí e Natividade (FRASCA *et al.*, 2010; ABDALLAH; MENEGHINI, 2017; FRASCA *et al.*, 2018).

O Grupo Riachão do Ouro é composto pelas rochas metavulcânicas máficas e ultramáficas na porção basal, Formação Córrego Paiol, e pelos quartzitos, metaconglomerados e metavulcânicas félsicas da Formação Morro do Carneiro no topo (COSTA, 1985). Cruz (1993), Cruz e Kuyumjian (1998), Kuyumjian e Araújo Filho (2005) e Kuyumjian *et al.* (2012) associaram esse conjunto de litótipos a faixas ramificadas

em “Y”, e inseridas no Terreno Granito-*Greenstone* do Tocantins, com metamorfismo xisto-verde a anfíbolito. Essas rochas foram intrudidas por granitoides de idade entre 2,45 e 2,2 Ga (CRUZ, 2001), o que estabelece a idade mínima de geração das metavulcânicas da Formação Córrego Paiol. Dardenne e Schobbenhaus (2001) obtiveram idade U/Pb em zircão (SHRIMP) de 2,2 Ga de rocha vulcânica félsica.

No Tocantins, o Complexo Almas-Cavalcante engloba os terrenos granito-gnáissicos cálcio-alcálicos paleoproterozoicos da porção sudeste do Tocantins em Almas-Conceição e nas cercanias de Arraias-Natividade, de idade entre 2,4 Ga e 2,2 Ga (CORREIA FILHO; SÁ, 1980; COSTA *et al.*, 1984; CRUZ, 1993; CRUZ; KUYUMJIAN, 1998; FUCK *et al.*, 2001; DELGADO *et al.*, 2003b; SABÓIA; MENEGUINI, 2019). Sabóia e Meneguini (2019) individualizaram os complexos Rio do Peixe, Dianópolis, Porto Alegre, Córrego São Ludovico, Almas, Ribeirão Gameleira, Córrego Canoa, e suítes Serra do Boqueirão e Peraluminosa, dentro do contexto do Complexo Almas-Dianópolis. Esses gnaiesses mantêm relações de intrusão e tectônica com o Grupo Água Suja, são intrudidos pelos granitos da Suíte Aurumina, por enxame de *stocks* graníticos e pegmatíticos neoproterozoicos da Suíte Mata Azul, e mantêm relação de discordância com as rochas metassedimentares do Grupo Araí. Observam-se, além disto, relações de contato deste complexo com o Arco Magmático de Goiás, por meio de zonas de cisalhamento transcorrentes dextrais de alto ângulo do sistema Lineamento Transbrasiliiano.

Os principais litótipos desta unidade representam terreno tipo Tonalitos-Trodjhemitos-Granodioritos (TTG), conforme exposto por Cruz e Kuyumjian (1998). Formam conjuntos metaplutônicos sigmoidais contornados pelas associações vulcanossedimentares do Grupo Riachão do Ouro, os quais conferem à área padrões de redobramentos dos tipos 1 (domos e bacias) e 2 (bumerangues). Geralmente apresentam fisiografia arrasada, com baixa resposta em produtos gamaespectrométricos e magnetométricos.

As rochas máficas e ultramáficas encaixadas em granitoides diatexíticos e metatexíticos, associadas ao Complexo Almas-Cavalcante nas cercanias de Dianópolis foram agrupadas no Complexo Barra do Gameleira (CORREIA FILHO; SÁ, 1980; DANNI; TEIXEIRA, 1981). São compostas por ígneos em gabros, gabro-noritos e noritos isotropos e acamadados. Estão em contato intrusivo e por meio de zonas de cisalhamento com granitoides e gnaiesses do Complexo Almas-Cavalcante, e localmente com supracrustais da Formação Morro do Carneiro do Grupo Riachão do Ouro.

A Suíte Aurumina é constituída por uma série de batólitos e *stocks* de composição granítica a tonalítica, de idade riaciana e composição peraluminosa, sin a pós-colisionais, e oriundas de processos de hibridização de fonte máfica e

metassedimentar (BOTELHO, 1992; JIMENEZ, 2017). Esta suíte é intrusiva nas rochas metassedimentares da Formação Ticunzal, com a presença de aglomerados ou nódulos de grafita, está em contato pela falha do Rio Maranhão e por falhas associadas ao Lineamento Transbrasiliiano com as rochas do Maciço de Goiás e encontram-se sotopostas por discordância e por falhas de empurrão pelas rochas do Grupo Araí, além de ser intrudidas por granitos e pegmatitos de idade brasileira. Idades U-Pb em zircão indicam idade de cristalização entre 2,12 a 2,2 Ga (PEREIRA, 2001; BOTELHO; BARBOSA; CORDEIRO, 2006; FRASCA, 2015; JIMENEZ, 2017). Esta unidade é bem destacada na composição ternária RGB, com altos valores dos radioelementos K, eTh e eU, onde há predominância de cores esbranquiçadas ou, dependendo da faciologia, pelo alto valor no canal de K e pelo baixo gradiente magnético como observado no gradiente total da anomalia magnetométrica. Em alusão ao seu próprio nome, hospedam importantes mineralizações principalmente de ouro, além de platinoides, estanho e tantalita.

O domínio do embasamento na região sudeste do estado do Tocantins também é composto por unidades geotectônicas representativas de ambientes distensivos. Esses ambientes são constituídos pelas unidades geotectônicas Bacias *Rifts* Paleoproterozoica e remanescentes de crosta oceânica Mesoproterozoica. A primeira é composta por sequências metassedimentares e metavulcanossedimentares dos Grupos Araí, Serra da Mesa e Natividade. A segunda é representada por sequências metavulcanossedimentares do Complexo Palmeirópolis (MARTINS-FERREIRA *et al.*, 2018a, b; OLIVEIRA, 2000). Na porção sul do estado do Tocantins, os quartzitos da Serra da Mesa e as associações vulcanossedimentares do Complexo Palmeirópolis são intrudidas por rochas ígneas também de idade Mesoproterozoicas. Essas litologias são representadas por nefelina sienitos da Suíte Alcalina de Peixe, granitos do tipo Morro Solto, granitos e biotita granitos do tipo Serra Dourada, além dos granitos anorogênicos da Sub-Província Rio Tocantins (PIMENTEL; FUCK; BOTELHO, 1999; FRASCA *et al.*, 2018).

O Grupo Araí é composto por uma sequência metavulcanossedimentar com cerca de 1.100 m de espessura, de natureza clástica-pelítica, depositada em discordância erosiva e angular sobre o Bloco Natividade-Cavalcante, o Complexo Almas-Cavalcante e a Suíte Aurumina. São consideradas como equivalentes às rochas dos Grupos Araí, o Grupo Natividade e Serra da Mesa (BRAUN; BAPTISTA, 1978; DARDENNE; DANNI; FUCK, 1981). A bacia deposicional do Grupo Araí é relacionada a um ambiente do tipo *rift* intracontinental, que teve seu início por volta de 1,77 Ga (PIMENTEL *et al.*, 1991), com a deposição dos sedimentos da Formação Arraias e manifestações de vulcanismo félsico a máfico, além de intrusões graníticas

contemporâneas (MARINI; BOTELHO, 1986; BOTELHO; PIMENTEL, 1993). A Formação Traíras, topo do grupo, abrange rochas metapelíticas carbonáticas, calcixistos, filitos, clorita-xistos, quartzitos e localmente lentes de mármore e dolomitos, depositados em ambiente marinho raso.

O Grupo Natividade é correlacionável à porção superior do Grupo Araí e ao Grupo Serra da Mesa, no contexto da Tafrogênese Estateriana entre 1,8 Ga e 1,6 Ga (PORTELA *et al.*, 1976; MARINI *et al.*, 1984; PIMENTEL *et al.*, 1991; DARDENNE, 2000; BRITO NEVES, 2002; DELGADO *et al.*, 2003; SABÓIA; DARDENNE; JUNQUEIRA-BROD, 2007; MARQUES, 2009). O ambiente deposicional destas rochas é de plataforma marinha mista sílico-carbonática, com aporte de sedimentação de leques aluviais subaquosos, com mecanismos de sedimentação relacionados fluxos gravitacionais. A idade mínima para deposição desta unidade é de 1.779 ± 6 Ma (SILVA *et al.*, 2005). As rochas do Grupo Natividade sobrepõem-se por discordância erosiva ao embasamento de rochas granito-gnáissicas do Complexo Almas-Cavalcante e da Suíte Aurumina, e, também, das rochas metavulcanossedimentares dos Grupos Riachão do Ouro e Água Suja, e são recobertas por discordância erosiva pelas rochas da Bacia do Parnaíba. O predomínio de litologias psamíticas ocorre principalmente ao norte da cidade de Almas, em contato tectônico a leste com o Grupo Bambuí por zona de cisalhamento, e que geralmente apresentam uma assinatura gamaespectrométrica caracterizada por baixos valores dos três radioelementos (K, eTh e eU). A porção mais expressiva desta unidade é constituída essencialmente por rochas metapelíticas situadas na região de Natividade-Pindorama, com altas concentrações nos três radioelementos, e especialmente no canal do K, o que confere a fisiografia mais suave para a sequência.

O Grupo Serra da Mesa é caracterizado por um conjunto de rochas metassedimentares, constituídas de xistos e quartzitos com lentes de calcários e mármore (LEONARDOS, 1938; ERICHSEN; MIRANDA, 1939; OLIVEIRA; LEONARDOS, 1943; MARINI *et al.*, 1977; FUCK; MARINI, 1981). Ocorre na porção sudeste do Tocantins, depositadas em discordância erosiva e angular sobre o embasamento granito-gnássico do Complexo Almas-Cavalcante e da Formação Ticunzal (MARINI *et al.*, 1978). Está em contato por meio de zonas de cisalhamento transcorrentes com as rochas que representam os arcos de ilha neoproterozoicos de Goiás a oeste e com o Complexo Palmeirópolis a leste, por transpurrões e falhas transcorrentes. O Grupo Serra da Mesa representa uma sequência pós-*rift* marinha e transgressiva, depositada em ambiente plataformal raso entre 1,6 e 1,47 Ga (DARDENNE *et al.*, 1997, 1999; DARDENNE, 2000). A idade do Grupo Serra da Mesa é, ainda, controversa, mas sua colocação no Mesoproterozoico deve-se à intrusão neste das rochas da Suíte Alcalina de Peixe, com idade U-Pb em zircão de 1503 ± 5 Ma

(KITAJIMA, 2002), e de 1,47 Ga, Rossi, Andrade e Gaspar (1996), além de estar sotoposto por discordância com o granito Serra Dourada, com idade U-Pb de 1.574 Ma e 1.578 Ma, conforme Pimentel *et al.* (1991) e Rossi, Andrade e Cocherie (1992), respectivamente.

Na porção sul do estado do Tocantins, ocorre uma supersuíte de granitos anorogênicos paleo- a mesoproterozoicos, que fazem parte da Província Estanífera de Goiás, subdivididos em Subprovíncia Estanífera do Rio Paranã e Subprovíncia Estanífera do Rio Tocantins (MARINI; BOTELHO, 1986). Dados geoquímicos e geocronológicos indicam a existência de duas gerações de granitos, a primeira com idade de 1.770 Ma e a segunda em torno de 1.600 Ma (PIMENTEL *et al.*, 1991; BOTELHO *et al.*, 1993). Na Subprovíncia Rio Tocantins afloram apenas os granitos mais jovens, de formato ovalado, com relações intrusivas e tectônicas com as rochas encaixantes metassedimentares dos Grupos Serra da Mesa Serra e Araí. O corpo mais expressivo é o Granito Serra Dourada, que está circundado pelas rochas metassedimentares do Grupo Serra da Mesa (ROSSI; ANDRADE; COCHERIE, 1992). Destacam-se importantes mineralizações de Sn e ETR, além de ocorrências de berilo, água-marinha, crisoberilo e alexandrita.

Os sienitos e monzonitos do Corpo Alcalino de Peixe intrudem as rochas metassedimentares do Grupo Serra da Mesa na região de Jaú do Tocantins, a sul do município de Peixe, e constitui uma faixa de direção preferencial N-S, com 30 km de comprimento e 6,5 km de largura (BARBOSA *et al.*, 1969; LEMOS, 1983; KITAJIMA, 2002). O Corpo Alcalino de Peixe apresenta uma assinatura gamaespectrométrica bem distinguível por ser caracterizado por altíssimos teores principalmente de eU e eTh, no centro do corpo, e em suas bordas por altas concentrações nos três radioelementos (K, eTh, eU). Essas características mostram enriquecimento em elementos terras raras (ETR), além de importantes mineralizações em corpos pegmatíticos tardios com idade de 550 Ma, constituídos de zircão, coríndon, ilmenita, rutilo e turmalina (PROSPEC S.A., 1969; KITAJIMA, 2002). Idade Pb/Pb em zircão apresentada por Rossi, Andrade e Gaspar (1996) forneceu idade de 1470 ± 8 Ma, similar à idade U-Pb de 1.503 ± 5 Ma obtida em nefelina sienito por Kitajima (2002).

O Maciço de Goiás é um bloco continental, exótico e alóctone, de longa e complexa evolução crustal, que colidiu contra a margem ocidental sanfranciscana no neoproterozoico, durante os estágios finais da Orogenia Brasileira (JOST *et al.*, 2010, 2013). Na parte norte do Maciço de Goiás encontram-se sequências vulcanossedimentares bimodais, datadas em 1,3-1,25 Ga e em 0,79 Ga, com alto grau metamórfico e características geoquímicas anorogênicas, das quais apenas a Sequência de Palmeirópolis ocorre no Tocantins (PIMENTEL *et al.*, 2003; DELLA GIUSTINA *et al.*, 2009; FERREIRA FILHO *et al.*, 2010). As rochas de

maior representatividade do Maciço de Goiás, no extremo sul do Tocantins, são do Grupo Água Suja e da Formação Ticunzal. São compostas por xistos e filitos grafitosos, limitados por duas importantes descontinuidades estruturais e geofísicas (gravimétrica e magnetométrica): o Lineamento Transbrasileiro e a Falha do Rio Maranhão.

O Grupo Água Suja constitui uma associação de xistos, anfíbolitos, formações ferríferas e gonditos, distribuídos em faixas NE, principalmente entre Natividade e Chapada da Natividade (GORAYEB *et al.*, 1984). Estas rochas são intrudidas pelas rochas da Suíte Alcalina de Peixe, e por granitos e pegmatitos da Suíte Mata Azul, e sotopõem-se, por contatos discordantes, com os quartzitos e xistos do Grupo Serra da Mesa. Queiroz, Kotschoubey e Lafon (2001) obtiveram idade de 2.172 ± 5 Ma para estas rochas.

A Formação Ticunzal formada predominantemente por xistos e paragneisses frequentemente grafitosos, além de quartzitos micáceos e conglomerados subordinados, todos metamorfizados em fácies anfíbolito (FUCK *et al.*, 2007; JIMENEZ, 2017). Esta unidade ocorre de forma errática e alongada em faixas estreitas e estiradas, prioritariamente, na porção nordeste de Goiás. Sua composição química é compatível com protólitos de grauvacas (BOTELHO; BARBOSA; CORDEIRO, 2006). Análises geocronológicas nas rochas desta unidade sugerem idade de sedimentação da bacia precursora entre 2,19 Ga e 2,16 Ga, com fontes cujas idades modelo variam entre 3,03 Ga e 2,23 Ga e com pico metamórfico em ca. 2,15 Ga (FUCK *et al.*, 2002; MARQUES, 2009; LIMA, 2014; PRAXEDES, 2015; JIMENEZ, 2017).

O conjunto de rochas vulcanossedimentares de Palmeirópolis, de provável idade mesoproterozoica, com jazimentos consideráveis de Cu, Pb e Zn, descobertos pelo Serviço Geológico do Brasil-CPRM, foi bastante detalhado em décadas anteriores (PROSPEC S.A., 1969; FIGUEIREDO; LEÃO NETO; VALENTE, 1981; LEÃO NETO; OLIVATTI, 1983; ARAÚJO, 1986; ARAÚJO; NILSON, 1987; VALENTE, 1992; ARAÚJO; FAWCETT; SCOTT, 1995). Esta unidade compreende um conjunto de rochas supracrustais situadas na porção norte do estado de Goiás e sul do estado do Tocantins. É composta por rochas metavulcânicas tholeiíticas bimodais, rochas formadas a partir de depósitos vulcanogênicos subaéreos, subaquosos e químicos, rochas metassedimentares imaturas metamorfizadas em médio a alto grau (LEÃO NETO; OLIVATTI, 1983; FRASCA; RIBEIRO, 2019). Os contatos a leste se fazem por zona de cisalhamento contracional, em rampas frontal e lateral do sistema Rio Maranhão com a Suíte Aurumina e Grupo Araí, e a sul e sudeste com o Grupo Serra da Mesa e o Complexo Cana Brava. A oeste faz contato tectônico com a formação Mucambo, que representa uma bacia bem de idade Ediacarana (FRASCA; RIBEIRO, 2019). As assinaturas geofísicas da oeste da unidade, onde ocorrem às rochas

metassedimentares e vulcânicas, exibem alta amplitude magnética, contrastando em relação à região tipicamente ocupada por anfíbolitos de Palmeirópolis e rochas ultramáficas do Complexo Cana Brava, que se comportam como um “deserto magnético” (FRASCA; RIBEIRO, 2019).

Os eventos extensionais que deram origem a esse conjunto dividem-se em três partes:

- a) Formação do embasamento em 1,6 Ga, de caráter anorogênico;
- b) Formação da bacia Palmeirópolis em 1,3 Ga, também de caráter anorogênico, possivelmente por reativação do sistema de idade 1,6 Ga;
- c) Magmatismo de 800 Ma em ambiente de *back-arc* (FRASCA; RIBEIRO, 2019).

O Grupo Paranoá corresponde a uma sucessão psamopelito-carbonatada depositada em condições plataformais, exposta desde o Distrito Federal até o sul do estado do Tocantins. As rochas deste grupo representam uma seqüência de preenchimento de bacia de primeira ordem que se estende para o interior do Cráton São Francisco, e que é recoberta por unidades do Grupo Bambuí (DARDENNE; ANDRADE; FARIA, 1973; BRAUN; MARTINS; OLIVEIRA, 1993; MARTINS-NETO, 2009; DARDENNE, 2000). Em sua extensa área de ocorrência, o Grupo Paranoá apresenta-se em dois contextos distintos, nas zonas externa e interna da Faixa Brasília, evidenciando variações laterais de fácies de leste para oeste. Na zona interna da Faixa Brasília, no contexto da divisa Goiás-Tocantins, o grupo apresenta maior grau metamórfico e maior grau de deformação, caracterizado pela presença de filitos carbonosos, quartzitos e metacarbonatos, empurrados sobre as rochas da Suíte Aurumina e do Grupo Araí (FUCK *et al.*, 1988). A posição estratigráfica das rochas do Grupo Paranoá, seu conteúdo fóssilífero, especialmente de seu conjunto de estromatólitos, e os dados isotópicos obtidos a partir de suas rochas indicam idade para a sedimentação entre 1000 e 1300 Ma (DARDENNE; MELO; MOERI, 1972; CLOUD; DARDENNE, 1973; DARDENNE, 1979; MATTEINI *et al.*, 2012).

O Arco Magmático de Goiás (AMG) ocupa a porção ocidental do Orógeno Brasília (PIMENTEL *et al.*, 1991; PIMENTEL; FUCK, 1992; PIMENTEL *et al.*, 2001). As rochas desta unidade geotectônica registram a existência e o fechamento do grande oceano Goianides-Pharusian, entre os paleocontinentes Amazônico e São Francisco-Congo, entre 900 e 600 Ma (KRÖNER; CORDANI, 2003; CORDANI *et al.*, 2013a). O AMG é dividido em arco meridional e setentrional, que ocorre desde a região sudoeste do estado de Goiás até o sul do estado do Tocantins. O Arco de Mara Rosa, parte setentrional do AMG, avança até o estado do Tocantins, a norte do município de Peixe (ARANTES *et al.*, 1991). É composto por um arco de ilha juvenil de 900-800 Ma (PIMENTEL; FUCK, 1992; LAUX *et al.*, 2005;

FRASCA, 2015), e um arco de margem ativa continental, denominado Arco de Santa Terezinha de Goiás, de idade 670-630 Ma até 550 Ma, com área de ocorrência entre os municípios de Alvorada e Peixe (JUNGES; PIMENTEL; MORAES, 2002; FUCK *et al.*, 2007).

No Tocantins, a porção de arco insular é representada por rochas ortoderivadas com estruturação foliada, bandada e milonítica, agrupados no Complexo Mara Rosa (FUCK *et al.*, 2001; DELGADO *et al.*, 2003b; FRASCA; RIBEIRO; LACERDA FILHO, 2010; FRASCA; RIBEIRO; LACERDA FILHO, 2010; PRAXEDES, 2015; FRASCA, 2015). Esse conjunto exibe idades modelo Sm-Nd entre 1,4 Ga e 0,9 Ga, com idade de cristalização de ca. 850 Ma (FUCK *et al.*, 2001, 2014).

As rochas do Complexo Cana Brava, localizado no extremo norte do estado de Goiás e a sul do Tocantins, foram associadas à evolução do arco insular e interpretadas como representantes do *back-arc* (FRASCA; RIBEIRO, 2019). Esse conjunto formado por metagabros, metagabro-noritos, metaperidotitos e metapiroxitos encontra-se em contato com a Suíte Aurumina, a leste, através da Falha do Rio Maranhão, e é intrusivo no Complexo Palmeirópolis, a oeste. Dados U-Pb em cristais de zircão extraídos de corpo anfibolítico localizado a oeste do maciço Cana Brava forneceram idade de 859 Ma, o que indica a existência de corpos menores relacionados ao magmatismo Cana Brava (FRASCA; RIBEIRO, 2019). De maneira geral, essa unidade exibe baixo conteúdo de radioelementos o que evidencia sua assinatura na imagem de composição ternária RGB (K, eTh, eU).

Na continuidade da evolução do sistema de arcos, na porção sudeste do estado do Tocantins a fase continental do Arco Magmático de Goiás é representada pelas rochas do Complexo Porangatu, que se encontram parcialmente cobertas por crostas lateríticas e colúvios cenozoicos na porção sul-sudoeste do estado. Essa unidade compreende um conjunto de tonalitos a granodioritos gnaisses, além de uma associação de rochas máfica-ultramáficas, metamorfizadas em fácies anfibolito a granulito, que ocorre em faixas alongadas de direção NE, balizadas por extensas zonas de cisalhamentos (DANTAS *et al.*, 2007; FRASCA *et al.*, 2010, 2018). Frasca e Ribeiro (2019) incluem, ainda, nessa unidade rochas de composição diorítica e adakítica. Os contatos com as demais unidades estratigráficas são tectônicos, definidos por extensas e largas zonas de cisalhamento de natureza transcorrente, em sua maioria, e também por falhas transpressionais. Os contatos internos entre as unidades do complexo também são tectônicos, gradacionais ou encobertos. Todo o conjunto aloja *stocks* graníticos e corpos máfico-ultramáficos, ou de origem ofiolítica, ou intrusões acamadadas das mais variadas dimensões. Em imagens aerogeofísicas apresenta assinatura geofísica com baixos valores radiométricos e baixa magnetização.

A Formação Monte do Carmo é constituída por uma sequência vulcanossedimentar epimetamórfica estruturada em blocos abatidos, e adernados por falhas (PORTELA *et al.*, 1976; CUNHA *et al.*, 1981). O conjunto litológico é composto por rochas metavulcânicas, de caráter bimodal e de idade neoproterozoica, intercaladas com rochas metasedimentares, e corpos máfico-ultramáficos que ocorrem desde a cidade de Monte do Carmo até as proximidades da cidade de Gurupi (FRASCA *et al.*, 2010). Em estudo de rochas piroclásticas desta unidade, Junqueira-Brod *et al.* (2010) obtiveram significativa população de 600 Ma, o que denota formação Neoproterozoica. Essa interpretação foi corroborada por datação obtida por Ribeiro e Alves (2017), que forneceu idade de concórdia de $588 \pm 8,6$ Ma. Estas tipologias mostram fortes assinaturas magnetométricas no gradiente total da anomalia magnetométrica.

Análogo ao magmatismo que ocorre na Faixa Araguaia (Suíte Aliança), conforme supracitado, a Suíte Mata Azul representa o magmatismo pós-colisional da Faixa Brasília. Essa unidade é composta por um conjunto de *stocks* graníticos a pegmatíticos alongados e estreitos, intrusivos no Grupo Serra da Mesa e no granito Serra Dourada (MARINI *et al.*, 1974; FRASCA *et al.*, 2018). Essas rochas afloram desde a região de Mata Azul no extremo norte de Goiás e em toda a porção centro-sul do Tocantins. Frasca, Ribeiro e Lacerda Filho (2010) reconheceram distintas fácies desta suíte pela discrepância de sua assinatura gamaespectrométrica na composição ternária RGB (K, eTh, eU), além de anomalias radiométricas significativas no canal de eTh em relação às rochas adjacentes. Essa unidade tem potencial metalogenético para elementos terras raras, assim como para a formação de gemas que todas as fácies possuem aptidão.

Na porção oriental do estado do Tocantins, o extremo sudeste do domínio sedimentar é composto por sequências sedimentares Neoproterozoicas do Grupo Bambuí, que, por sua vez, são representativos de uma bacia de antepaís Neoproterozoica (MARTINS-NETO, 2009). Este grupo é composto, da base para o topo, das formações Jequitá (diamictitos), Sete Lagoas (dolomitos e calcários argilosos), Serra de Santa Helena (folhelho, siltitos e calcários argilosos), Lagoa do Jacaré (calcários, calcarenitos e siltitos), Serra da Saudade (folhelhos marinhos e siltitos) e Três Marias (arcóseos, quartzo arenitos e conglomerados) (DARDENNE, 1979; MARTINS-NETO; PEDROSA SOARES; LIMA, 2001; ALVARENGA *et al.*, 2007). Dados isotópicos indicam idade máxima de deposição entre 600 Ma e 740 Ma (BABINSKI, 1993; BABINSKI; KAUFMAN, 2003; NOBRE LOPES, 2002; RODRIGUES, 2008).

O domínio sedimentar na porção oriental do estado do Tocantins é composto por estratos sedimentares depositados nas Bacias Intracratônicas Fanerozoicas, das quais a Bacia do Parnaíba é a maior delas e cobre quase a metade do estado. A Bacia do Parnaíba ocupa uma área de cerca

de 600.000 km², abrangendo parte dos estados do Piauí, Maranhão, Tocantins, Pará, Ceará e Bahia (GÓES; FEIJÓ, 1994). Segundo Almeida e Carneiro (2004), esta bacia se desenvolveu sobre embasamento continental no estágio de estabilização da Plataforma Sul-americana, e o início da subsidência está provavelmente ligado às deformações e eventos térmicos pós-orogênicos do Ciclo Brasileiro, ou ao estágio de transição da plataforma. A deposição das sucessões sedimentares da Bacia do Parnaíba é predominantemente siliciclástica, ocorrendo subordinadamente calcário, anidrita e sílex, além de diabásio e basaltos (GÓES; FEIJÓ, 1994). Segundo a litoestratigrafia proposta por Vaz *et al.* (2007), o registro sedimentar da Bacia do Parnaíba é composto por cinco sequências assim designadas da base para o topo: Sequência Siluriana: corresponde ao Grupo Serra Grande que, por sua vez, é composto por arenitos conglomeráticos da Formação Ipu, folhelhos com intercalações de siltitos da Formação Tinguá e arenitos com seixos angulosos da Formação Jaicós; Sequência Mesodevônica - Eocarbonífera: composta por arenitos finos a médios da Formação Itaim, folhelhos bioturbados da Formação Pimenteirias, com elevados valores de urânio, arenitos com intercalações delgadas de siltitos e folhelhos da Formação Cabeças, folhelhos bem laminados da Formação Longá e arenitos com lâminas de siltitos da Formação Poti; Sequência Neocarbonífera - Eotriássica: corresponde ao Grupo Balsas, o qual é essencialmente formado por sucessões de rochas sedimentares clástico - evaporíticas (arenitos, sílex, calcário oolítico, dolomitos, siltitos) das Formações Piauí, Pedra de Fogo, Motuca e Sambaíba; Sequência Jurássica: correspondem aos arenitos e arenitos intercalados com siltitos e folhelhos da Formação Pastos Bons; Sequência Cretácea: compreendem os arenitos finos e médios da Formação Corda, folhelhos, calcários e siltitos da Formação Codó, arenitos subangulosos da Formação Grajaú e arenitos friáveis da Formação Itapecuru.

O magmatismo da Bacia do Parnaíba é registrado nos derrames basálticos da Formação Mosquito, e nos basaltos da Formação Sardinha (OLIVEIRA *et al.*, 2018; MERLE *et al.*, 2011).

Na região de divisa entre os estados de Tocantins e Bahia, os estratos sedimentares da Bacia do Parnaíba são cobertos por arenitos eólicos das formações Posse (basal/arenitos eólicos/campo de dunas/fluvial) e Serra das Araras (topo/fluvial) (KATTAT, 1994; CAMPOS; DARDENNE, 1997a). Essas formações compõem o Grupo Uruçuia que, por sua vez, integra a sucessão sedimentar da Bacia Sanfranciscana (CAMPOS; DARDENNE, 1997a; CAMPOS; DARDENNE, 1997b; SGARBI, 2000). Sua expressão é marcada por um relevo de chapada na porção SE do estado do Tocantins.

Na porção sudoeste do Tocantins, mais precisamente na região de divisa com o estado de Goiás, uma sucessão de arenitos, conglomerados e siltitos da Formação Água

Bonita representa a seção sedimentar da bacia fanerozoica homônima (FERREIRA *et al.*, 2019). Na fronteira dos estados Tocantins, Mato Grosso e Goiás uma sequência de sedimentos continentais, fluviais, parcialmente inconsolidados, com conglomerados na base, recobertos por areias, siltes e argilas mal selecionadas representam a Formação Araguaia (BARBOSA *et al.*, 1966). Valente (2007) refere-se a esse conjunto como unidade geomorfológica “Bacia do Bananal”, formada por sedimentos aluviais de idade Pleistocênica. Esse conjunto pode ser subdividido em terraços aluvionares, depósitos aluvionares e meandros abandonados (LACERDA FILHO; REZENDE; SILVA, 1999; RIBEIRO; ALVES, 2017).

Araújo e Carneiro (1977) em estudos de sísmica na Ilha do Bananal, concluíram que o substrato da Formação Araguaia estaria representado por rochas metassedimentares e/ou rochas ígneas. Valente (2007) cita evidências de movimentos neotectônicos na bacia, o que foi posteriormente corroborado por Alves *et al.* (2010). O fato de o substrato aflorar no centro da bacia (Ilha do Bananal) indica movimentação de blocos. Esse conjunto forma a Ilha do Bananal, contornada pelo Rio Araguaia, e seu braço direito, o Rio Javaés. Os sedimentos da Formação Bananal formam vasta planície com cotas ao redor de 180 m, alcançando 200 m na borda leste, no contato com o Grupo Baixo Araguaia (Formação Couto Magalhães), e também, na borda oeste, no contato com as rochas do Cráton Amazônico. Estes contatos são discordantes, erosivos, encobertos por solos e aluviões recentes. Vale destacar que tais depósitos aluvionares, principalmente composto por areia e cascalho, também ocorrem ao longo do Rio Tocantins. As coberturas cenozoicas também englobam as formações de crostas detrito-lateríticas ferruginosas. Essas crostas, contudo, ocorrem distribuídas em todo o território do estado do Tocantins (TOCANTINS, 2012).

Segundo o Anuário Mineral Brasileiro publicado em 2010 (ano base 2009) (ANUÁRIO MINERAL BRASILEIRO, 2010), as principais reservas minerais no estado do Tocantins são majoritariamente compostas por minerais não metálicos, com destaque para as reservas de rochas calcárias (com reservas lavrável de 163 Mt), de rochas ornamentais (granitos e afins) (reservas lavrável de 21 Mt), de feldspato (reservas lavrável de 13.5 Mt), de quartzo e de quartzo ornamental (reservas lavrável de 10.5 Mt e 7.5 Mt, respectivamente) e de mica (reservas lavrável de 4 Mt). Ainda de acordo com o citado anuário, a comercialização de minerais não metálicos, principalmente calcários e areia, correspondem por 84,4% do valor total da produção mineral comercializada no estado do Tocantins. Por outro lado, os volumes financeiros oriundos da produção mineral comercializada de minerais metálicos ainda são incipientes no estado. A produção bruta de ouro, por exemplo, alcançou 13.285 t (teor de Au de 2,31 g/t) em 2017 e rendeu

apenas R\$ 7,7 mil em royalties para o estado do Tocantins (ANUÁRIO MINERAL BRASILEIRO, 2017). As principais reservas de minerais metálicos no estado do Tocantins contam com 19 Mt de cassiterita secundária e 2 Mt de ouro primário (ANUÁRIO MINERAL BRASILEIRO, 2010).

Diversos trabalhos publicados em anos recentes têm contribuído para a construção de um modelo de evolução geotectônica para o estado. O refinamento deste modelo permite a construção de cenários metalogenéticos que, por sua vez, são essenciais para compreender como os depósitos minerais podem ser formados a partir de um determinado ambiente geotectônico. Neste sentido, as rochas da região sul e oeste (sequências metavulcanossedimentares, faixa de dobramentos e complexos metamórficos) são as regiões com maior potencial para conter depósitos minerais (COSTA *et al.*, 2007). Nessas regiões, existe o potencial para:

- Mineralização de ETR relacionadas às alterações hidrotermais das rochas sieníticas tardi a pós-tectônicas da Suite Alcalina de Peixe e aos granitos peraluminosos da Suite Mata Azul (FRASCA *et al.*, 2018).
- Mineralizações de ouro em veios de quartzo hospedados em rochas granito - gnáissicas, em rochas metassedimentares e metavulcânicas, em sequências de metais base associados a sequências metavulcanossedimentares, em depósitos do tipo *stratabound* associados à metaconglomerados, todos de idade arqueira a paleoproterozoica (COSTA *et al.*, 2007). Destaque para as reservas de ouro de Natividade, as quais apresentam teor médio de 4,74 g/t, com o depósito contendo um total de 5,6 t de ouro (RADAELLI, 2000).
- Mineralização de metais base (Zn, Cu, Pb, Ag, Cr) relacionado às sequências metavulcanossedimentares ou a corpos máficos - ultramáficos encaixados em rochas metassedimentares do Grupo Baixo Araguaia. Destaque para os depósitos de sulfetos maciços (Zn, Pb e Cu) associados as sequências metavulcanossedimentares de Palmeirópolis (OLIVEIRA, 2000).
- Depósitos de Ni lateríticos associadas às rochas máficas - ultramáficas intemperizadas alojadas na Faixa Araguaia (FIGUEIREDO; SOUZA; OLIVATTI, 2001;

ARAÚJO; OLIVATTI, 2001; SOUZA; MORETON, 2001). No sudeste do estado do Tocantins, existe potencial para mineralizações de Ni - Cu e elementos do grupo da platina associadas ao Complexo Máfico - Ultramáfico Barra do Gameleira (ABDALLAH; MENE-GHINI, 2017; CPRM, 2000).

- Jazimentos de Mn associados às formações ferríferas supracrustais do Grupo riachão do Ouro e aos quartzitos do Grupo Araí (ABDALLAH; MENE-GHINI, 2017; RIBEIRO; LACERDA FILHO, 2010). Neste último caso, a mineralização de Mn ocorre em forma lenticular estirado e balizado por *shear zones* ou falhas reversas (ABDALLAH; MENE-GHINI, 2017).

No que tange aos depósitos de minerais não metálicos, além das reservas anteriormente citadas, o território do estado do Tocantins também apresenta potencial para: jazimentos de turmalina e berilo associados aos pegmatitos da Suite Alcalina de Peixe (Polo pegmatítico de Jaú - Palmeirópolis) (FRASCA *et al.*, 2018); ocorrências de diamante de origem secundária na borda da Bacia do Parnaíba (SABÓIA; MENE-GHINI, 2019; ARAÚJO; OLIVATTI, 2001; SOUZA; MORETON, 2001) e; mineralizações de fosfatos associados aos estratos sedimentares basais do Grupo Bambuí (ABDALLAH; MENE-GHINI, 2017; RIBEIRO, 2016).

Por fim, o estado do Tocantins abriga algumas regiões de grandes belezas cênicas e potencial turístico. Dentre essas regiões, podemos destacar: os parques estaduais do Jalapão, Lajeado e Cantão, o parque nacional do Araguaia e a Estação Ecológica Serra Geral do Tocantins. Essas regiões constituem o patrimônio natural do estado. Assim como as regiões citadas, a Serra da Cangalha, embora não seja reconhecida como uma área de preservação, também pode ser catalogada como um dos patrimônios naturais do estado do Tocantins. Isto porque ela tem sido reconhecida como uma das poucas estruturas formadas por impacto de corpos celestes no território brasileiro (CRÓSTA *et al.*, 2019). A Serra da Cangalha tem um grande valor para a comunidade acadêmica do país e pode atrair potenciais receitas decorrentes da atividade de turismo para as comunidades locais se for reconhecida como um geoparque.

MATERIAIS E MÉTODOS

DADOS AEROGEOFÍSICOS

Os dados aerogeofísicos do estado do Tocantins foram levantados em seis projetos aerogeofísicos (Figura 6):

i) Tocantins (CPRM, 2006);

ii) Complemento do Tocantins (CPRM, 2007);

iii) Bacia do Parnaíba (ANP, 2006);

iv) Conceição do Araguaia (CPRM, 2012);

v) Rio Formoso (CPRM, 2014);

vi) Rio Maria (CPRM, 2015).

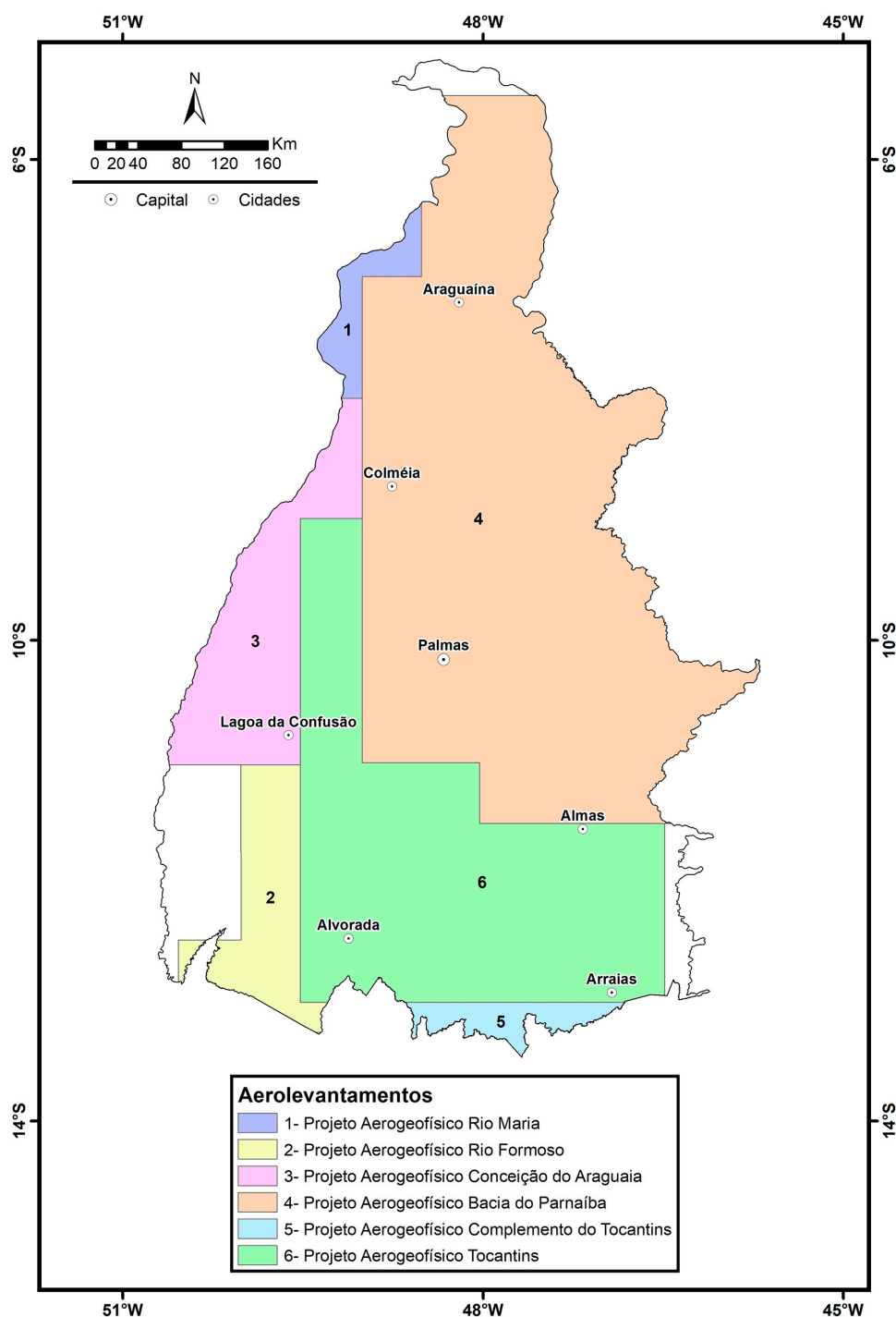


Figura 6 - Localização dos levantamentos aerogeofísicos (magnetometria e gamaespectrometria) realizados no estado do Tocantins entre 2005 e 2016 com linhas de voo N-S espaçadas de 500 m e altura de voo igual 100 m.

Estes projetos levantaram perfis magnetométricos do campo magnético total e gamaespectrométricos de alta densidade, com linhas de voo e controle espaçadas de 500 m e 5.000/10.000 m, orientadas nas direções N-S e E-W, respectivamente. A altura de voo foi fixada em 100 m acima do terreno. Foram empregadas aeronaves equipadas com magnetômetro e gamaespectrômetro, posicionadas pelo sistema de observação de satélite GPS com precisão de 1 m. O magnetômetro com sensor de vapor de cézio foi montado na cauda da aeronave (tipo *stinger*) (Fotografia 1). As medidas foram realizadas a cada 0,1 s, o que equivale, dependendo da velocidade média da aeronave a uma medida a cada 7,7 m. O gamaespectrômetro com detectores de cristais de iodeto de sódio (NaI) (Fotografia 2) realizou a análise individual e precisa dos fotonúcleos de potássio, equivalente tório (eTh) e equivalente urânio (eU). As medidas foram efetuadas a cada 1,0 s, representando medições a intervalos médios de amostragem de aproximadamente 77,0 m.

FUNDAMENTOS TEÓRICOS DO MÉTODO MAGNETOMÉTRICO

O método magnetométrico é um dos mais antigos métodos geofísicos. Desde o seu início foi muito utilizado nos estudos exploratórios de recursos minerais metálicos. A indústria de exploração de petróleo também fez e ainda faz intenso emprego dessa metodologia. Na pesquisa de minerais metálicos, sobretudo àqueles portadores de ferro, a importância e a relação direta com jazidas são bastante evidentes. Em outros casos, como o do petróleo, a magnetometria permite a identificação de estruturas, tais como domos e falhas, que podem condicionar a formação de jazidas.

O método magnetométrico mede o campo magnético da Terra. O campo magnético terrestre pode ser considerado como produzido por um momento de dipolo localizado no centro da Terra, apontando para o sul e



Fotografia 1 - Avião equipado com magnetômetro do tipo vapor de cézio montado na cauda da aeronave (tipo *stinger*). Este magnetômetro mede o campo magnético total a cada 0,1 s.



Fotografia 2 - Avião equipado com gamaespectrômetro com detector de cristal de iodeto de sódio. Este gamaespectrômetro mede dados de radioatividade natural a cada 1,0 s.

formando com um ângulo em relação ao eixo de rotação. Os pontos em que o eixo do dipolo intercepta a superfície da Terra são denominados polos geomagnéticos (Figura 7). As linhas de forças que atravessam a esfera terrestre ficam paralelas com a superfície nas proximidades do equador. Ele é composto por três partes: o campo principal que tem origem no núcleo externo da Terra; o campo externo, produzido por correntes elétricas que circulam na ionosfera e varia rapidamente e, variações do campo principal que são constantes no tempo e são causadas por anomalias magnéticas locais geradas por rochas e minerais magnéticos próximos da superfície da Terra (TELFORD; GELDART; SHERIFF, 1990).

De acordo com Telford, Geldart e Sheriff (1990), todos os materiais podem ser classificados em três grupos de acordo com as suas propriedades magnéticas: diamagnético, paramagnético e ferromagnético. As substâncias diamagnéticas apresentam susceptibilidade magnética (μ) negativa. Isso significa que a magnetização induzida (B) por um campo externo (H) apresenta direção oposta à

do campo H. As substâncias que não são diamagnéticas são denominadas paramagnéticas, ou seja, apresentam susceptibilidade magnética positiva. Os ferromagnéticos são materiais paramagnéticos no qual a interação entre os átomos é tão forte que ocorre um alinhamento de momentos magnéticos em grandes domínios das substâncias. A temperatura Curie é a temperatura a partir da qual um material perde as suas características ferromagnéticas e passa a se comportar como paramagnético (Fe 750°C, Ni 310°C, magnetita 515°C).

A susceptibilidade magnética é um parâmetro adimensional que define a intensidade da magnetização induzida em uma rocha ($H=\mu B$). Ela tem relação direta com a quantidade e dimensão dos minerais magnéticos contidos nas rochas.

Os principais minerais magnéticos são magnetita, ilmenita e pirrotita. Entre eles, a magnetita é o que apresenta os maiores valores de susceptibilidade. Entre as rochas, os basaltos e peridotitos são as que têm maiores susceptibilidades (TELFORD; GELDART; SHERIFF, 1990).

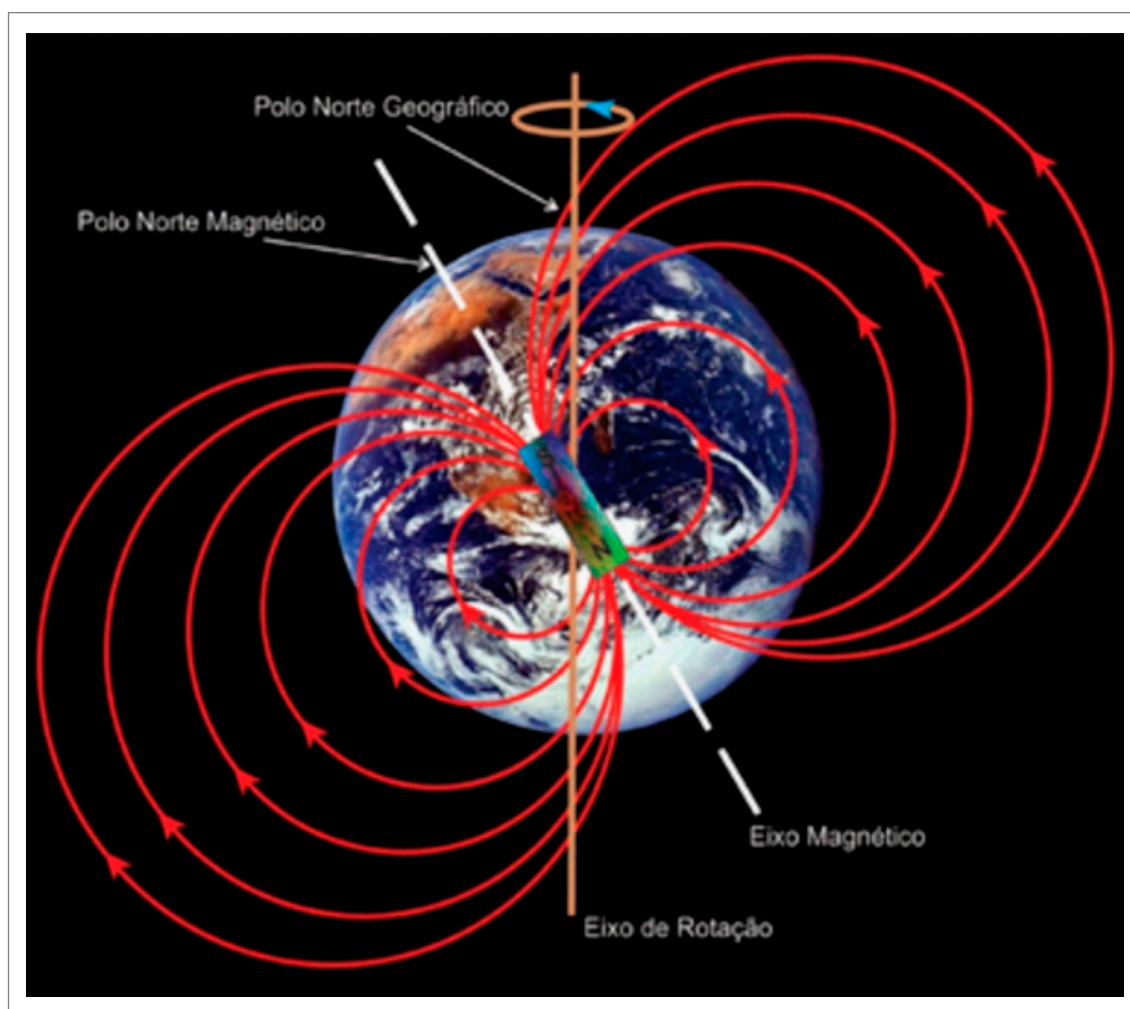


Figura 7 - Representação esquemática do Campo Magnético da Terra. Ele pode ser comparado com um grande ímã cuja direção forma um ângulo agudo com o eixo de rotação.

FUNDAMENTOS TEÓRICOS DO MÉTODO RADIOMÉTRICO

O método radiométrico é baseado na detecção da emissão natural de raios gama produzidos pelo decaimento radioativo de isótopos. Alguns isótopos são instáveis e se tornam estáveis pela emissão de radiação energética ionizada. Estes isótopos são denominados radioisótopos (KEAREY; BROOKS; HILL, 2002).

O decaimento radioativo que leva a formação de elementos estáveis é exponencial e sua taxa de decaimento segue a fórmula: $N = N_0 e^{-\lambda t}$, onde N é o número de átomos restantes após um tempo t , a partir de um número inicial N_0 a um tempo $t = 0$. λ é a constante de decaimento característica de cada elemento (KEAREY; BROOKS; HILL, 2002).

A importância do método radiométrico nas últimas décadas se deve a grande demanda de minerais radioativos provocado pela necessidade de combustíveis nucleares (KEAREY; BROOKS; HILL, 2002). Entretanto, levantamentos radiométricos também são muito úteis no mapeamento geológico para o reconhecimento e diferenciação de diversos tipos de rochas (PIRES; HARTHILL 1989).

Na natureza ocorrem em torno de 50 isótopos radioativos, mas a maioria é rara ou fracamente radioativa. Os elementos com interesse principal em radiometria são urânio (^{238}U), tório (^{232}Th) e potássio (^{40}K). Eles são os únicos elementos com radioisótopos que produzem raios gama com energia suficiente para serem medidos em levantamentos aéreos (MINTY, 1997). O fotopico mais energético da série de decaimento do Th é emitido pelo isótopo ^{208}Tl , enquanto o U é detectado pelo fotopico emitido pelo isótopo ^{214}Bi (MINTY; LUYENDYK; BRODIE, 1997). Em média a crosta da Terra contém 2,5% de K, 12 ppm de Th e 3,5 ppm de U (DICKSON; SCOTT, 1997). Existe um grande número de minerais radioativos, porém os mais comuns são aqueles apresentados na Tabela 2.

PROCESSAMENTO DOS DADOS AEROGEOFÍSICOS

Neste item estão descritas as metodologias utilizadas para o tratamento dos dados magnetométricos objetivando sua apresentação em formato adequado para os trabalhos de interpretação e integração geológica. De acordo com Isles e Rankin (2013), a tarefa de controle de qualidade de um levantamento aeromagnetométrico requer experiência geofísica especializada e nem sempre é realizada pela pessoa responsável pela interpretação dos dados. Os principais problemas para o intérprete são os níveis de ruído nos dados. Eles precisam ser baixos e sua remoção não deve afetar os objetivos dos trabalhos de interpretação e correlação geológica.

Tabela 2 - Minerais Radioativos de acordo com Telford, Geldart e Sheriff (1990).

Mineral	Ocorrência
Potássio	
Feldspatos (ortoclásio, microclinas)	Rochas ígneas ácidas e pegmatitos
Alunita	Rochas ígneas ácidas e pegmatitos; Alterações em ácidas vulcânicas
Silvita, carnalita	Depósitos salinos em sedimentos
Tório	
Monazita	Granitos, pegmatitos, gnaisses
Torianita	Granitos, pegmatitos, aluviões
Torita, uranotorita	Granitos, pegmatitos, aluviões
Urânio	
Uraninita	Granitos, pegmatitos
Carnotita	Arenitos
Gumita	Associadas com uraninita

Os projetos aerogeofísicos contratados pelo Serviço Geológico do Brasil - CPRM incluem contratualmente que as companhias de aerolevantamentos entreguem os resultados com os dados nivelados em malhas interpoladas e, no caso dos dados magnetométricos, com o efeito do campo magnético da Terra removido por meio de um modelo do campo denominado International Geomagnetic Reference Field (IGRF).

Plataforma de Processamento

Nos trabalhos de processando foram empregadas ferramentas disponíveis no programa *Oasis Montaj* da Geosoft, versão 9.0 ou maior. Entre as ferramentas várias ferramentas disponíveis, as mais usadas foram: *Geophysic Leveling* para nivelamento, *Grid and Image* para interpolação e apresentação dos resultados, *GridKnit* para junção de diferentes projetos em uma mesma malha e *MAGMAP filtering* para aplicação de transformações e filtros nos dados.

Interpolação

Os dados são entregues pelas companhias de aerolevantamentos já interpolados. Entretanto, pode ser necessária, de acordo com a necessidade do geofísico a

repetição do processo em diferentes etapas do seu projeto de trabalho. A interpolação é o processo em que se determina o valor de uma função em um ponto interno de um intervalo a partir dos valores dessa função nas fronteiras desse intervalo. Esse procedimento foi executado com o objetivo de transformar dados discretos em um mapa de registro contínuo, mais adequado à interpretação. A partir do banco de dados produzido pelos levantamentos aerogeofísicos, os dados corrigidos e nivelados foram interpolados em uma malha de 125 x 125 m pelo método de *Bi-directional*. Este método produziu malhas interpoladas em duas etapas de processamento:

- a) cada linha é interpolada ao longo da linha original de levantamento produzindo valores na intersecção de cada linha da malha com o valor observado;
- b) os pontos de intersecção para cada linha são interpolados na direção ortogonal para produzir valores em cada ponto requerido da malha.

Junção dos Diferentes Projetos

No estado do Tocantins, o levantamento completo com dados aerogeofísicos necessitou a execução de seis diferentes projetos (Figura 6). Portanto, uma das tarefas mais importantes deste projeto foi juntar os dados magnetométricos e gamaespectrométricos de cada projeto em malhas individuais para todo o estado. Esta tarefa implicou algumas vezes na necessidade do reprocessamento e nivelamento dos dados brutos. Para junção dos projetos

foi empregada a ferramenta *GridKnit*, que utiliza técnicas de fusão de malhas que reduzem o efeito de artefato que ocorre geralmente nas interfaces entre dados de diferentes projetos. Esta tarefa foi muito mais complicada quando aplicada nos dados gamaespectrométricos. Isto decorre por causa das diferenças nos sensores utilizados em cada levantamento. O principal problema de junção de dados ocorreu com o canal de equivalente urânio.

Aplicação de Transformações e Filtros nos Dados Aeromagnetométricos

Os procedimentos de filtragens dos dados aeromagnetométricos foram efetuados por meio do *MAGMAP filtering*. Esse sistema é constituído por um grupo de programas que aplicam filtragens bidimensionais em dados interpolados de campo potencial (magnéticos e gravimétricos) no domínio do número de onda. As técnicas utilizadas são adaptadas dos trabalhos de Bhattacharyya (1966) e Spector e Grant (1970). Os filtros são aplicados aos dados após um pré-processamento para remover tendências, preenchimento de espaços vazios e sua transformação para o domínio do número de onda por meio da técnica de *Fast Fourier Transform (FFT)*. Após a filtragem a malha de dados é transformada de volta para o domínio do espaço. Nos itens a seguir, onde estão apresentados os mapas aerogeofísicos, para cada produto resultante de uma transformação ou filtragem existe uma breve descrição dos fundamentos teóricos e utilidades práticas dos resultados.

▶ MAPAS AEROMAGNETOMÉTRICOS

Uma das principais finalidades do uso de dados magnetométricos é encontrar corpos de minério. Só com uma extensa cobertura de dados magnetométricos é possível descobrir novas jazidas de minerais metálicos. De acordo com Isles e Rankin (2013), sem os extensos levantamentos magnetométricos realizados na Austrália e Canadá grandes minas de classe mundial não teriam sido encontradas.

Uma das mais importantes contribuições dos dados magnetométricos é sua potencialidade para desvendar a terceira dimensão dos dados geológicos. Feições geológicas como corpos e estruturas podem ser inferidas em profundidade por meio de interpretações e modelagens. As zonas de cisalhamentos são um dos objetos geológicos mais evidentes em mapas magnetométricos; contudo, sua contribuição para a delimitação tridimensional de formações vulcânicas, intrusões de rochas básicas e de granitoides magnéticos é fundamental.

Atualmente, em todo mundo, sobretudo nos países com dimensão continental, os governos têm empreendido um grande esforço de levantamento de dados magnetométricos

com vistas ao reconhecimento geológico de seus territórios. O Brasil foi um entre esses países que nas últimas décadas empreendeu uma grande campanha de levantamentos aerogeofísicos como apresentado na introdução deste atlas. No Brasil, entre os principais empregos dos dados magnetométricos está o mapeamento geológico.

No início das pesquisas para localização de jazidas de petróleo e antes do advento e avanços nas técnicas do método sísmico, a magnetometria foi uma ferramenta importante. Entretanto, a mesma técnica aplicada com dados magnetométricos na pesquisa de petróleo pode ser empregada para estudos de água subterrânea. Estruturas, tais como zonas de cisalhamentos, facilmente identificadas pelo método, podem estar condicionando depressões tectônicas com maior acúmulo de água ou barreiras hidráulicas, que dificultam o fluxo da água e compartimentam bacias sedimentares. Nas rochas cristalinas, alinhamentos magnéticos são correlacionados com falhas ou zonas de fraturas regionais, com importância na identificação de áreas de detalhes para prospecção de aquíferos fraturados.

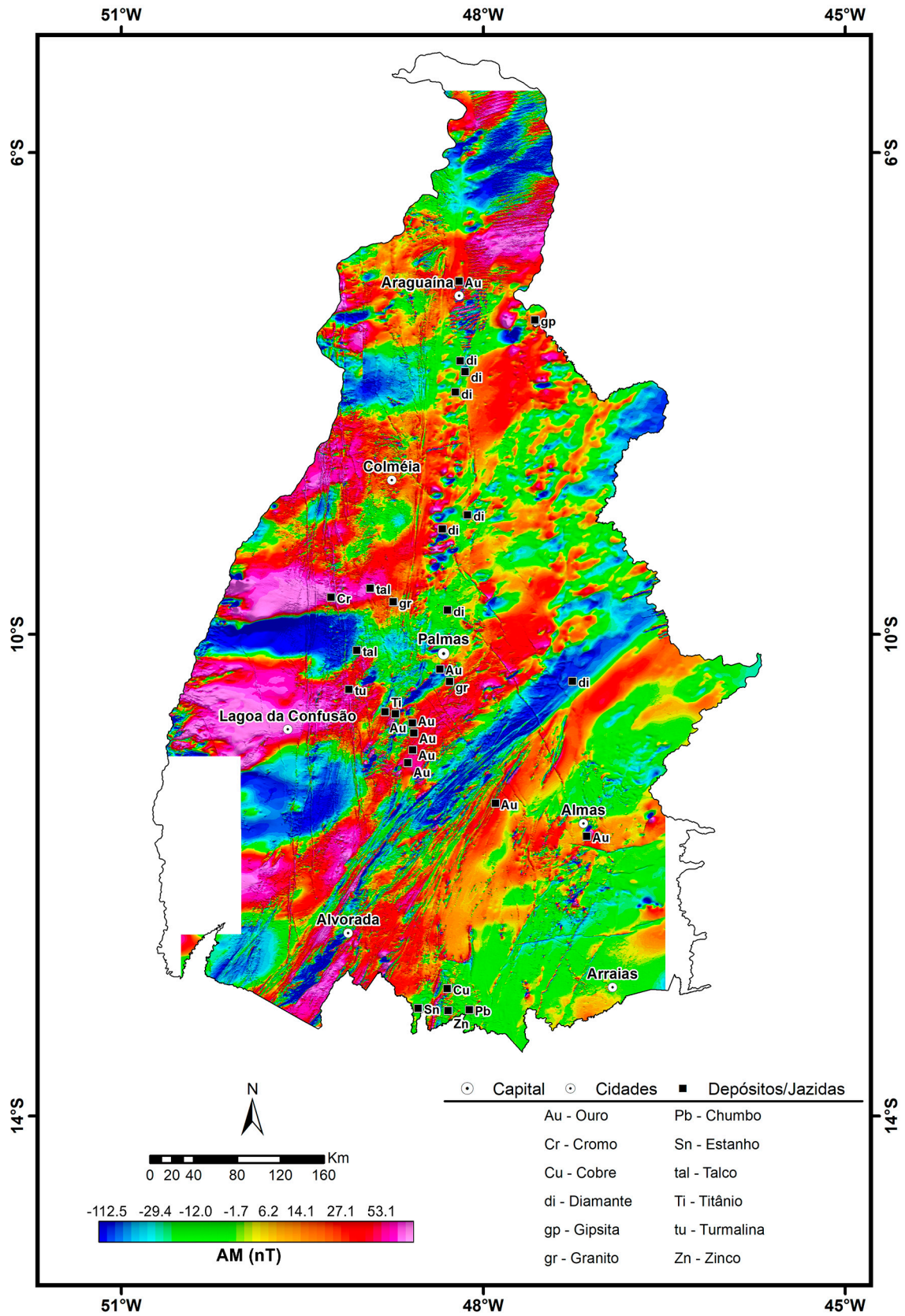
▶ ANOMALIAS MAGNETOMÉTRICAS

PARA A INTEPRETAÇÃO de dados magnetométricos regionais e sua aplicação em estudos geológicos é necessária a remoção de um modelo de campo magnético da Terra (*International Geomagnetic Reference Field - IGRF*). O resíduo resultante é empregado na interpretação de anomalias, domínios, alinhamentos e modelagens dos dados para integração com informações geológicas e de recursos minerais.

Observa-se na Anomalia Magnetométrica que o padrão mais frequente é de emparelhamento de positivos e negativos, com o positivo a noroeste e o negativo a sudeste. Este padrão é característico de levantamentos próximos do equador magnético. Neste caso, a relação frequência-amplitude das anomalias magnéticas permite interpretá-las qualitativamente em termos de dimensão e profundidade. Nos trabalhos de mapeamento e prospecção devem ser destacadas as anomalias magnéticas cujas relações frequência-amplitude indiquem profundidades rasas. Nas latitudes magnéticas atuais do estado do Tocantins, as fontes das anomalias magnéticas devem ser procuradas próximas dos centros dos dipolos. Variações no formato desses dipolos são importantes, e podem indicar diferenças quanto à forma, sentido de mergulho e profundidade do corpo magnético.

Para Isles e Rankin (2013), embora a Anomalia Magnetométrica sem aplicação de transformações ou filtros possa não ser a forma de dados mais usada na interpretação, deve sempre ser considerada como o passo inicial na interpretação e um ponto de referência essencial em relação aos produtos transformados ou filtrados.

Anomalias Magnetométricas



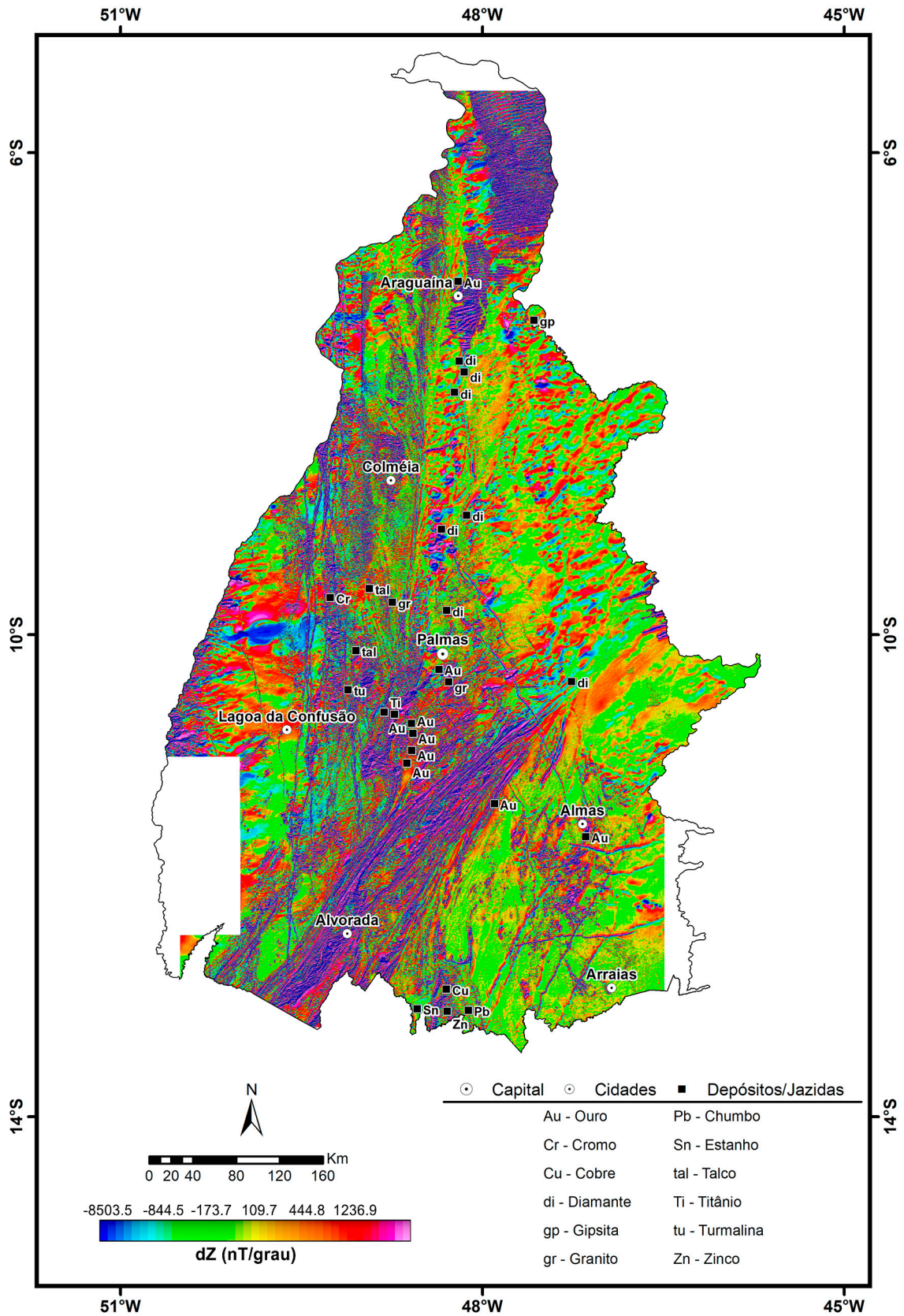
▶ 1ª DERIVADA VERTICAL DA ANOMALIA MAGNETOMÉTRICA

AS DERIVADAS SÃO FILTROS empregados para enfatizar fonte rasas e são muito utilizados para interpretar lineamentos magnéticos. Pela sua capacidade de remover fontes profundas apresentam boa aplicabilidade no entendimento da tectônica rasa e em trabalhos de prospecção. O operador matemático da 1ª derivada vertical é definido pela seguinte expressão:

$$L(r) = r^n,$$

onde $n=1$ é a ordem de diferenciação aplicada.

1ª Derivada Vertical da Anomalia Magnetométrica



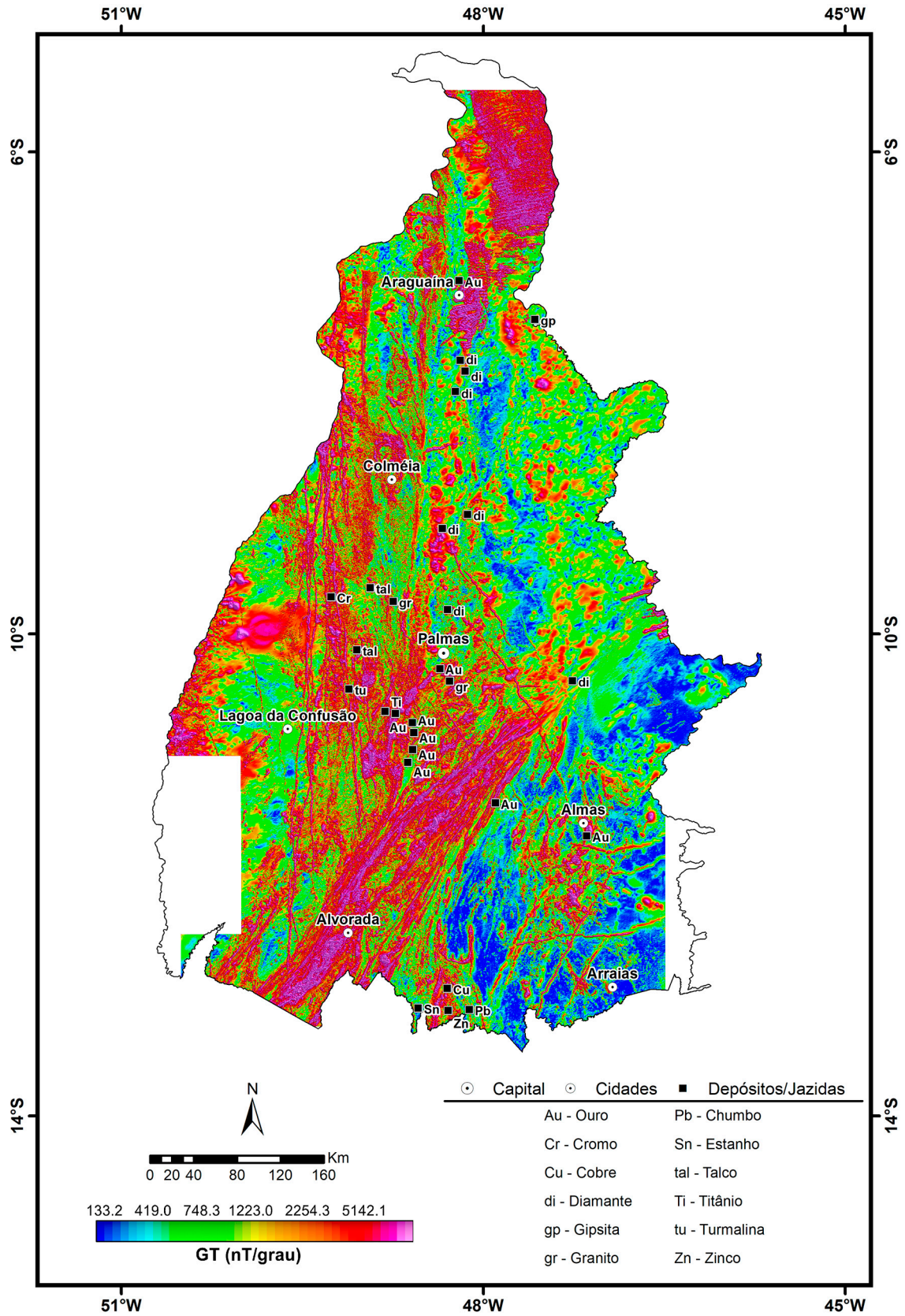
▶ GRADIENTE TOTAL DA ANOMALIA MAGNETOMÉTRICA

ANTERIORMENTE DENOMINADO Amplitude do Sinal Analítico (MACLEOD *et al.*, 1993), o Gradiente Total é uma técnica de filtragem muito eficiente na localização de limites e na profundidade dos corpos. Sua função é expressa por um vetor de adição de duas componentes reais nas direções (X e Y) e por uma imaginária na direção Z. O Gradiente Total é uma opção alternativa muito boa à redução ao polo para o problema de localização de fontes magnéticas em baixas latitudes. Por causa do emprego de derivadas, este filtro remove fontes profundas. Porém, define muito bem a localização das fontes rasas, tendo um emprego bastante eficiente em estudos de prospecção e na definição de pontos para perfuração de corpos magnéticos. O operador matemático do Gradiente Total é definido pela seguinte expressão:

$$GT = \sqrt{\frac{\partial M^2}{\partial x} + \frac{\partial M^2}{\partial y} + \frac{\partial M^2}{\partial z}},$$

onde M é a Anomalia Magnetométrica e x e y são direções horizontais e z é a direção vertical.

Gradiente Total da Anomalia Magnetométrica



▶ PRINCIPAIS CORRELAÇÕES GEOLÓGICAS DOS DADOS AEROMAGNETOMÉTRICOS NO ESTADO DO TOCANTINS

No estado do Tocantins, o padrão do relevo magnético suave e de baixa amplitude observado no domínio das bacias sedimentares e seus lineamentos magnéticos, associados ao Sistema do Lineamento Transbrasiliano (LTB) e a Faixa Araguaia (FA), constituem as principais feições que podem ser observadas em uma primeira abordagem nos mapas magnetométricos. Contudo, outras anomalias magnéticas de expressão mais locais podem ser correlacionadas com diversas unidades geológicas conhecidas.

Em termos gerais, os ortognaisses de afinidade TTG's meso a neo - arqueanos bem como as unidades gnássico - migmatíticas paleoproterozoicas do Terreno Almas - Cavalcante, as rochas paleoproterozoicas calcialcalinas de alto K da Suíte Boqueirão, granitos da Sub-Província Tocantins, e aqueles peraluminosos paleoproterozoicos da Suíte Auru-mina são caracterizados por anomalias magnéticas de baixa amplitude (< 10 nT). Tais respostas magnéticas podem estar associadas ao baixo conteúdo de magnetita nessas unidades, haja vista que, o processo metamórfico tende a destruir a magnetita (REEVES, 2005; CLARK, 1997). De outra forma, anomalias magnéticas de altas frequências (sinal magnético provém de fontes magnéticas mais rasas), com amplitudes superiores a 100 nT, que ocorrem no interior, ou bordejando os terrenos granito-gnássicos supracitados. Na maioria das vezes, tais anomalias magnéticas estão associadas ao conteúdo de minerais ferrimagnéticos presente em unidades vulcanossedimentares, como os metacherts ferríferos do Grupo Água Suja, e o greenstone belt do Grupo Riachão do Ouro ou então, às suítes intrusivas máfica - ultramáficas do tipo Barra do Gameleira e Serra do Quatipuru (SABÓIA; MENEGHINI, 2019; MARTINS - FERREIRA *et al.*, 2020; RIBEIRO *et al.*, 2017).

As rochas ortognássicas e granulíticas do Complexo Porto Nacional, e as unidades gnássicas paraderivadas do Complexo Rio dos Mangues, além dos metadioritos do Complexo Rio Maranhão, também, são relacionados com as respostas magnéticas de baixa a moderada amplitude (20 - 50 nT), mas as respostas dos dois primeiros são muito difíceis de serem discriminadas, devido ao forte efeito de sobreposição das anomalias magnéticas lineares associadas ao LTB. Por outro lado, é possível identificar um padrão sigmoidal das rochas do Complexo Porto Nacional, além de algumas zonas de contato no Complexo Rio Maranhão e no Complexo Rio dos Mangues, interpretadas do mapa da primeira derivada vertical da AM (RIBEIRO *et al.*, 2017). A resposta magnética proveniente das rochas do Complexo Rio dos Mangues também sofre influência daquelas oriundas da unidade vulcanossedimentar do

Grupo Rio do Coco, e das suítes Gabro-Anortosíticas Carreira Comprida e Serrote. Neste último caso, no entanto, apenas um corpo de dimensões batolíticas situado a NW da cidade de Pugmil apresenta expressiva anomalia magnética (RIBEIRO *et al.*, 2017), enquanto as demais unidades cartografadas, principalmente a sul da cidade de Chapada de Areia, e a leste do município de Aliança do Tocantins, podem ser correlacionadas com anomalias magnéticas de baixa amplitude, e padrão magnético relativamente suave na porção interna, com feições enrugadas nas bordas. Este mesmo padrão magnético também é observado nas anomalias magnéticas associadas ao Gnaisse Cantão, no norte do estado do Tocantins.

As unidades paleoproterozoicas também podem ser correlacionadas com respostas magnéticas com limites bem definidos no mapa da primeira derivada vertical da anomalia magnetométrica. As anomalias magnéticas observadas na zona de contato entre as rochas do Grupo Natividade e as vulcanossedimentares do Grupo Riachão do Ouro possivelmente são causadas pelos contrastes de susceptibilidade magnética, visto que as metavulcanicas máficas e ultramáficas da Formação Corrego do Paiol (base do Grupo Riachão) tende a ser mais ricos em minerais ferrimagnéticos do que as rochas metassedimentares do Grupo Natividade. Anomalias magnéticas com limites bem definidos também pode ser observadas nas zonas de contato Grupo Paranoá/Formação Traíras e Formação Arraias/Formação Traíras. Isso ocorre porque a Formação Traíras pode ser correlacionada com anomalias magnéticas de alta frequência/amplitude (c.a 50 nT), de tal forma que seus limites são bem delineados, tanto na porção ocidental (zona de contato Paranoá/Traíras), quanto na porção oriental (zona de contato Traíras/Arraias). No entanto, permanece desconhecida a origem da fonte causadoras dessas anomalias magnéticas, haja vista que os metassedimentos da Formação Traíras são essencialmente siliciclásticos plataformais, com baixo conteúdo de magnetita.

Algumas das principais suítes intrusivas meso a neoproterozoicas (Santa Tereza, Serra Dourada, Alcalina do Peixe) e corpos graníticos (Granito Tipo Morro Solto), também podem ser correlacionados com baixa resposta magnética. A exceção é a anomalia magnética que coincide com a unidade cartografada como Suíte Monte Santo – Serra da Estrela, na porção SE do município de Pugmil. Esta anomalia magnética caracteriza-se por alta amplitude magnética (c.a 80 nT), e possivelmente decorre do conteúdo de magnetita presente nos bolsões pegmatíticos. Expressivas anomalias magnéticas também

ocorrem no Complexo Vulcanossedimentar Palmeirópolis. Nesta sucessão litológica, as anomalias magnéticas mais expressivas estão localizadas na borda (halo) ocidental da unidade; enquanto que, as anomalias magnéticas de baixa amplitude são observadas na porção interna, tanto a norte quanto a sul.

Os lineamentos magnéticos do LTB e da FA são feições bem marcadas nos mapas magnetométricos. Geralmente, os lineamentos magnéticos de direção NE - SW que ocorrem na porção centro - sul do estado do Tocantins correspondem a extensos feixes sigmoidais que configuram um sistema de falhas *strike-slip*, com setores levemente curvilíneos, mostrando evidências estruturais de cinemática predominantemente dextrais. Nesta porção central do Brasil, o LTB exerce grande influência no Arco Magmático de Goiás e marca claramente o limite da Faixa Araguaia (USSAMI; MOLINA, 1999). O LTB compõe um mosaico de diferentes blocos crustais, responsáveis diretamente pela deposição de sedimentos e sucessões vulcânicas, bem como granitogêneses associadas. A fonte dessas anomalias magnéticas lineares deve-se a diversos fatores, desde a justaposição (imbricamento) de unidades litológicas com contraste de suscetibilidade magnética, assim como a presença de minerais ferrimagnéticos (principalmente magnetita) acumulados nas calhas das falhas. O LTB está associado ao último episódio tectônico relacionado com a Orogenia Brasileira-Pan Africana do período Neoproterozoico (MARINI *et al.*, 1984; CORDANI *et al.*, 2013a, 2013b), e é interpretado como uma zona de sutura transcontinental (BRITO NEVES; CORDANI, 1991; MANTOVANI; BRITO NEVES, 2005; BRITO NEVES; FUCK, 2014). Na porção SE do estado do Tocantins, no domínio das rochas sedimentares do Grupo Bambuí, os lineamentos magnéticos podem ser correlacionados com diques máficos cretácicos (SABÓIA; MENEGHINI, 2019).

No âmbito da Faixa Araguaia, os lineamentos magnéticos de direção preferencial N - S possivelmente possuem diferentes fontes magnéticas (e.g. contraste de suscetibilidade magnética devido a justaposição de unidades litológicas com diferentes conteúdos de minerais magnéticos em zonas de empurrão ou falhas). Portanto, acredita-se que os lineamentos magnéticos mais estreitos, retilíneos e extensos devem-se a resposta magnética de diques máficos; enquanto que, as anomalias magnéticas alongadas de expressão mais locais podem estar relacionadas ao conteúdo de magnetita presente na assembleia ofiolítica Quatipuru e Serra da Tapa, com destaque para os serpentinitos dessas unidades. Embora seja difícil discriminar a resposta magnética dos diques e dos complexos ultramáficos, no mapa do Gradiente Total da Anomalia Magnetométrica é possível notar que as anomalias magnéticas dos diques possuem forma retilínea e estreita; enquanto que, a forma da anomalia magnética

dos ofiolitos, apesar de ter orientação semelhante aos diques, possuem geometrias mais irregulares.

Nota-se que a magnetização dos diques/complexos ultramáficos são mais intensos que as unidades adjacentes, obliterando, por vezes, as respostas das unidades presentes na FA e no Arco Magmático de Goiás. Apesar disso, é possível correlacionar ortognaisses pertencentes ao Arco Magmático de Goiás com regiões fracamente magnéticas alongadas na direção NE - SW no mapa do Gradiente Total. Estas regiões de baixos gradientes magnéticos ocorrem próximas dos municípios de Peixe e a leste da cidade de Alvorada. Dentre elas, destaca-se uma ampla faixa de baixo gradiente magnético (< 30 nT) com formato sigmoidal a leste da cidade de Sucupira, e outra a 45 km a NE da cidade de Alvorada. Na FA, a despeito do efeito de sobreposição de anomalias magnéticas, regiões fracamente magnéticas também podem ser correlacionadas com as maiores Suítes Graníticas sin a pós-orogênicas (suítes Lajeado e Santa Luzia, os granitos Palmas, do Carmo, Areias e Tipo Mata Azul). A única exceção ocorre na região do Granito Ramal do Lontra, o qual está correlacionado com uma pequena anomalia magnética dipolar bem peculiar deste corpo. Contudo, uma vez que este granito é composto basicamente por quartzo, microclínio, plagioclásio, biotita e muscovita (SOUZA; MORETON, 2001), o mineral ferrimagnético que pode ser a fonte desta anomalia é desconhecido. Neste sentido, algo semelhante ocorre na região do Granito Matança. Assim como os demais granitos sin a pós-orogênicos brasileiros, o Granito Matança pode ser correlacionado com resposta magnética de amplitude moderada a baixa. Porém, na porção leste do município de Tocantínia, essa resposta magnética está sob influência de forte interferência de um pequeno dipolo magnético de 180 nT de amplitude, relativamente isolado. De forma análoga, não é possível identificar qual a natureza da fonte desta anomalia magnética dipolar, mas como este dipolo ocorre na borda oeste da Bacia do Parnaíba, e próximo à ocorrência de diamantes aluvionares, sugere-se estar relacionado a corpos intrusivos, tais como *pipes* kimberlíticos. Ainda na FA, baixos magnéticos também podem ser correlacionados com as diversas rochas metassedimentares da região, como as formações Morro do Campo, Canto da Vazante e Couto Magalhães (Grupo Baixo Araguaia). As formações Pequizeiro e Xambioá possuem respostas magnéticas distintas das formações citadas. Essas respostas são bem destacadas no mapa de primeira derivada vertical (RIBEIRO *et al.*, 2017), e constituem-se de anomalias magnéticas de alta frequência com feição enrugada.

Conforme supracitado, regiões fracamente magnéticas (amplitudes < 5 nT) ocorrem extensivamente no domínio das Bacias Sedimentares fanerozoicas. Tal fato reflete o baixo conteúdo de minerais ferrimagnéticos, principalmente magnetita, dos estratos sedimentares (CLARK, 1997).

Porém, quando fortes respostas magnéticas ocorrem nestes domínios, estas altas amplitudes podem indicar a ocorrência de corpos intrusivos em profundidades, tais como *sills* e diques diabásicos ou *pipes* kimberlíticos (GUNN, 1997).

Na região compreendida pelas cidades de Araguaína e São Miguel do Tocantins, expressivas anomalias magnéticas de alta frequência/amplitude (> 60 nT) geram um relevo magnético rugoso com feições lineares E - W. Essas anomalias magnéticas são correlacionadas com o enxame de diques básicos da Formação Mosquito (MOCITAIBA *et al.*, 2017). Este mesmo padrão de anomalias magnéticas ocorre próximo a cidade de Lizarda, onde basaltos da Formação Mosquito também são mapeados. Destaca-se um expressivo lineamento magnético de direção E - W que ocorre desde a cidade de Presidente Kennedy, até a cidade de Tupiratins. Este lineamento magnético possui as mesmas características magnéticas associadas aos basaltos da Formação Mosquito. Haja vista que nesta região apenas rochas do Grupo Balsas (Formações Pedra de Fogo e Motuca) são cartografadas, é possível que este lineamento magnético esteja relacionado aos *sills* da Formação Mosquito em profundidade. Ao sul do município de Presidente Kennedy, ocorre um agrupamento de altas anomalias magnéticas (amplitudes > 180 nT) com formatos relativamente circulares, entre a porção oriental do município de Guaraí e a norte da cidade de Lajeado. Esse conjunto de anomalias magnéticas compreende as rochas sedimentares da Bacia do Parnaíba. Como as rochas são fracamente magnéticas, estas anomalias magnéticas devem corresponder a fontes profundas. Observa-se entretanto, que essas fontes produzem respostas magnéticas distintas daquelas observadas em basaltos da Formação Mosquito. Ressalta-se, ainda, a existência de um garimpo de diamante na região do município de Rio dos Bois explorado em aluviões, o que indica a possibilidade para prospecção primária de diamantes a partir do mapeamento de corpos kimberlíticos. Neste cenário, nota-se a existência de uma grande rede de lineamentos magnéticos de direção NW - SE que se estende desde o SE do estado do Tocantins, município de Almas, até a porção centro-norte no município Rio dos Bois. A partir do município Rio dos Bois, esta rede de lineamentos magnéticos segue a tendência N - S da Faixa Araguaia. Algumas anomalias magnéticas dipolares estão próximas de locais com ocorrências e garimpos de diamante, que aparentam acompanhar esta trama de lineamentos magnéticos, desde o extremo norte até o extremo SE do estado do Tocantins. No extremo SE

do estado do Tocantins, a cerca de 30 km na direção NE do município de Dianópolis, identifica-se um dipolo magnético no domínio das rochas areníticas do Grupo Urucuia da Bacia Sanfranciscana, que coincide com a ocorrência de ilmenita magnésiana em concentrado de bateia, um mineral satélite indicador de corpos kimberlíticos (ABDALLAH; MENEGHINI, 2017). Outro dipolo magnético bem característico ocorre na porção SW da cidade de Ponte Alta do Bom Jesus, no domínio das rochas sedimentares clasto-químicas do Grupo Bambuí, borda oeste do Cráton São Francisco. No entanto, não há informação geoquímica disponível.

No extremo oeste do estado do Tocantins, próximo a divisa com o estado do Pará, distante 30 km a SW do município de Marianópolis do Tocantins, identifica-se outra anomalia magnética que ocorre sob os sedimentos cenozoicos da Bacia do Bananal. Entretanto, diferentemente daquelas respostas magnéticas observadas nos terrenos sedimentares da porção leste do estado do Tocantins, esta anomalia magnética apresenta amplitude de quase 400 nT e, como é fortemente atenuada como observado nos mapas magnetométricos, supõe-se que suas fontes estejam situadas a grandes profundidades. No mapa do GT, esta anomalia magnética é caracterizada por uma forma relativamente circular, com características distintas na porção centro-leste e centro-oeste, sendo que a porção ocidental indica fontes mais rasas. A primeira é claramente interceptada por lineamentos magnéticos NW - SE, enquanto que a segunda, sofre forte influência tanto dos lineamentos magnéticos N - S, associados aos diques, como também, as anomalias magnéticas relacionadas às rochas metassedimentares das Formações Xambioá e Pequizeiro. A origem das fontes magnéticas das anomalias observadas na Bacia do Bananal é desconhecida.

Importante destacar no domínio dos arenitos eólicos do Grupo Urucuia, pertencente à Bacia Sanfranciscana, nas proximidades do município de Mateiros. Nesta região, as anomalias magnéticas são extremamente fracas (< 5 nT), mas relativamente altas se comparadas com as unidades circunvizinhas. Com base no mapa da primeira derivada vertical da anomalia magnetométrica, observa-se que estas anomalias magnéticas são caracterizadas por altas frequências (fontes magnéticas rasas), e apresentam boa correlação espacial com os relevos ruíniformes decorrentes do processo de erosão errática dos arenitos do Grupo Urucuia. É possível que a fonte magnética dessas anomalias esteja relacionada a coberturas cenozoicas (e.g. depósitos detrito-lateríticos).

▶ MAPAS AEROGAMAESPECTROMÉTRICOS

O método gamaespectrométrico mede a taxa e a energia da radiação gama proveniente do potássio, tório e urânio contido nas rochas (MINTY, 1997). Nos levantamentos aerogeofísicos são empregados cristais detectores (geralmente de iodeto de sódio). Eles absorvem a radiação gama e a cintilação dessa radiação no cristal pode ser medida em contagem por segundo (cps). Quando existem sistemas calibradores é possível quantificar o potássio (em porcentagem), o tório (em ppm) e urânio (em ppm). Contudo, não é medida diretamente a intensidade da energia desses radioisótopos, e sim, dos radioisótopos filhos ^{40}K para o potássio, ^{208}Tl para o tório e ^{214}Bi para o urânio. Por este motivo, foi convencionado o uso de e antes dos símbolos do urânio (eU) e do tório (eTh), para indicar que as concentrações são equivalentes. É importante enfatizar que o método gamaespectrométrico é empregado para investigação de variações que ocorrem apenas na superfície da rocha. Qualquer obstáculo não radioativo sobre a rocha causa supressão do sinal. Por exemplo, uma cobertura de 20 cm de areia quartzosa é capaz de suprimir metade da radiação da rocha. Por esse motivo, é necessário ao intérprete

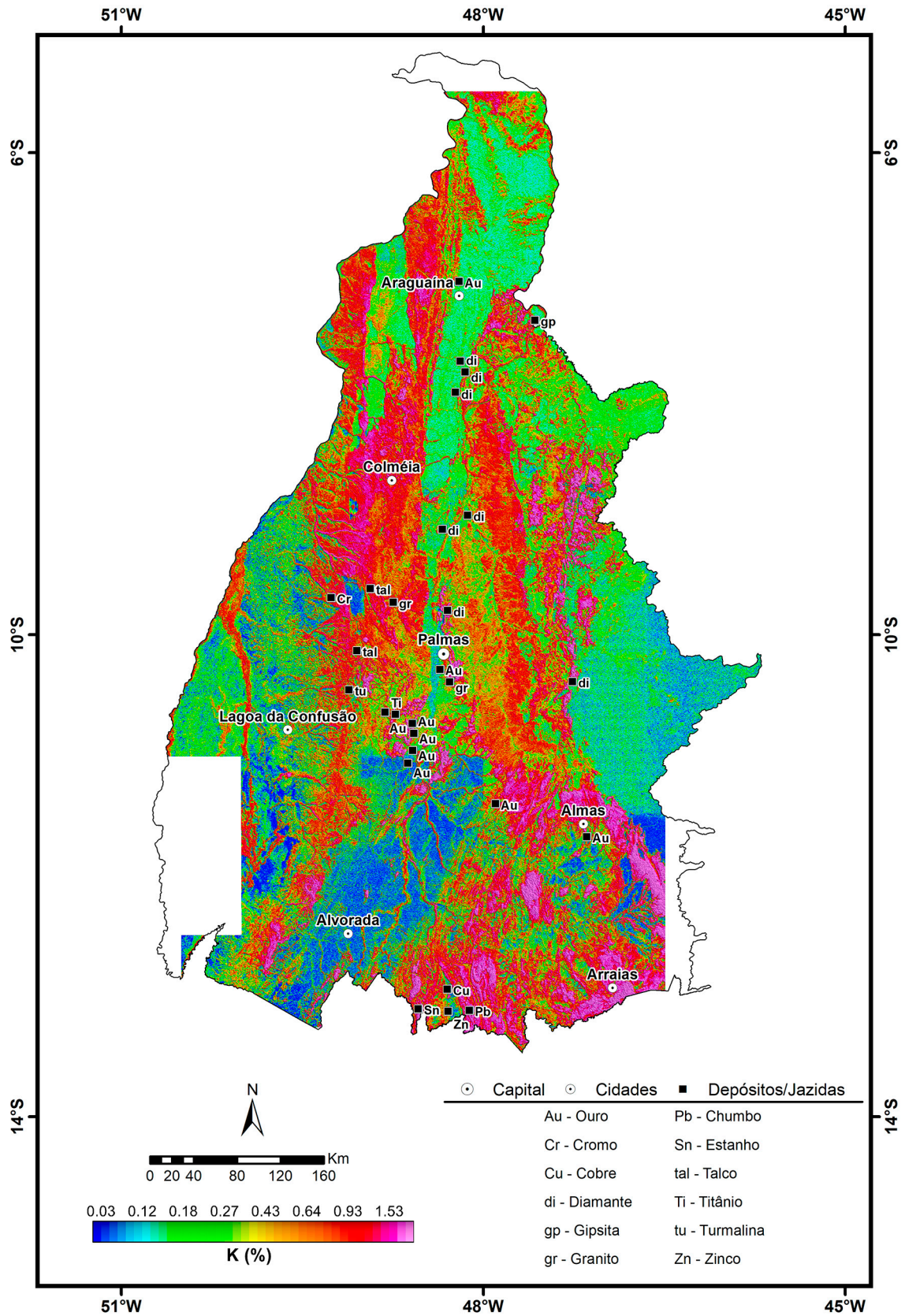
levar em consideração o efeito causado por coberturas sedimentares alóctones, vegetação densa e corpos de água que ocorrem na área de levantamento. Neste último caso, rios que carregam muito material erodido em suspensão na água, podem apresentar sinal radioativo, como é o caso dos rios da Região Amazônica. Por outro lado, os rios secos da região semiárida do Nordeste do Brasil podem apresentar aluviões com sinal radioativo de material que foi carregado por longas distâncias. O potássio, o tório e o urânio aumentam nas rochas ácidas e diminuem nas rochas básicas. Entre eles, o tório tem o comportamento menos móvel, enquanto o urânio é o mais móvel. Comumente, o urânio quando liberado das rochas hospedeiras, tende a ser absorvido pelos minerais argilosos formados pelo intemperismo. De outra forma, nas rochas sedimentares arenosas, a existência de anomalias radiométricas indica a presença de minerais pesados, tais como, zircão e monazita, ricos em tório. Também, é possível inferir pela observação prática e como regra geral que nas rochas graníticas o aumento de concentração desses radioelementos é às vezes também, uma indicação do aumento da alcalinidade.

► POTÁSSIO

NO ESTADO DO TOCANTINS o potássio apresenta uma média de 0,60%. Esta média está abaixo dos valores médios informados em Dickson e Scott (1997) para a crosta da Terra (2,35%). As principais características do elemento potássio de acordo com o texto do Atlas Geoquímico de Roraima (FREITAS; MARMOS, 2017) são apresentadas a seguir.

O potássio é um metal alcalino, de cor prateada, mole, bom condutor de calor e eletricidade, que se oxida facilmente e, depois do Li, é o metal mais leve. Em virtude de sua alta reatividade não é encontrado livre na natureza. Devido à similaridade entre os raios atômicos, pode ser substituído por Rb, Cs, Ba, Pb e Tl. É um dos constituintes maiores dos minerais formadores de rocha e o sexto mais comum na natureza, depois do Ca. Durante a diferenciação magmática o mesmo se concentra progressivamente em K-feldspatos, como o ortoclásio e microclina, e outros silicatos, entre eles alunita, leucita e muscovita, o que faz com que fique mais enriquecido nas rochas ácidas do que nas básicas (KOLJONEN; STENIUS; BUCHERT, 1997). Pode também estar presente em soluções hidrotermais associado a mineralizações de cobre pórfiro e em pegmatitos (MINEROPAR, 2005). Minerais de minério: evaporitos, como a silvinita (mistura de silvita e halita), nitro ou caliche, carnalita, polialita, cainita, langbeinita, schoenita e singernita (ANUÁRIO MINERAL BRASILEIRO, 2009). Principais utilidades: o principal uso do K é como fertilizante na agricultura, na forma de sulfatos e cloretos, em complementação ao uso de nitratos e fosfatos. A liga de K-Na é usada como meio de transferência de calor. Como agente redutor é utilizado em aplicações terapêuticas, na produção de sal sem Na. Impactos biológicos: seus sais são essenciais para os processos vitais. É um macronutriente não tóxico, ativando reações enzimáticas. É um elemento importante para o crescimento das plantas e da dieta humana. Os íons de K^+ assim como os de Na^+ agem nas membranas celulares na transmissão de impulsos eletroquímicos dos nervos e fibras musculares. Por outro lado, os sais de K são extremamente tóxicos quando injetados na corrente sanguínea. O composto KCN (cianeto de potássio) e o HCN (ácido cianídrico) são letais, considerados hematóxicos (PEIXOTO, 2004). Mobilidade ambiental: em condições oxidantes (pH<4 e 5-8) e redutoras são ligeiramente móveis (LICHT; MELLO; SILVA, 2007). Tipos de depósitos: depósito sedimentar químico, derivado de exalações relacionadas a evaporitos (BIONDI, 2003). Principais jazidas: Canadá, Rússia, Bielorrússia, Alemanha e China. O Brasil até 2009 ocupava a décima colocação em termos de reservas e produção mundial de sais de potássio. As principais reservas subterrâneas de sais de potássio no Brasil localizam-se nos estados de Sergipe (mina Taquari/Vassouras e Santa Rosa do Lima) e Amazonas (Fazendinha e Arari) (ANUÁRIO MINERAL BRASILEIRO, 2009).

Potássio

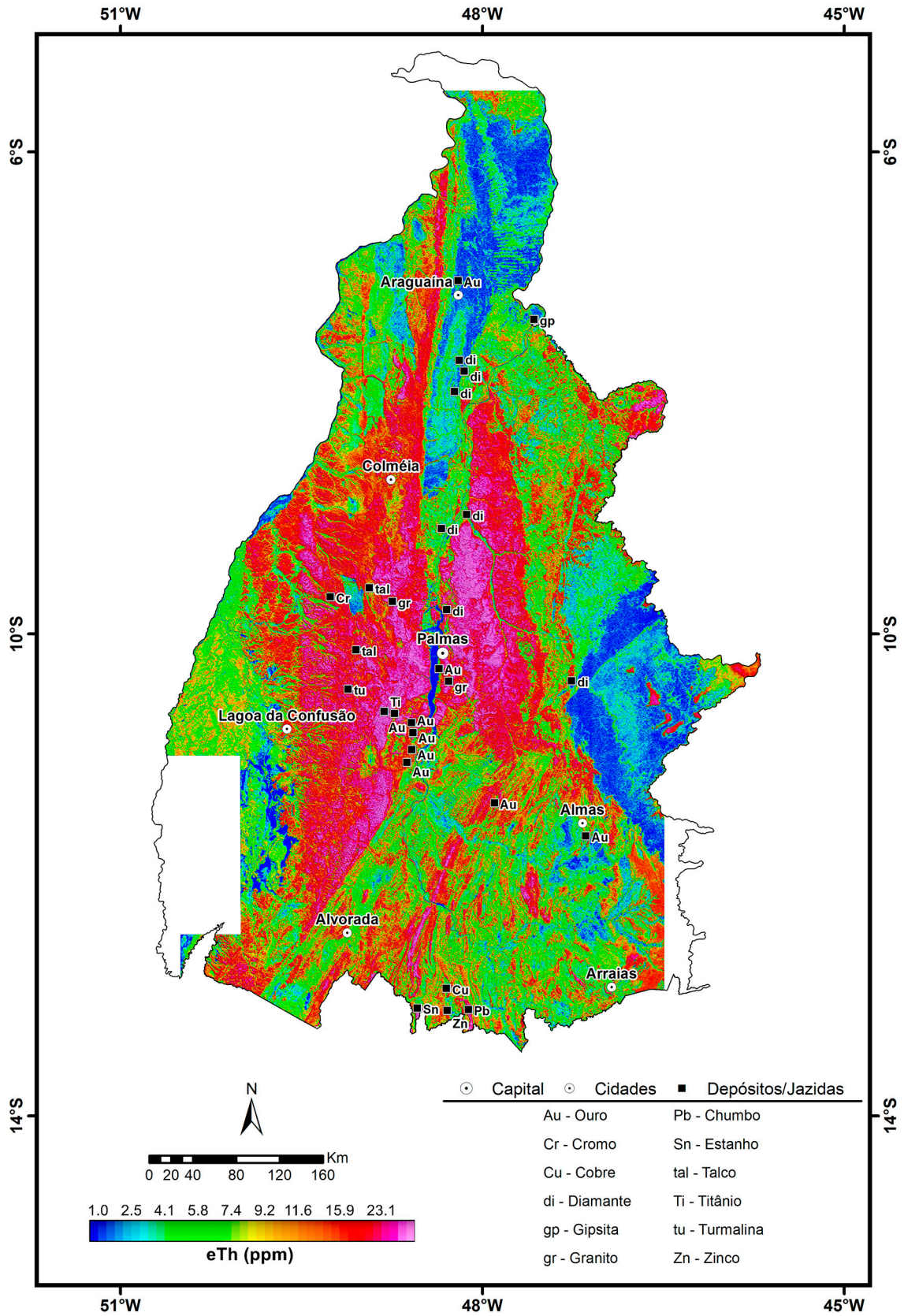


▶ EQUIVALENTE DE TÓRIO

NO ESTADO DO TOCANTINS o equivalente tório apresenta uma média de 11 ppm. Esta média está ligeiramente abaixo dos valores médios informados em Dickson e Scott (1997) para a crosta da Terra (12 ppm). As principais características do elemento tório de acordo com o texto do Atlas Geoquímico de Roraima (FREITAS; MARMOS, 2017) são apresentadas a seguir.

O tório é um metal da série dos actínídeos, sendo o isótopo ^{232}Th o único disponível na natureza. Em condição ambiente é sólido, de cor branca brilhante a prateada, e quando exposto ao ar é levemente radioativo. É um condutor intermediário de calor e corrente elétrica. Possui forte caráter litófilo concentrando-se nas partes superiores da litosfera, sendo sua distribuição fortemente controlada pelos estados de oxidação e pelo sistema Eh-pH (KABATA-PENDIAS; PENDIAS, 1992). O íon Th^{+4} é facilmente solúvel e rapidamente adsorvido ou precipitado em sedimentos de materiais hidrolisados. Os minerais de tório e os enriquecidos em tório são geralmente resistentes e possuem mobilidade reduzida no intemperismo, concentrando-se assim nos sedimentos residuais em regiões de clima tropical, ou em areias e placers como minerais pesados (KOLJONEN; STENIUS; BUCHERT, 1997). Minerais de minério: monazita $[(\text{Ce}, \text{La}, \text{Nd}, \text{Th}) \text{PO}_4]$, thorita, euxenita, sendo também encontrado em outros minerais, associado a ETR e urânio, bem como a esfalerita, apatita e zircão. Principais utilidades: como fonte de energia nuclear (no processo de obtenção de ^{233}U), ligas metálicas com o Mg, catalisador de reações, fabricação de filamentos de W e células fotoelétricas. Impactos biológicos: o tório não tem função biológica conhecida e quando disperso no ar, geralmente pela mineração, pode ocasionar câncer de pulmão, pâncreas e sangramento. Caso esteja acondicionado em algum recipiente e posteriormente seja exposto ao ar, pode explodir. Mesmo com baixa radioatividade, oferece risco à saúde humana, pois pode originar espécies radioativas como o gás radônio ^{230}Rn e o ^{208}Pb . Mobilidade ambiental: em condições oxidantes, seja com $\text{pH} < 4$ ou entre 5-8, ou ainda em ambiente redutor, o mesmo é imóvel (LICHT; MELLO; SILVA, 2007). Tipos de depósitos: em veios de rochas alcalinas, tipo Barra do Itrapirapuã. Principais jazidas: Estados Unidos, Índia, Sri Lanka, Austrália e Madagascar. No Brasil, o tório é encontrado incluso no minério de ferro-nióbio nas minas de Catalão-Ouvidor em Goiás, e associado a uma série de intrusões alcalinas de idade neocretácea, situadas entre a borda NE da Bacia do Paraná e a borda SW do Cráton São Francisco.

Equivalente de Tório

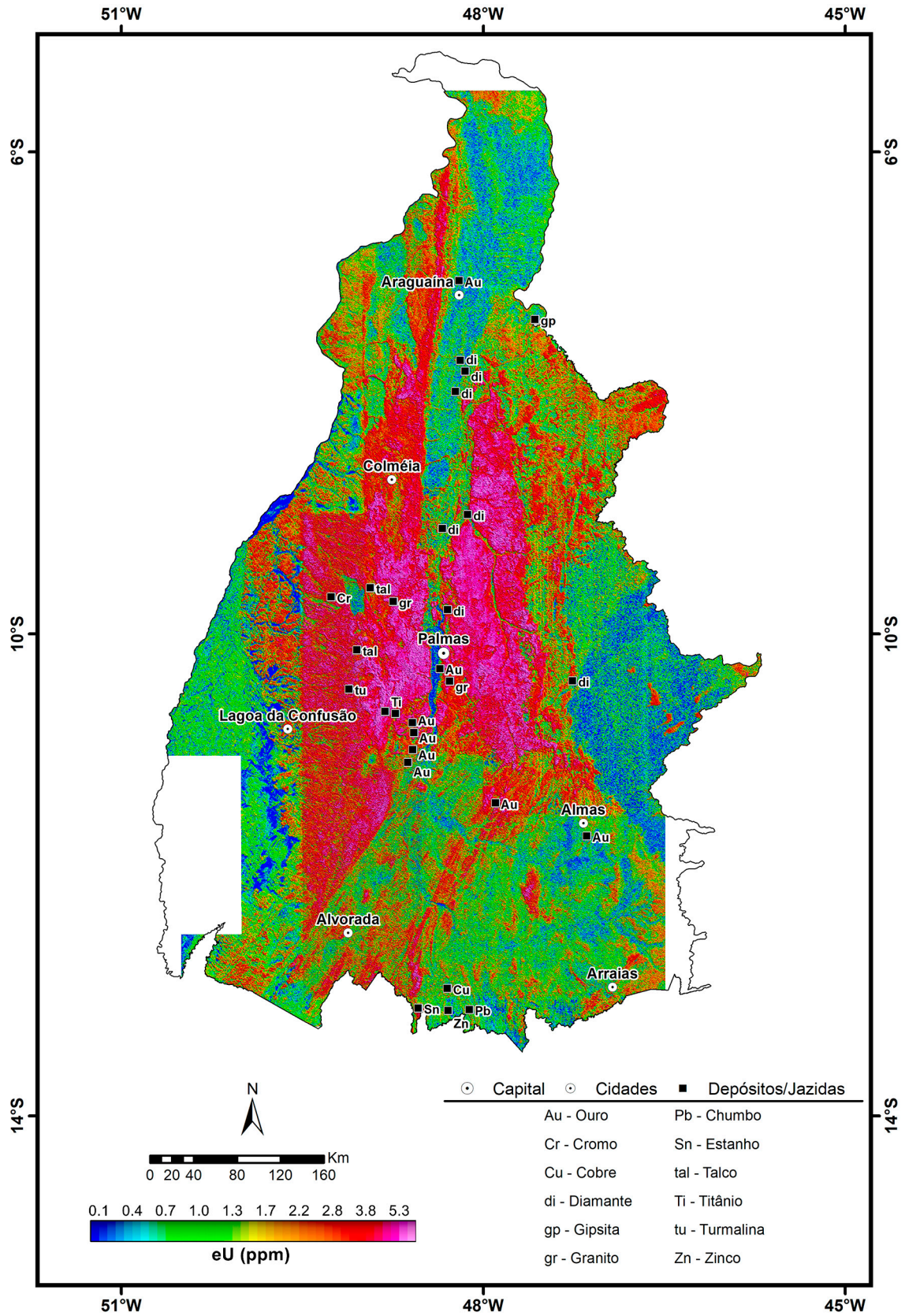


▶ EQUIVALENTE DE URÂNIO

NO ESTADO DO TOCANTINS o equivalente urânio apresenta uma média de 2 ppm. Esta média está abaixo dos valores médios informados em Dickson e Scott (1997) para a crosta da Terra (3,0 ppm). As principais características do elemento urânio de acordo com o texto do Atlas Geoquímico de Roraima (FREITAS; MARMOS, 2017) são apresentadas a seguir.

O urânio é um metal do grupo dos actínídeos, não possui cor característica, é denso, reativo, dúctil, maleável, oxida-se facilmente e possui como característica principal ser altamente radioativo. Existe na forma de três isótopos: ^{234}U , ^{235}U e ^{238}U . O íon U^{+4} concentra-se nos últimos estágios de diferenciação magmática, nas estruturas do zircão, allanita, esfalerita, apatita, monazita e minerais de tório, ítrio e lantanídeos. O urânio é comumente enriquecido nos granitos, pegmatitos e depósitos hidrotermais. Suas associações metalogenéticas são com V, As, P, Mo, Se, Pb, e Cu (KOLJONEN; STENIUS; BUCHERT, 1997). Em condições de intemperismo, forma complexos orgânicos facilmente solúveis e móveis, relativamente estáveis em condições áridas. Na litosfera sua distribuição é controlada pelos estados de oxidação e pelo sistema Eh-pH. Por ser muito reativo, não é encontrado em seu estado elementar (KABATA-PENDIAS; PENDIAS, 1992). Minerais de minério: uraninita (UO_2), pechblenda (variedade impura e amorfa da uraninita), carnotita, euxenita, autunita, torbenita, samarskita, margaritasita, lantinita e albertnyite. Principais utilidades: como combustível nuclear para geração de energia elétrica, explosivos nucleares e produção de raios X. Impactos biológicos: não é um elemento nutriente e ocorre em alguns locais devido a vazamentos e acidentes em usinas nucleares e no armazenamento do lixo atômico. Por ser radioativo e bioacumulativo, pode causar sérios problemas ao sangue, ossos, rins e fígado, sendo altamente carcinogênico (ATSDR, 1999). Mobilidade ambiental: em condições oxidantes, com $\text{pH} < 4$ e $\text{pH} \geq 5$ a ≤ 8 , a mobilidade é moderadamente alta, e em condições redutoras mostra-se imóvel (MINEROPAR, 2005; KOLJONEN; STENIUS; BUCHERT, 1997). Tipos de depósitos: relacionados com vulcânicas félsicas e máficas subaéreas; associado aos depósitos de Au em rochas sedimentares clásticas, tipo folhelhos negros (Suécia) ou conglomerados e arenitos tipo Witwatersrand; em rochas metamórficas regionais do tipo discordância junto com o Au; em rochas alcalinas (carbonatitos) e depósitos do tipo IOCG; relacionados a inconformidades (LICHT; MELLO; SILVA, 2007). Principais jazidas: Austrália, Cazaquistão, Canadá, Namíbia, Rússia, Níger e Uzbequistão. No Brasil, encontra-se na Bahia (Lagoa Real, município de Caitité), no Ceará (Itataia, município de Santa Quitéria) e Minas Gerais (Poços de Caldas).

Equivalente de Urânio



COMPOSIÇÃO TERNÁRIA RGB (K-eTh-eU)

ESTE MAPA É RESULTANTE de uma composição em falsa cor dos canais de K, eTh e eU, em que para cada radioelemento é atribuída uma cor. Na composição ternária RGB, a cor é vermelha (R-red) para as rochas ricas em K; verde (G-green) para as rochas ricas em eTh; e azul (B-blue) para as rochas ricas em eU. Quando os três são altos, a soma das cores resulta na cor branca. Quando os três são baixos a cor é preta. Porém, corpos d'água quando não possuem muito material em suspensão também apresentam cor preta porque na água limpa a radioatividade é baixa para os três radioelementos.

Este mapa tem o potencial de distinguir muito bem as unidades geológicas a partir da análise combinada dos três radioelementos. Contudo, alguns cuidados são necessários na sua interpretação, sobretudo pela ambiguidade associada ao processo de interpretação e correlação geológica de dados geofísicos. Como exemplos, a cor vermelha que deve representar teores alto de K e baixos teores de eTh e eU pode está correlacionada com granitos ou sedimentos imaturos como grauvacas. A cor branca pode ser produzida por sienitos ou vulcânicas ácidas. A cor preta pode ser rochas ultramáficas ou arenitos puros quartzosos. A cor verde pode ser associada com metassedimentos ou lateritas. Portanto, a interpretação de dados gamaespectrométricos requer a adição de informações complementares para que seja consistente no seu emprego em mapeamentos geológicos e na pesquisa de recursos minerais.

A Figura 8 apresenta as diversas possibilidades de correlações geológicas que podem ser feitas a partir da composição ternária RGB. Além de demonstrar o seu potencial, também revela as muitas possibilidades de interpretações ambíguas.

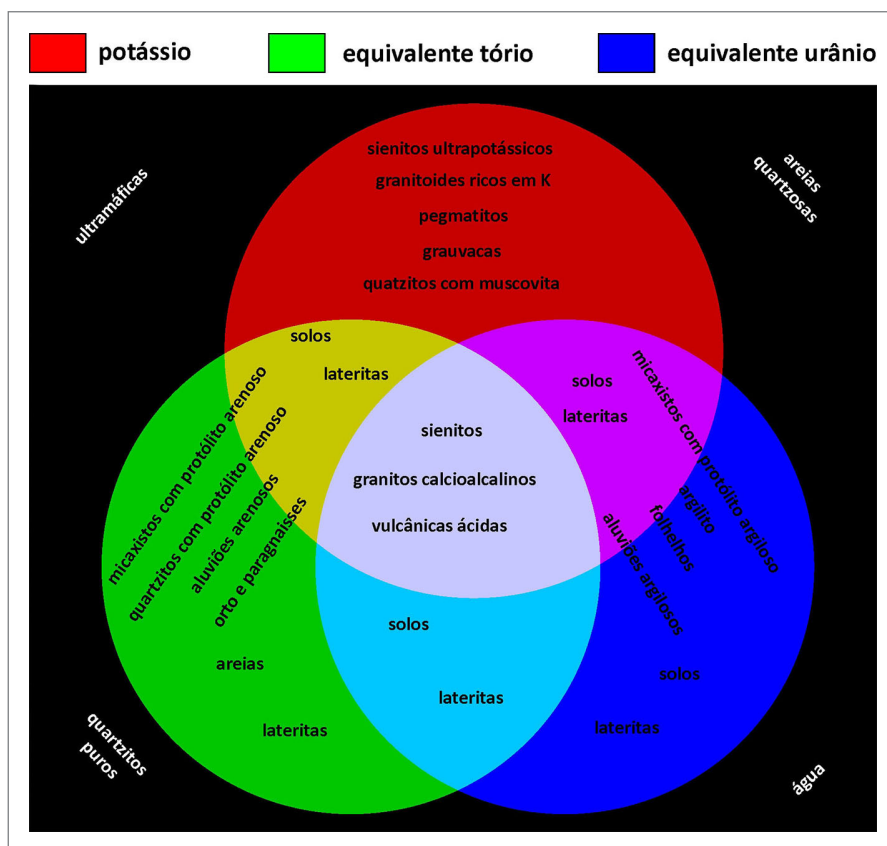
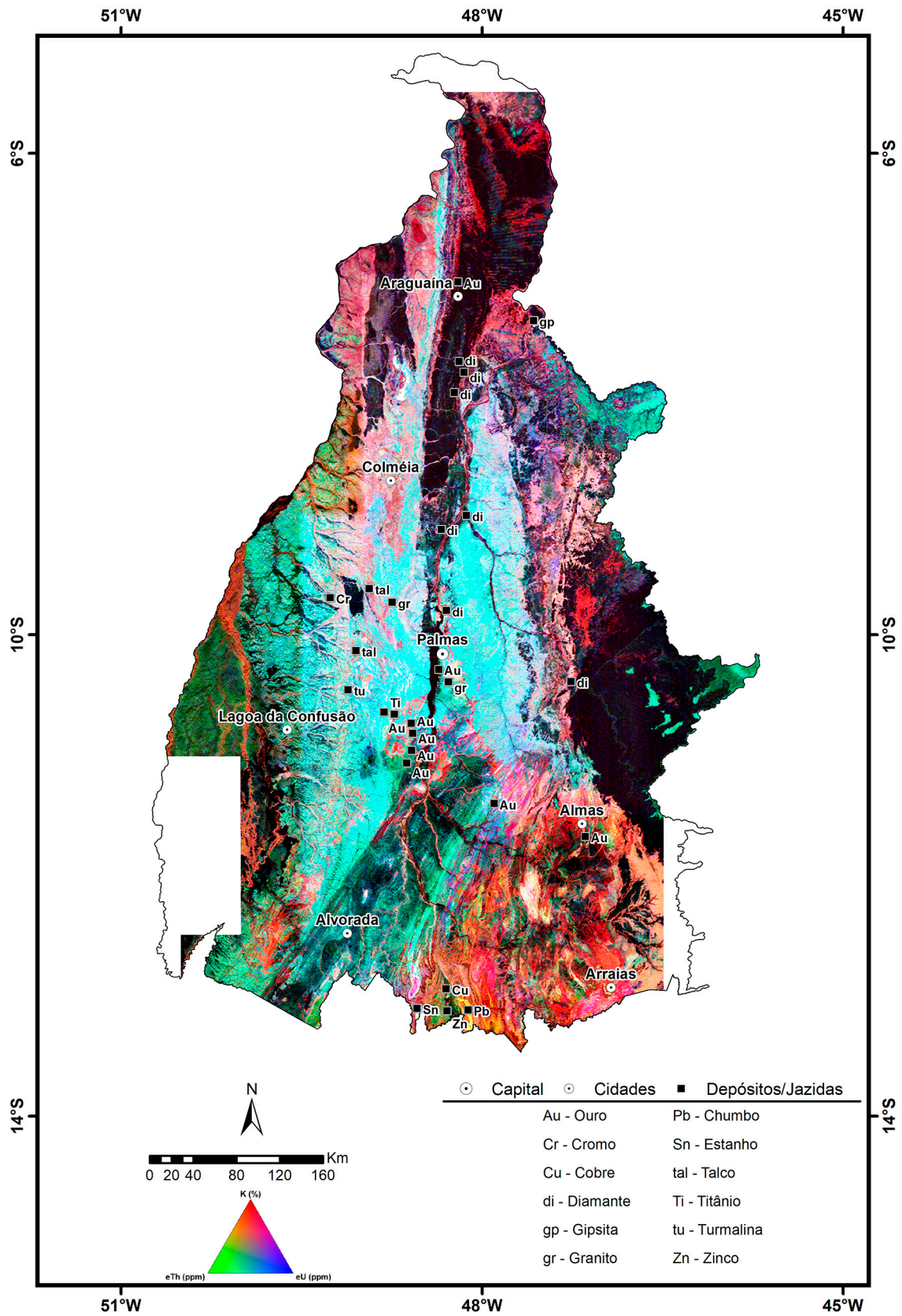


Figura 8 - Possibilidades de correlação entre tipos litológicos e tonalidades de cores em uma Composição Ternária RGB.

Composição Ternária RGB (K-eTh-eU)



POTÁSSIO ANÔMALO

DEPÓSITOS MINERAIS associados com processos hidrotermais e com expressão em superfície podem ser identificados através da análise de dados gamaespectrométricos (AIRO, 2002). A análise da presença anômala de K é melhor observada quando a supressão das contribuições primárias da radiação gama (litologia, condições ambientais, solos e geometria da fonte) é efetuada (PIRES, 1995). A supressão é efetuada através da normalização dos dados de K em função dos valores de eTh. A diferença entre valores previstos de potássio e valores realmente medidos indicam áreas de acumulação secundária deste elemento (PIRES, 1995).

A Figura 9 apresenta o gráfico de correlação do K versus eTh. A dependência da concentração de K com relação ao eTh é representada por uma função linear. A inclinação da reta é determinada pela razão entre os valores das observações de potássio K e os de eTh. O método descrito em Pires (1995) considera o K ideal (Ki) em relação ao eTh calculado pela equação:

$$K_i = (\text{média de } K_s / \text{média de } eTh_s) \times eTh$$

Em seguida, os desvios dos valores reais a partir dos valores ideais foram obtidos pela seguinte equação:

$$K_d (\text{anômalo}) = (K - K_i) / K_i$$

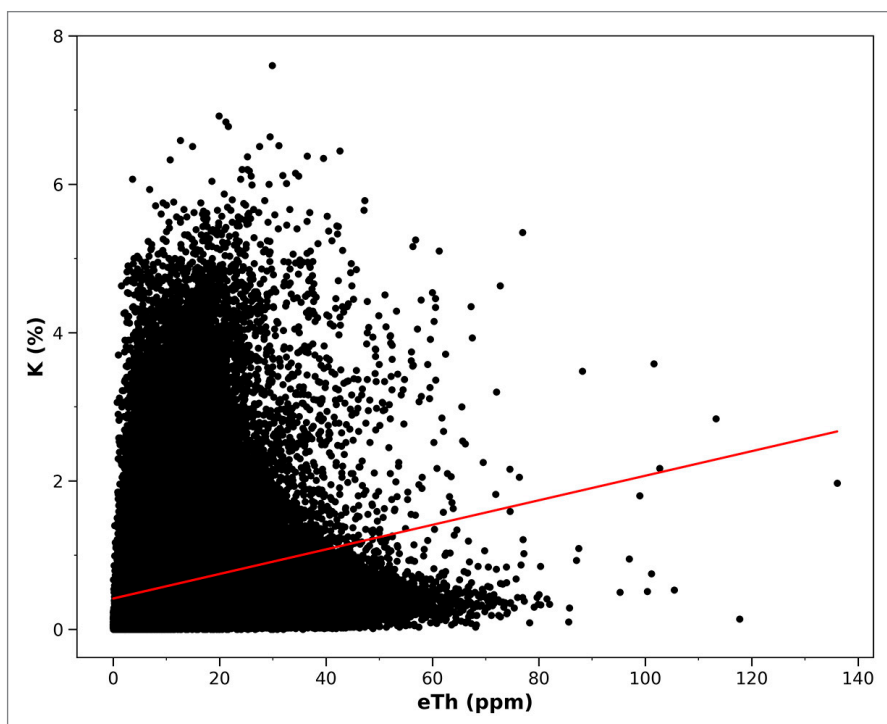
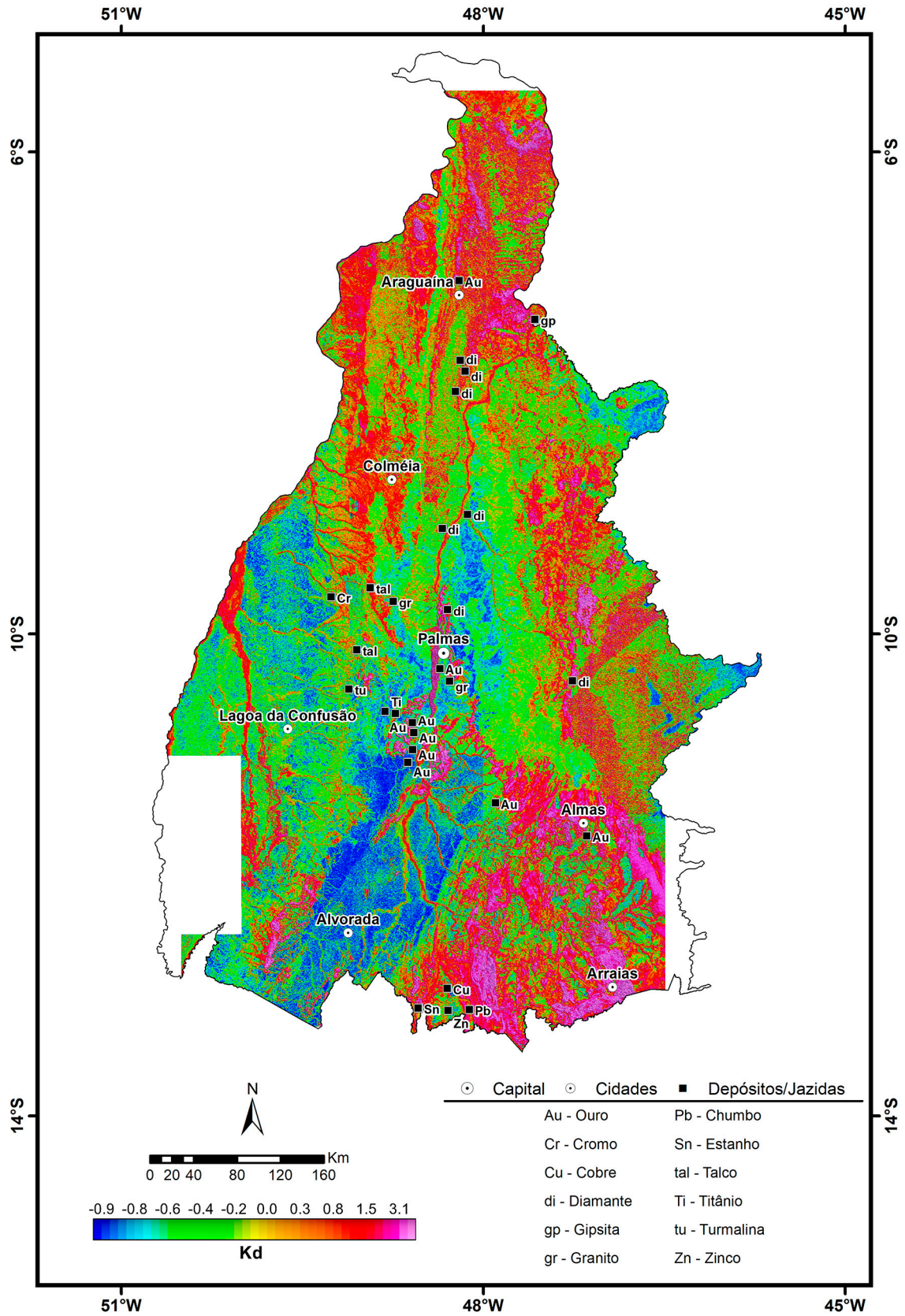


Figura 9 - Gráfico de correlação de K x eTh com reta que melhor se ajusta aos dados.

Potássio Anômolo



▶ URÂNIO ANÔMOLO

DEPÓSITOS DE FOSFATO com expressão em superfície podem ser identificados através da análise de dados gamaespectrométricos por causa da forte correlação entre U e P (GILL; SHILONI, 1995). A análise da presença anômala de eU é melhor observada quando a supressão das contribuições primárias da radiação gama (litologia, condições ambientais, solos e geometria da fonte) é efetuada (PIRES, 1995). A supressão é efetuada através da normalização dos dados de eU em função dos valores de eTh. A diferença entre valores previstos de eU e valores realmente medidos indicam áreas de acumulação secundária deste elemento (PIRES, 1995).

A Figura 10 apresenta o gráfico de correlação do eU *versus* eTh. A dependência da concentração de eU com relação ao eTh é representada por uma função linear (reta vermelha). A inclinação da reta é determinada pela razão entre os valores das observações de eU e os de eTh. O método descrito em Pires (1995) considera o eU ideal (eUi) em relação ao eTh calculado pela equação:

$$eU_i = (\text{média de eUs} / \text{média de eThs}) \times eThs$$

Em seguida, os desvios dos valores reais a partir dos valores ideais foram obtidos pela seguinte equação:

$$eU_d (\text{anômalo}) = (eU - eU_i) / eU_i$$

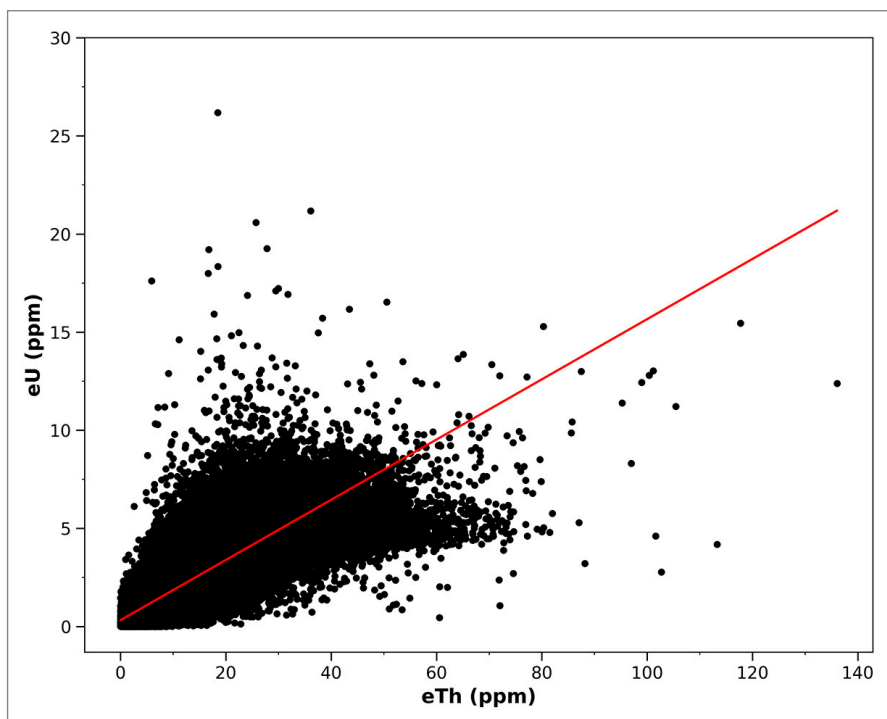
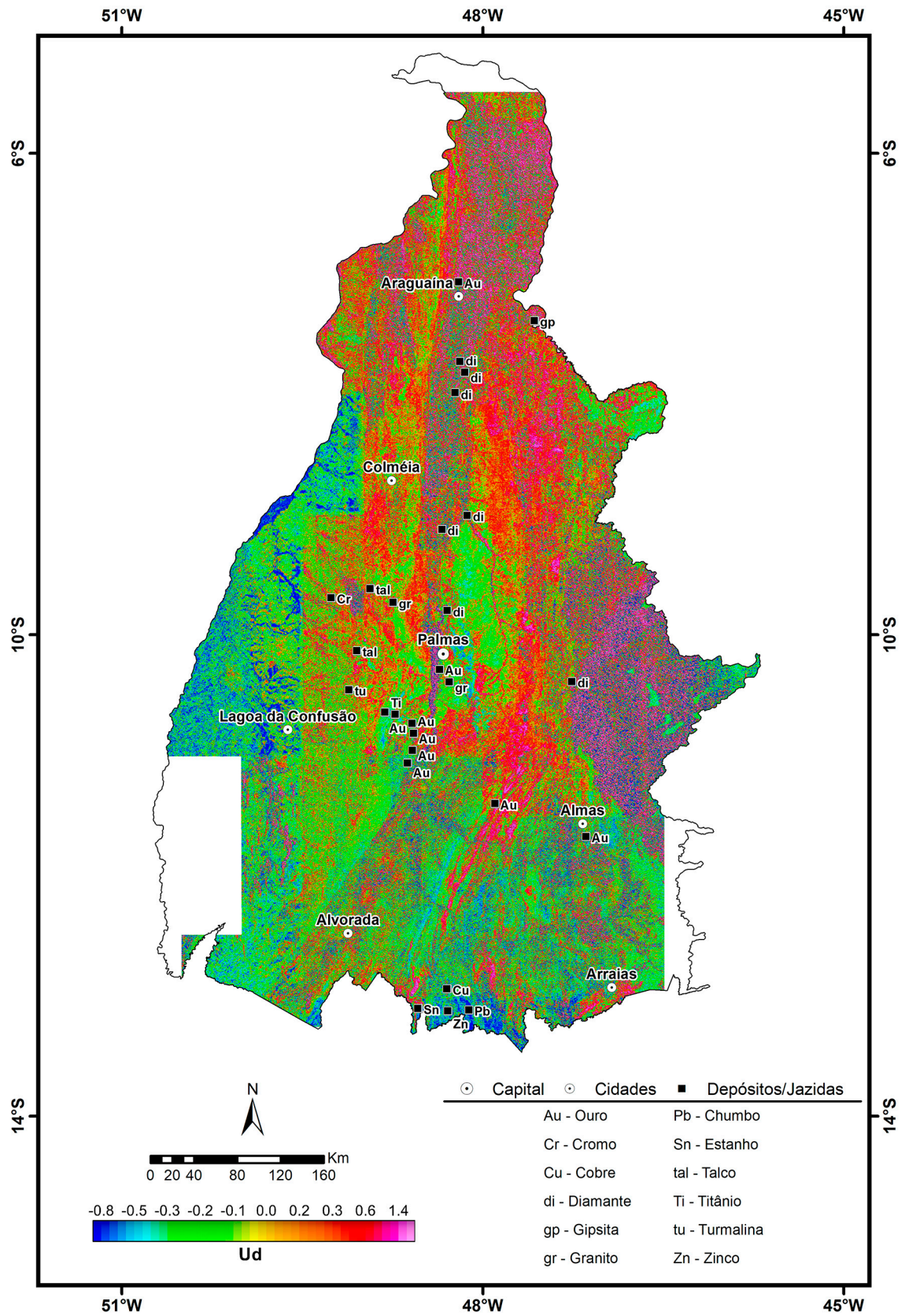


Figura 10 - Gráfico de correlação de eU x eTh com reta que melhor se ajusta aos dados.

Urânio Anômolo

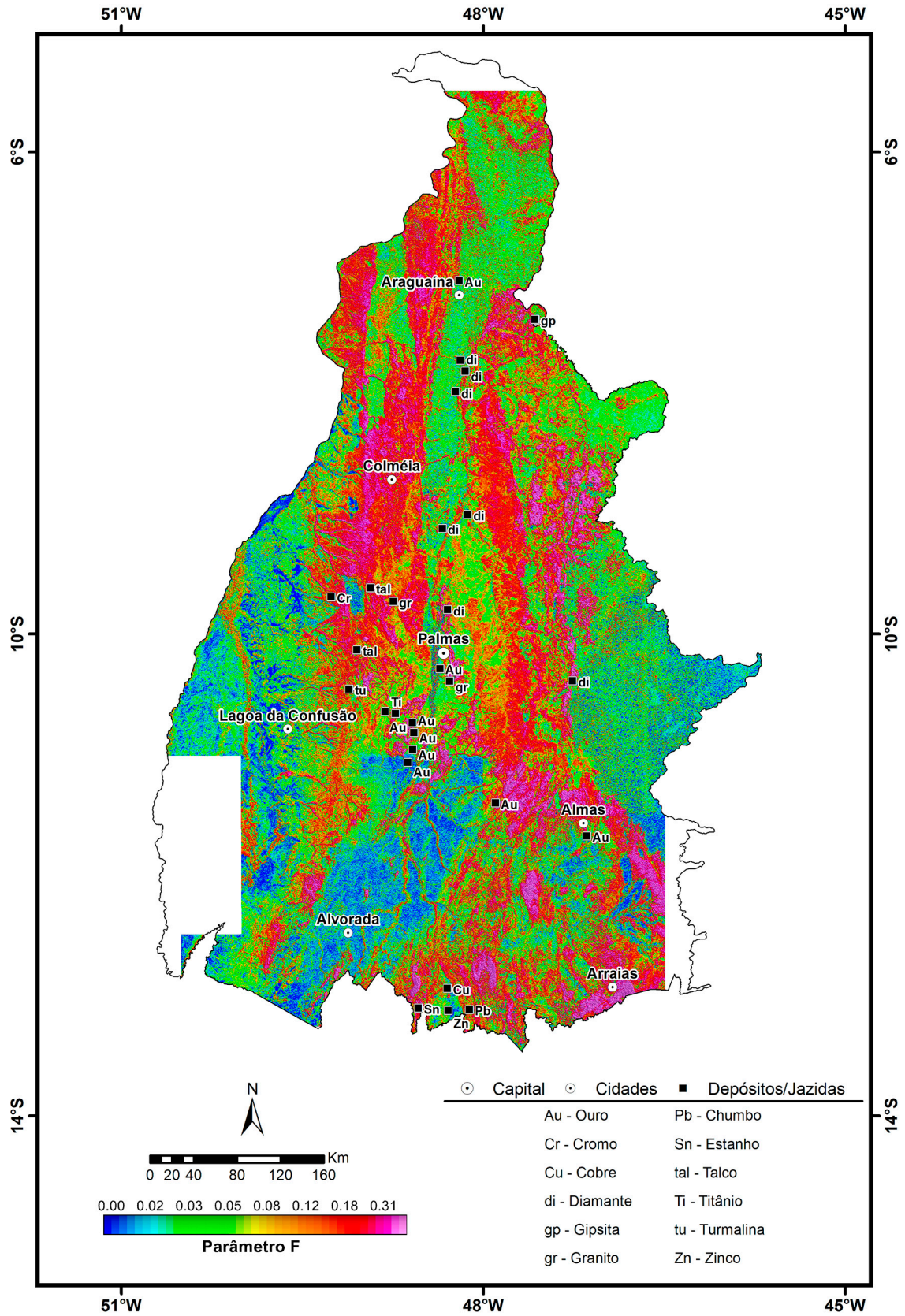


▶ PARÂMETRO F

ESTE PARÂMETRO é obtido por meio do cálculo de efeito de crescimento do K e do eU em relação ao eTh em situações geológicas específicas. Geralmente, o conteúdo relativo dos radioelementos é alterado no processo de hidrotermalismo. Segundo Airo (2002) a alteração potássica resulta frequentemente em K elevado particularmente para rochas máficas. Então, relações anômalas entre o K e eTh ao longo de cisalhamentos ou fraturas podem ser indicativas de mineralização de ouro. O cálculo deste parâmetro é obtido por meio da fórmula proposta por Efimov (1978) *apud* Gnojek e Prichystal (1985):

$$F = K * eU / eTh$$

Parâmetro F



▶ PRINCIPAIS CORRELAÇÕES GEOLÓGICAS DOS DADOS AEROGAMAESPECTROMÉTRICOS NO ESTADO DO TOCANTINS

As principais unidades geotectônicas existentes no estado do Tocantins possuem respostas gamaespectrométricas bem destacadas no mapa da composição ternária RGB (K, eTh, eU), semelhante as respostas que ocorrem nos mapas magnetométricos. Os sedimentos da Bacia Sanfranciscana, por exemplo, apresentam baixos valores nos três radioelementos, de tal forma que a região da Serra Geral do Tocantins é caracterizada pela cor preta.

Por outro lado, o domínio das rochas paleoproterozoicas, principalmente no SE do estado do Tocantins, é caracterizado por cores vermelhas marcadas pelos altos valores no canal de K, presente nas rochas gnáissicas. Também é possível discriminar vários lineamentos gamaespectrométricos associados ao Sistema de Lineamentos Transbrasiliano (N30E) e da Faixa Araguaia (N-S). A diferença nas assinaturas radiométricas de uma mesma unidade litoestratigráfica deve-se à variação faciológica (composicional), este é o caso dos domos TTG's meso - neo arqueanos, como o Gnaisse Cantão e os granitoides paleoproterozoicos da Suíte Aurumina, ou, podem estar relacionados ao padrão irregular de distribuição dos radioelementos por processos pedogenéticos e alterações hidrotermais (WILFORD; BIERWITH; CRAIG, 1997; DICKSON; SCOTT, 1997; REINHARDT; HERRMANN, 2018; SHIVES; CHARBONNEAU; FORD, 2000)

Na porção norte do município de Colméia, as rochas do embasamento do Orógeno Araguaia, pertinentes ao domínio TTG Meso - Arqueano do Complexo Colméia, apresentam coloração amarela no mapa de composição ternária RGB, enquanto nos domos mais a norte (e.g. Xambioá e Lontra), apresentam coloração predominantemente vermelha. Nesse contexto, a cor amarela indica o predomínio das concentrações de K e eTh, enquanto a cor vermelha denota predomínio apenas do K. É possível que a concentração relativamente mais baixa de eU seja decorrente do decaimento dos átomos de ^{238}U , pois este elemento possui meia-vida menor que a do ^{232}Th e do ^{40}K (MINTY; LUYENDYK; BRODIE, 1997). Contudo, uma vez que os domos de Xambioá, Lontra e Colméia possuem idades semelhantes, a diferença de cor deve-se às variações faciológicas. Situação análoga ocorre com as unidades cartografadas do Gnaisse Cantão, próximo aos municípios de Bandeirantes do Tocantins e Aragominas. Enquanto na região SW de Bandeirantes do Tocantins o Gnaisse Cantão apresenta altos valores de K, eTh e eU (área esbranquiçada), esta mesma unidade é correlata com padrões avermelhados (alto K) na porção SW do município de Aragominas.

Porções amarelas também caracterizam as unidades Paleoproterozoicas, a sudeste do estado do Tocantins, com destaque para os ortognaisses do Complexo Almas - Cavalcante, cartografados a oeste do município de Conceição do Tocantins, bem como os metadioritos do Complexo Rio Maranhão, mapeados na porção leste do município de Palmeirópolis, além dos terrenos TTG's da Suíte Serra do Boqueirão que ocorrem em Porto Alegre do Tocantins. Os granulitos dos complexos Porangatu e Porto Nacional coincidem com regiões de cor esverdeada, marcados por minerais resistatos (alto teor de eTh) no mapa de composição ternária RGB, e pela tonalidade vermelha (alta concentração de K), respectivamente. Esta assinatura radiométrica decorre da ação erosiva que tem atuado nestas unidades. Corroborar-se a isto o fato de que muitas planícies de inundação de vários rios da região que permeiam esta unidade possuem assinaturas radiométricas evidenciadas pela cor vermelha no mapa de composição ternária RGB, ou seja, alta concentração de K devido a mobilidade deste elemento.

Regiões escuras caracterizadas pelas baixas concentrações nos três radioelementos também são correlacionadas com diversas unidades máfica-ultramáficas, tais como as intrusivas do Maciço Barra do Gameleira e os ofiolitos do Quatipuru, assim como a Suíte Gabro - Anortosítica Carreira Comprida. Seguindo esse contexto, correlacionam-se as unidades metavulcanossedimentares pertencentes aos grupos Riachão do Ouro, Araí, Natividade e Serra da Mesa. Nos dois primeiros grupos citados, os baixos valores de K, eTh e eU devem-se principalmente aos metabasaltos. Altos valores de K podem estar relacionadas aos conglomerados da Formação Traíras pertencentes ao Grupo Araí. Áreas com coloração alaranjada no mapa de composição ternária RGB coincidem com a sucessão psamo-pelito-carbonatada do Grupo Paranoá. Uma faixa estreita de coloração marrom separa esta região alaranjada de outra avermelhada associada aos litótipos da Formação Arraias. No Grupo Natividade, é possível observar uma faixa estreita de cor marrom com formato sigmoidal, cartografada a SE do município de Pindorama do Tocantins, correlacionada aos metaconglomerados.

Regiões com padrões amarronzados no mapa de composição ternária RGB também ocorrem no domínio do Complexo Palmeirópolis. Nesta região, tem-se mais um exemplo das respostas gamaespectrométricas distintas relacionadas à variação litológica em uma mesma unidade. Os anfibolitos caracterizam-se por baixos valores de K, eTh e eU, os metaconglomerados podem ser correlacionados com regiões amarelas (baixo valor de eU), e os quartzo-mica xistos

apresentam valores relativamente maiores de eTh, coincidindo assim com áreas de coloração verde. Embora toda região do Complexo Palmeirópolis seja marcada por baixos valores dos radioelementos, pontualmente, notam-se altos valores de K, eTh e eU, que ocorrem no setor NE do complexo, relativos aos granitos sincollisionais do tipo Morro Solto.

Altos valores radiométricos também são observados em outras unidades Meso - Neoproterozoicas, dentre as quais destacam-se: os granitos da Serra Dourada, da Subprovíncia Tocantins, a Suíte Lajeado, e os nefelina sienitos da Suíte Alcalina de Peixe e da Suíte Monte Santo - Serra da Estrela. Os granitos neoproterozoicos Matança e Palmas podem ser correlacionadas com assinaturas radiométricas evidenciadas pela cor amarela, que apresentam em geral alto conteúdo de K e eTh, e moderado valores de eU.

A assinatura radiométrica das unidades agrupadas nos orógenos Brasilianos é de difícil discriminação, devido ao forte efeito das coberturas superficiais e tectonismo, e no caso da Faixa Araguaia, à diversidade das fontes dos sedimentos que compuseram as rochas do Grupo Baixo Araguaia. Assim como as rochas paraderivadas do Complexo Rio dos Mangues, a região verde-escura observada concernente aos ortognaisses do Arco Magmático de Goiás sugere baixos valores dos três radioelementos provenientes, também, das coberturas superficiais. Ainda no domínio do Arco Magmático de Goiás, uma estreita faixa NE - SW com altos valores de eTh (evidenciada pela cor verde), que se estende desde a cidade de São Valério até a o município de Jaú do Tocantins, merece destaque. Na porção SW do município de São Valério, um seguimento desta faixa coincide com os granitoides ediacaranos da Suíte Santa Luzia. Ao sul do município de Jaú do Tocantins, os altos valores de eTh contornam as rochas da Suíte Alcalina de Peixe, que sugerem a formação de um halo de alteração causado pela interação da suíte alcalina alojada na faixa. Na Faixa Araguaia, a despeito da forte influência das coberturas superficiais, a resposta gamaespectrométrica com maior destaque corresponde aos metassedimentos da Formação Xambioá. Esta unidade é caracterizada por altos valores de K (evidenciada pela cor vermelha). Esta anomalia radiométrica em K deve-se à presença de metarcóseos e metaconglomerados existentes na unidade.

Conforme supracitado, diversas áreas escuras indicativas de baixos valores radiométricos ocorrem com mais frequência no domínio de bacias sedimentares. Essas áreas correspondem às bacias Sanfranciscana, Parnaíba e

Bananal. No domínio das rochas do Grupo Bambuí, correspondente ao embasamento da Bacia Sanfranciscana, são evidentes os baixos valores dos radioelementos K, eTh e eU na porção sudeste do estado do Tocantins. Na porção leste da cidade de Taipas do Tocantins, os baixos valores radiométricos são correlacionados às coberturas neocretáceas dos arenitos eólicos do Grupo Urucuia. Cumpre registrar, contudo, que os relevos residuais da região do Jalapão são bem caracterizados por altos valores de eTh (regiões esverdeadas). Neste caso, a concentração elevada de eTh pode ser proveniente do processo de intemperismo que tem atuado nestes relevos residuais. Já na Bacia do Parnaíba, a baixa resposta gamaespectrométrica pode ser bem correlacionada com os arenitos, siltitos e folhelhos das Formações Pedra de Fogo, Motuca, Sambaíba e Corda, e com os basaltos da Formação Mosquito. Por outro lado, as unidades cartografadas como Formações Pimenteirias e Longá coincidem com áreas caracterizadas com altos valores de eTh e eU (áreas com coloração laranja - ciano) e com alto K, médio eTh e baixo eU (áreas com coloração laranja claro). A concentração de eTh e eU na Formação Pimenteirias pode estar relacionado ao conteúdo de matéria orgânica (GALBRAITH; SAUNDERS, 1983). Por fim, regiões com baixos valores dos radioelementos também ocorrem no domínio de sedimentação recente (cenozoica) da Bacia do Bananal. Entretanto, nesta bacia, também é possível reconhecer ao menos duas áreas com respostas radiométricas distintas daquelas com baixos valores de K, eTh e eU. A primeira área abrange desde a porção leste da cidade de Caseara até a porção norte do município de Lagoa da Confusão, na porção leste da bacia. Essa ampla região é marcada pela cor ciano no mapa de composição ternária RGB, e sugere valores maiores de eTh e eU em relação ao K. Embora essas assinaturas radiométricas estejam relacionadas aos metassedimentos da Formação Couto Magalhães, aparentemente, é possível, também, que o processo de intemperismo tenha concentrado eTh e eU nos perfis residuais dessas áreas. A outra região apresenta-se como áreas rosadas, e coincide com as margens de muitos canais de drenagens que correm para a bacia. Essas áreas rosadas são bem caracterizadas na região de confluência dos Rios Javaés e Araguaia. As respostas radiométricas sugerem a deposição de depósitos e terraços aluvionares com concentração considerável em K, tais como conglomerados, seixos e areias imaturas (BIERWIRTH, 1996; WILFORD; BIERWIRTH; CRAIG, 1997).

▶ ASSINATURAS AEROGEOFÍSICAS DOS PRINCIPAIS DEPÓSITOS MINERAIS E DA ESTRUTURA DE IMPACTO SERRA DA CANGALHA

Os dados aerogeofísicos apresentados neste atlas permitem a avaliação dos aspectos geológicos e do contexto regional de depósitos minerais já conhecidos, além de fornecer evidências para a localização de novos depósitos. Apesar de a exploração de minerais metálicos serem incipiente no estado do Tocantins, os modelos geotectônicos apontam para cenários favoráveis à ocorrência de processos metalogenéticos no estado. Neste sentido, a análise de dados aerogeofísicos integrada com dados geológicos e geoquímicos pode contribuir para a identificação de novas áreas potenciais.

Para ilustrar a utilidade dos dados aerogeofísicos, será apresentada nas próximas seções as assinaturas aerogeofísicas associadas com dois depósitos minerais que ocorrem no estado do Tocantins: Depósito Polimetálico de Palmeirópolis e Depósito de Urânio de Alecrim/Campos Belos. Neste Atlas, uma seção será dedicada à análise das assinaturas aerogeofísicas da Estrutura de Impacto Serra da Cangalha. Embora ainda não tenham sido identificados depósitos minerais nesta estrutura, a sua assinatura aerogeofísica e a importância geocientífica são tão marcantes que justificam a sua análise.

AEROGEOFÍSICA DO DEPÓSITO POLIMETÁLICO DE PALMEIRÓPOLIS

O Complexo Polimetálico de Palmeirópolis localiza-se na porção Sul do estado de Tocantins (Figura 11A). O alto potencial mineral desta região foi descoberto e avaliado por trabalhos prévios do SGB - CPRM no final dos anos 1970, quando da descoberta de quatro corpos mineralizados: C1, C2, C3 e C4.

Contexto Geológico

Geologicamente, os depósitos polimetálicos de Palmeirópolis estão localizados na porção centro-norte da Província Tocantins, no contexto das Sequências Metavulcanossedimentares Palmeirópolis (SMVSP), Indianópolis e Jucelândia (ARAÚJO; FAWCETT; SCOTT, 1995). A área no entorno do depósito é dominada por rochas metassedimentares dos Grupos Araí e Serra da Mesa (Figura 11B). Os quatro corpos mineralizados citados anteriormente ocorrem na Unidade Central da SMVSP. Esta unidade é composta basicamente por rochas gabbroicas e xistos acamadados, metavulcânicas ácidas e basaltos toleíticos anfibolizados e são intrudidas pelo

Garnito Morro Solto (Figura 11C). A área consiste em seis processos minerários (totalizando 6.050 ha) que originalmente estavam em nome do SGB-CPRM, mas foram postos para processo de licitação pública (LEILÃO Nº: 001/2019 - CPRM), tendo como vencedora a Companhia Perth Recursos Minerais.

Os depósitos polimetálicos de Cu, Zn, Pb, Cd, Ag e Au são classificados como do tipo *Vulcanic Hosted Massive Sulfides* (VHMS), estratiformes e *stratabound*. Os quatro corpos mineralizados localizam-se na porção norte da Sequência Palmeirópolis em associações de rochas gabbroicas sobreposta a anfibolitos derivados de basaltos do tipo *Mid-Ocean Ridge Basalt* (MORB). Há também ocorrências restritas de formações ferríferas e intercalações de chert com sedimentos silícicos-grafitosos (OLIVEIRA, 2000). Os corpos C1, C2 e C3 ocorrem em zonas de contato de anfibolitos com rochas vulcânicas intermediárias a ácidas, com dimensões típicas de 1.100 x 45 m, 300 x 130 m e 500 x 180 m, respectivamente. O corpo C4 possui forma anelar, com ocorrência predominante em sulfetos disseminados hospedados em rochas riolíticas.

Os principais minerais-minério são representados, em ordem de abundância, por pirrotita, pirita, esfarelita, calcopirita e galena. Corpos mineralizados de sulfetos maciços ocorrem de duas formas: brechados e em bandamentos com intercalações de pirita/esfarelita e pirita/calcopirita. O segundo caso é restrito ao corpo C3. Mineralizações associadas à disseminação destes sulfetos ocorrem predominantemente ao longo da xistosidade das rochas hospedeiras, ao longo da matriz rochosa e preenchimento de veios em fraturas.

Aerolevantamentos Geofísicos

Recentemente, o SGB-CPRM publicou o Relatório de Reavaliação do Patrimônio Mineral do Projeto Palmeirópolis (WOSNIAK *et al.*, 2020) como informação suplementar técnica ao processo de licitação. Para a análise geofísica deste relatório, foram utilizados dados aerogeofísicos eletromagnéticos no domínio do tempo (sistema *Versatile Transient Electromagnetic* - VTEM), além de dados aeromagnetométricos e aerogamaespectrométricos (Figura 12). Os dados de VTEM, em conjunto com os dados aeromagnetométricos, foram cedidos ao SGB-CPRM pela Lara do Brasil Mineração Ltda. e Votorantim Metais, tendo sido adquiridos por essas duas empresas em uma *joint venture* (BONIATTI, 2008).

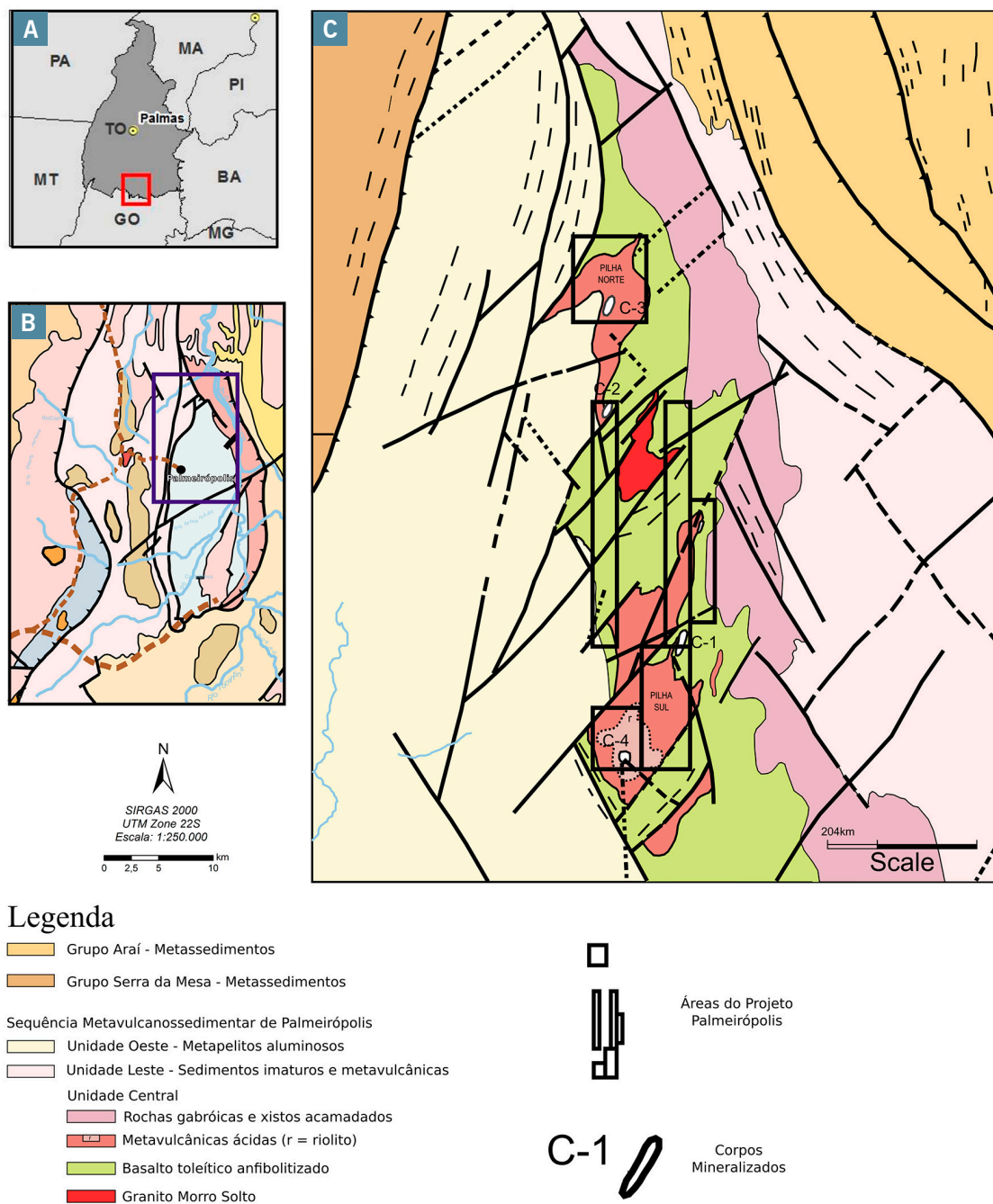


Figura 11 - Localização dos depósitos polimetálicos de Palmeirópolis. A) Localização geográfica da SMVSP no território brasileiro; B) Contexto geológico do quadrado destacado no mapa em A); C) Mapa da porção centro-norte da SMVSP com destaque para as litologias da Unidade Central e os corpos mineralizados. Os retângulos representam as áreas do patrimônio mineral do SGB-CPRM.

Os parâmetros básicos de voo destes dados são espaçamento entre linhas de produção de 250 m, linhas de controle espaçadas em 2.500 m, altura nominal de 100 m e direção E-W e velocidade nominal de voo de 80 km/h. O sistema VTEM possui frequência base de 30 Hz, altura nominal de voo do conjunto loop transmissor/bobina receptora de 58 m, forma de onda trapezoidal com largura do pulso de 7.01 ms, valor de pico de corrente de 189.4 A, momento de dipolo magnético médio de 400.000 NIA, 25 canais de amostragem no *off-times* e intervalo de amostragem

da bobina receptora de 0.1 s. O magnetômetro utilizado neste levantamento possui sensibilidade 0.02 nT, intervalo de amostragem de 0.1 s e altura nominal de voo de 87 m. No GeoSGB, este levantamento aerogeofísico é identificado como projeto 3080. Estes dados aerogeofísicos fornecem informações sobre anomalias condutivas que podem estar associadas a zonas de sulfetos metálicos relacionadas às mineralizações e/ou litologias, em conjunto com anomalias magnéticas que podem fornecer informações do controle estrutural e domínios magnéticos associados aos condutores.

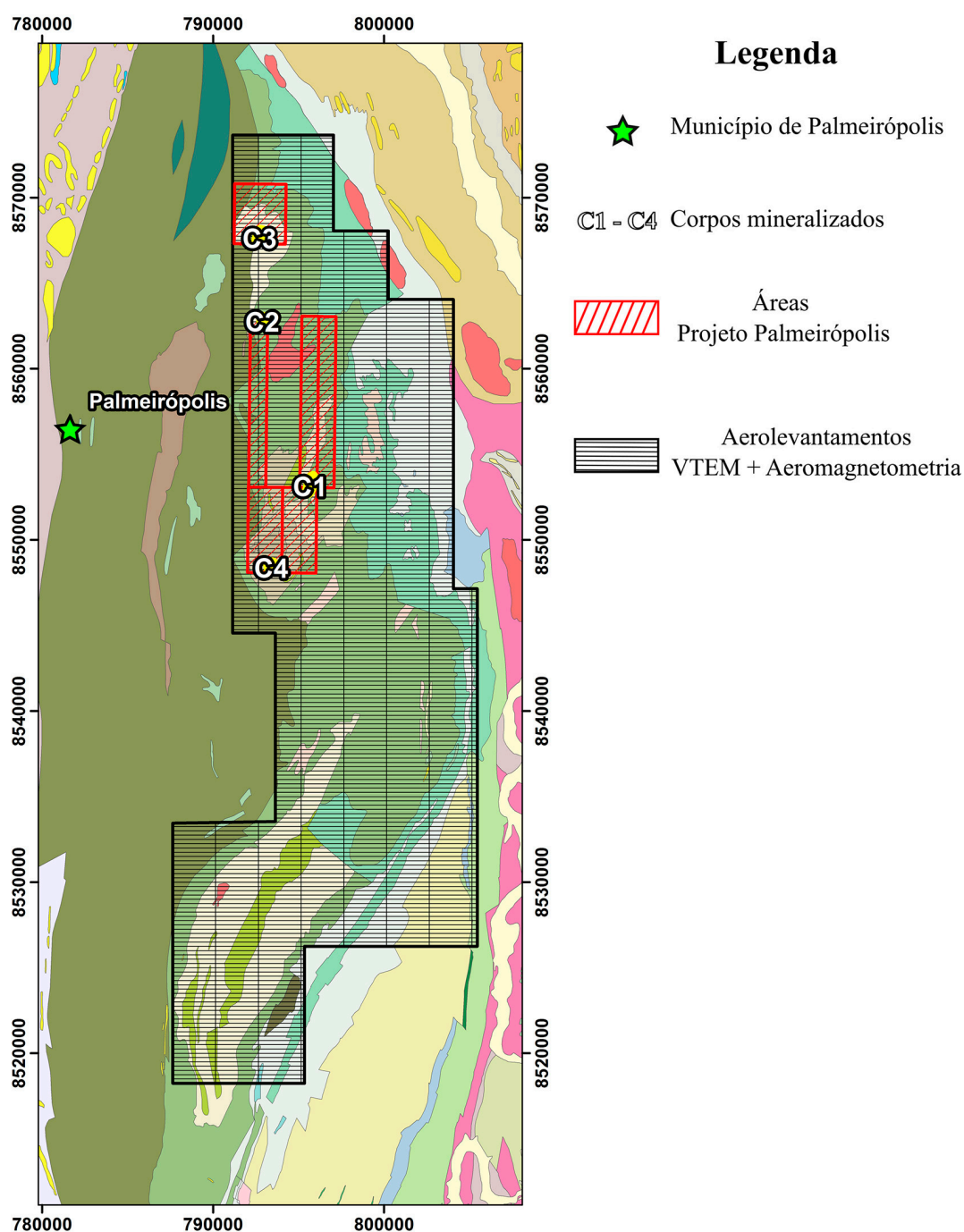


Figura 12 - Aerolevantamentos realizados na região do depósito polimetálico de Palmeirópolis. Os dados de aerolevantamento VTEM foram cedidos à CPRM pela Lara do Brasil Mineração Ltda. e Votorantim Metais. Os dados de magnetometria e gamaespectrometria aérea são de domínio da CPRM.

Interpretação dos Dados Aerogeofísicos

A Figura 13 apresenta os dados aerogeofísicos do levantamento VTEM/magnetométrico na área do Projeto Palmeirópolis, assim como a posição de anomalias condutivas (*pickings*). Os dados VTEM são apresentados para o canal 25 do regime *off-times* como amplitude do campo magnético secundário medido (B_{field}). Os dados aeromagnetométricos são apresentados como a Inclinação

do Sinal Analítico (ISA) calculada sobre o Campo Magnético Anômalo (CMA) reduzido ao polo e continuado para cima em 50 m. Foram identificadas 533 anomalias condutivas em todo o levantamento VTEM. Destes, alguns condutores nas regiões dos corpos C1, C2, C3 e C4 são discutidos com maior detalhe na próxima subseção. Na Figura 13, são apresentados também alvos em zonas de interesse prospectivo indicadas pela Votorantim Metais (VOTORANTIM, 2008).

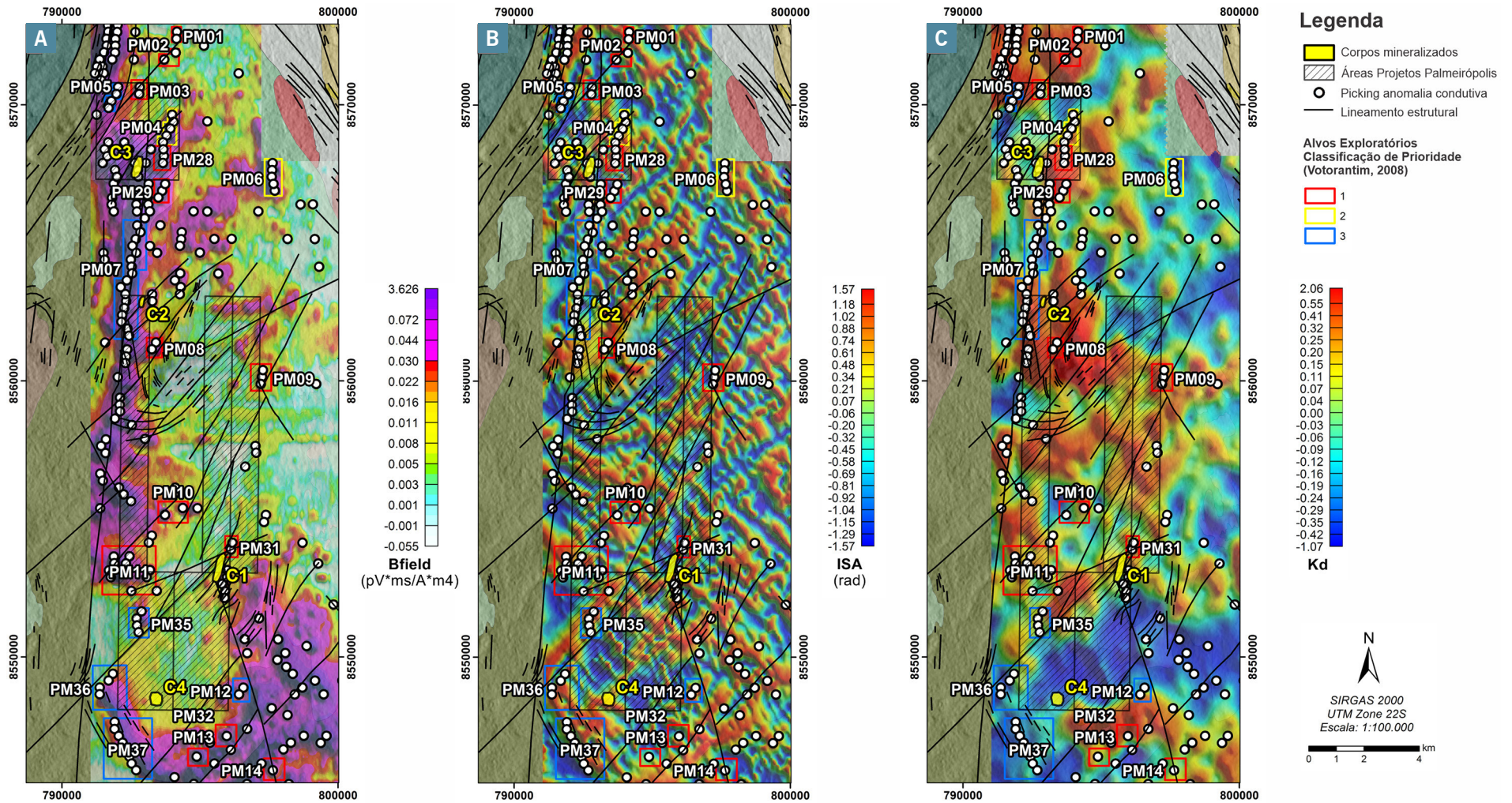


Figura 13 - Produtos na região do Projeto Palmeirópolis. A) Mapa do canal 25 no regime dos off-times do aerolevante VTEM cedidos à CPRM pela Lara do Brasil Mineração Ltda. e Votorantim Metais. B) Mapa de Inclinação do Sinal Analítico (ISA) do dado aeromagnetométrico correspondente ao levantamento VTEM. C) Mapa de Potássio Anômalo (Kd) janelado para a área do levantamento VTEM.

Os dados aerogamespectrométricos utilizados são do Projeto Palmeirópolis (projeto 1045 no GeoSGB), com espaçamento entre linhas de produção de 500 m, linhas de controle espaçadas entre 3 e 3.5 km, altura nominal de 80 m e direção E-W. Estes dados aerogeofísicos foram janelados para a área de aquisição do levantamento VTEM/aeromagnetométrico. A Figura 13C apresenta o mapa de Potássio Anômalo (K_a) para a região do Projeto Palmeirópolis. Este mapa indica a concentração relativa do potássio em relação ao *background* da região, podendo ser utilizado no estudo das alterações hidrotermais relacionadas à mineralização.

Os dados VTEM (Figura 13A) sugerem uma grande zona condutiva (anomalia de B_{field} do canal 25 no regime dos *late-times* ou tempos tardios) orientada na direção N-S na porção Oeste da região do Projeto Palmeirópolis, com alinhamento de um *trend* de anomalias condutivas (*pickings*) seguindo na mesma direção, entre a região do alvo PM10 e o corpo C3, mas passando pela região do corpo C2. Este lineamento condutivo indica uma zona condutora associada ao contato entre as unidades da SMVSP, o que sugere uma relação estrutural entre as regiões dos corpos C2 e C3, tornando-se mais difusa na região do corpo C3, no interior da Unidade 4. Nota-se também que estruturas condutivas de menores dimensões (< 2-3 km) correlacionam-se com as estruturas dos corpos C1, C2 e C3, indicando anomalias condutivas (*pickings*) alinhadas com a orientação NNE-SSW dos corpos mineralizados. Essas anomalias condutivas de menor escala relacionadas a estes corpos podem indicar zonas enriquecidas em sulfetos metálicos associados às zonas mineralizadas.

O corpo C4 apresenta uma característica peculiar, dentre todos os quatro corpos mineralizados. Não se encontra em uma região condutora anômala próximo às zonas de contato entre as unidades indicada pelos dados VTEM, ocorrendo no contato das Litofácies Xisto 2 e 3 (Figura 12). O corpo C4 é bem caracterizado com dados de Polarização Induzida Espectral, sugerindo uma disseminação maior dos sulfetos metálicos nesta região. Estes dados não são discutidos neste texto, para maiores detalhes, sugere-se a leitura do Capítulo 9 de Wosniak *et al.* (2020).

Os dados aeromagnetométricos (ISA, Figura 13B) indicam estruturas magnéticas entrelaçadas de orientação NW-SW e NE-SW ao longo do *trend* condutivo entre C2 e C3, tornando-se de maior amplitude nas regiões destes corpos. Este controle estrutural entrelaçado dos corpos magnéticos ocorre também nas regiões dos corpos C1 e C4, com aumento da amplitude da ISA. Os resultados da análise dos dados magnéticos sugerem que as regiões dos corpos mineralizados são magnéticas, além de condutivas, como observado nos dados VTEM. Estas assinaturas geofísicas sugerem apresentar um efeito de parte dos sulfetos metálicos presentes na mineração, em particular a pirrotita

que é mais influente nas assinaturas magnéticas. Para uma discussão mais detalhada sobre a petrofísica dos elementos associados às mineralizações indica-se o trabalho de Wosniak *et al.* (2020).

Modelagem dos Dados VTEM e Aeromagnetométricos

Os dados VTEM e aeromagnetométricos foram modelados e integrados com a modelagem de corpos mineralizados (teores $\geq 1\%$ Zn+Pb) para os corpos C1, C2 e C3, de modo que para o corpo C4 apenas os modelos geofísicos foram integrados. Os corpos condutores identificados no levantamento VTEM na região dos corpos mineralizados foram modelados como placas ou prismas condutores (placas de Maxwell), cuja geometria pode indicar o comportamento estrutural destas anomalias condutivas e auxiliar na recuperação destas informações para as zonas de sulfetação metálica associada às mineralizações. Além da geometria dos condutores, essa modelagem também permite recuperar a propriedade física associada às anomalias condutivas. Neste caso, a condutividade elétrica.

Os dados magnetométricos nessas regiões foram modelados através da estimativa da direção de magnetização dos corpos magnéticos, através da técnica de Inversão do Vetor de Magnetização (*Magnetization Vector Inversio* - MVI). Esta técnica de inversão, além de recuperar a distribuição das orientações dos vetores de magnetização dos corpos magnéticos, permite estimar também a propriedade física associada magnetização, isto é, a susceptibilidade magnética. As Figuras 14 e 15 apresentam os resultados desta integração para os corpos mineralizados C1 e C3, respectivamente, integrando-os também com os furos de sondagem das áreas. Refere-se a Wosniak *et al.* (2020) para detalhamento destas modelagens para todo os corpos mineralizados.

No caso do corpo C1, nota-se o alinhamento estrutural do corpo magnético modelado (isossuperfícies de cor magenta com susceptibilidade magnética > 0.01 SI na Figura 14A) e também com os condutores modelados como placas condutoras (placas azuis de condutâncias > 40 S na Figura 14B). Os corpos condutivos coincidem com intervalos de enriquecimento de sulfetos metálicos (pirita, calcopirita e pirrotita) de acordo com os furos de sondagem (Figuras 14B e 14C), sugerindo que marcam bem as zonas sulfetadas do corpo. Além disso, em comparação com o corpo mineralizado modelado (Pb + Zn), nota-se que os condutores se apresentam mais profundos, sugerindo continuidade dos corpos modelados em maiores profundidades. Na porção sul do corpo C1 (Figura 14B), nota-se também que algumas placas condutoras são envolvidas pelas isossuperfícies do corpo magnético de menor profundidade, sugerindo enriquecimento de pirrotita nas

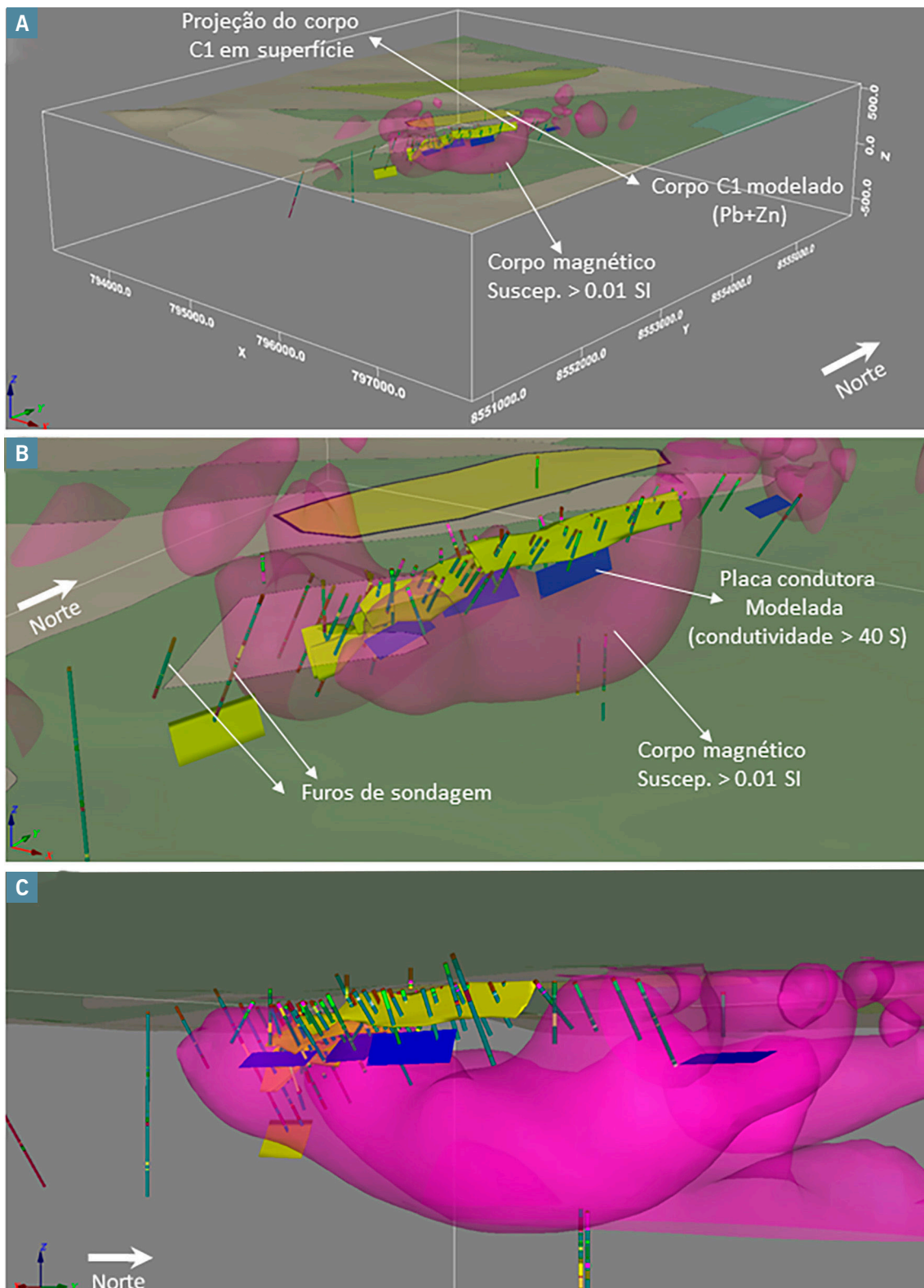


Figura 14 - Visualização 3D para as modelagens da mineralização (Pb + Zn) e geofísicas (VTEM e aeromagnetometria) do corpo C1 com sobreposição do mapa geológico e do Modelo Digital de Terreno (MDT). O corpo magnético modelado pela Inversão do Vetor de Magnetização (MVI) é representado em magenta, os corpos condutores modelados como placas de Maxwell são representados em azul e o corpo mineralizado Pb + Zn é representado em amarelo. Os furos de sondagem são indicados pelos cilindros verticais, em que os intervalos amarelos representam as zonas de sulfetação metálica. No eixo de coordenadas no canto inferior direito das figuras, x indica o leste, y indica o norte (também indicado pela seta branca) e z indica a direção vertical. A) Vista geral para NW. B) Detalhe para vista NW. C) Detalhe da vista para SW.

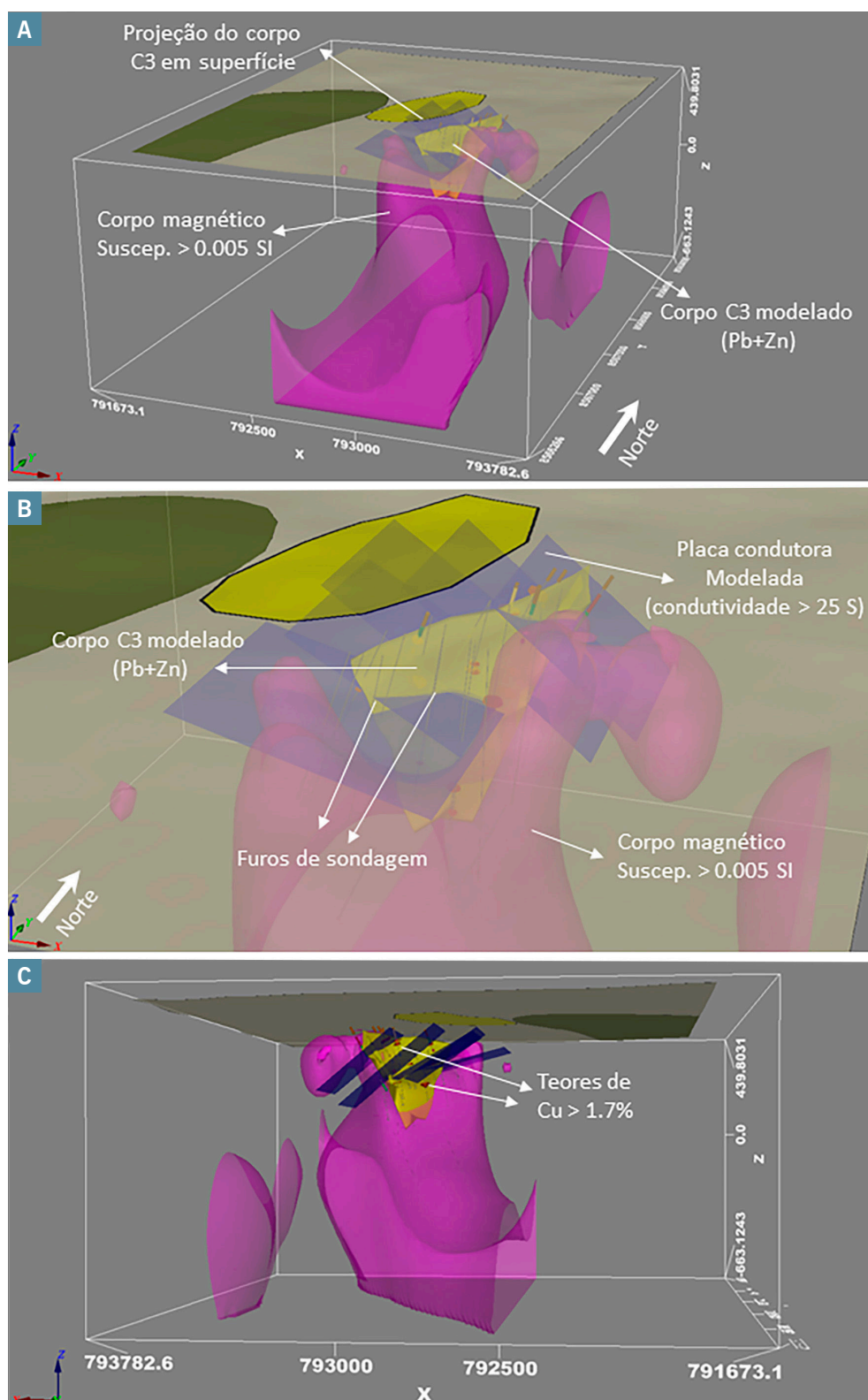


Figura 15 - Visualização 3D para as modelagens da mineralização (Pb + Zn) e geofísicas (VTEM e aeromagnetometria) do corpo C3 com sobreposição do mapa geológico e do Modelo Digital de Terreno (MDT). O corpo magnético modelado pela Inversão do Vetor de Magnetização (MVI) é representado em magenta, os corpos condutores modelados como placas de Maxwell são representados em azul e o corpo mineralizado Pb + Zn é representado em amarelo. Os furos de sondagem são indicados pelos cilindros verticais, em que os discos horizontais marrons representam os intervalos mineralizados de Cu (teores > 1,7%). No eixo de coordenadas no canto inferior direito das figuras, x indica o leste, y indica o norte (também indicado pela seta branca) e z indica a direção vertical.

A) Vista geral para NW; B) Detalhe para vista NW; C) Detalhe da vista para SW.

zonas dos sulfetos. Os corpos magnéticos mais profundos (abaixo da profundidade das placas condutoras) podem estar associados a estruturas magnéticas decorrentes do contato entre as rochas da Unidade 3 (MP2vsp3) e da Litofácies Xisto 2 (MP2vsp4_vxt1) e/ou zonas enriquecidas em sulfetação de pirrotita ao longo deste contato (referência das unidades geológicas citadas na Figura 11).

Para o corpo C3 (Figura 15), o corpo mineralizado modelado (Pb + Zn) apresenta mergulho subvertical (figuras 15A e 15B), enquanto os condutores modelados (condutividade elétrica > 25 S) apresentam uma direção oblíqua a essa direção de mineralização (Figura 15C). Estes resultados podem sugerir que a mineralização de Cu pode seguir uma direção diferente da de Pb+Zn, estando melhor correlacionada com a mineralização de Zn (esfarelita), conforme indicado por dados petrofísicos dos furos de sondagem e comentado no Capítulo 9 de Wosniak *et al.* (2020) e, também, pelos intervalos mineralizados de Cu (teores > 1.7%) indicados nos furos de sondagem (Figura 15C). Os corpos magnéticos modelados (susceptibilidade magnética > 0.005 SI) indicam corpos mais rasos nas porções NE e S do corpo mineralizado de Pb+Zn (Figura 15B), com direção de mergulho coincidente com os condutores indicados pelas placas de Maxwell (Figura 15C). Estes resultados indicam que pode haver enriquecimento de pirrotita nas porções citadas dos corpos e ao longo do *trend* condutivo.

AEROGEOFÍSICA DOS DEPÓSITOS DE URÂNIO DE ALECRIM/CAMPOS BELOS

Com base nos trabalhos da Comissão Nacional de Energia Nuclear (CNEN) e da extinta Nuclebrás Auxiliar de Mineração (Nuclam), iniciou-se, no final da década de 70, a pesquisa de urânio numa área de aproximadamente 40.000 km² na região do Brasil central. A área investigada abrange atualmente porções dos estados do Tocantins e Goiás, e foi selecionada principalmente pela similaridade geológica com depósitos uraníferos do Canadá, que apresentam grande tonelagem e alto teor (FIGUEIREDO; OESTERLEN, 1981).

Os trabalhos foram iniciados com a identificação de grupos de anomalias geofísicas observadas nos dados aerogeofísicos, e posterior reconhecimento delas no trabalho de campo. A partir da investigação inicial foram selecionadas subáreas para pesquisa detalhada. Nas subáreas identificadas, foram realizados estudos geoquímicos regionais em água e sedimento de corrente, além de aerolevanteamento radiométrico semi-regional, utilizando helicóptero. No final de 1978, anomalias radiométricas promissoras e as primeiras mineralizações de urânio foram delimitadas nas porções norte e sul da área do projeto (FIGUEIREDO; OESTERLEN, 1981). A partir dos resultados obtidos por estes trabalhos, em 1980 as atividades foram centradas

nas subáreas de Campos Belos, localizada nas cercanias da cidade homônima em Goiás, e Alecrim, a sudoeste da sede do município de Arraias, atualmente estado do Tocantins (Figura 16).

Contexto Geológico

Geotectonicamente, as subáreas Alecrim e Campos Belos estão inseridas na província Tocantins, próxima a borda oeste do Cráton São Francisco (Figura 16). As litologias destacadas para a prospecção de urânio na área são a Suíte Aurumina, composta por rochas graníticas predominantemente milonitizadas com idades de até 2,17 Ga, e a Formação Ticunzal, composta por xistos e filitos frequentemente grafitosos de idades controversas, porém mais antigas a 2,17 Ga. As ocorrências e depósitos de urânio estão hospedados em rochas dessas duas unidades, principalmente nas proximidades do contato entre elas, sendo este um dos controles das mineralizações de urânio (Figura 16) (BOGOSSIAN, 2012).

Trabalhos da década de 80 associavam a mineralização Alecrim aos migmatitos, gnaisses e rochas cataclásticas do embasamento que foram afetados por processos metassomáticos (FIGUEIREDO; OESTERLEN, 1981; SANTOS *et al.*, 1982). O metassomatismo foi caracterizado principalmente pela introdução de soluções ricas em sódio e urânio, com modificações do quartzo e alteração do feldspato potássico, formando principalmente albita. A mineralização de urânio é aparentemente de baixo teor (ausência de tório), com minerais primários como a branerita, uraninita, pechblenda disseminados nos metassomatitos (FIGUEIREDO; OESTERLEN, 1981). A elevação dos teores de urânio nos albititos é acompanhada por um incremento de minerais máficos (SANTOS *et al.*, 1982). Minerais secundários de urânio também são observados ao longo das fraturas. Santos *et al.* (1982) destaca, em levantamentos preliminares de pesquisa, haver forte controle litoestrutural dos corpos mineralizados. Estes corpos têm atitudes subverticais, coincidentes com as principais zonas de cisalhamento.

Na subárea Campos Belos o urânio está associado geralmente ao quartzo-sericita xisto grafitoso da Formação Ticunzal, e as rochas granitoides e granito-gnaisses da Suíte Aurumina. A mineralização é superficialmente descontínua, constituída principalmente por minerais de urânio de origem secundária, como a autonita, tobernita e renardita (FIGUEIREDO; OESTERLEN, 1981). Os demais depósitos da região são jazimentos subverticais, fortemente boudinados e descontínuos, com concentrações de urânio elevadas de forma local, porém de pequeno volume (PIRES, 2013). As anomalias mais promissoras da área foram localizadas a sul da cidade de Campos Belos, atualmente localizadas no estado de Goiás. Posteriormente a pesquisa foi abandonada, pois se estimava reservas de apenas 500 toneladas de uraninita (U₃O₈).

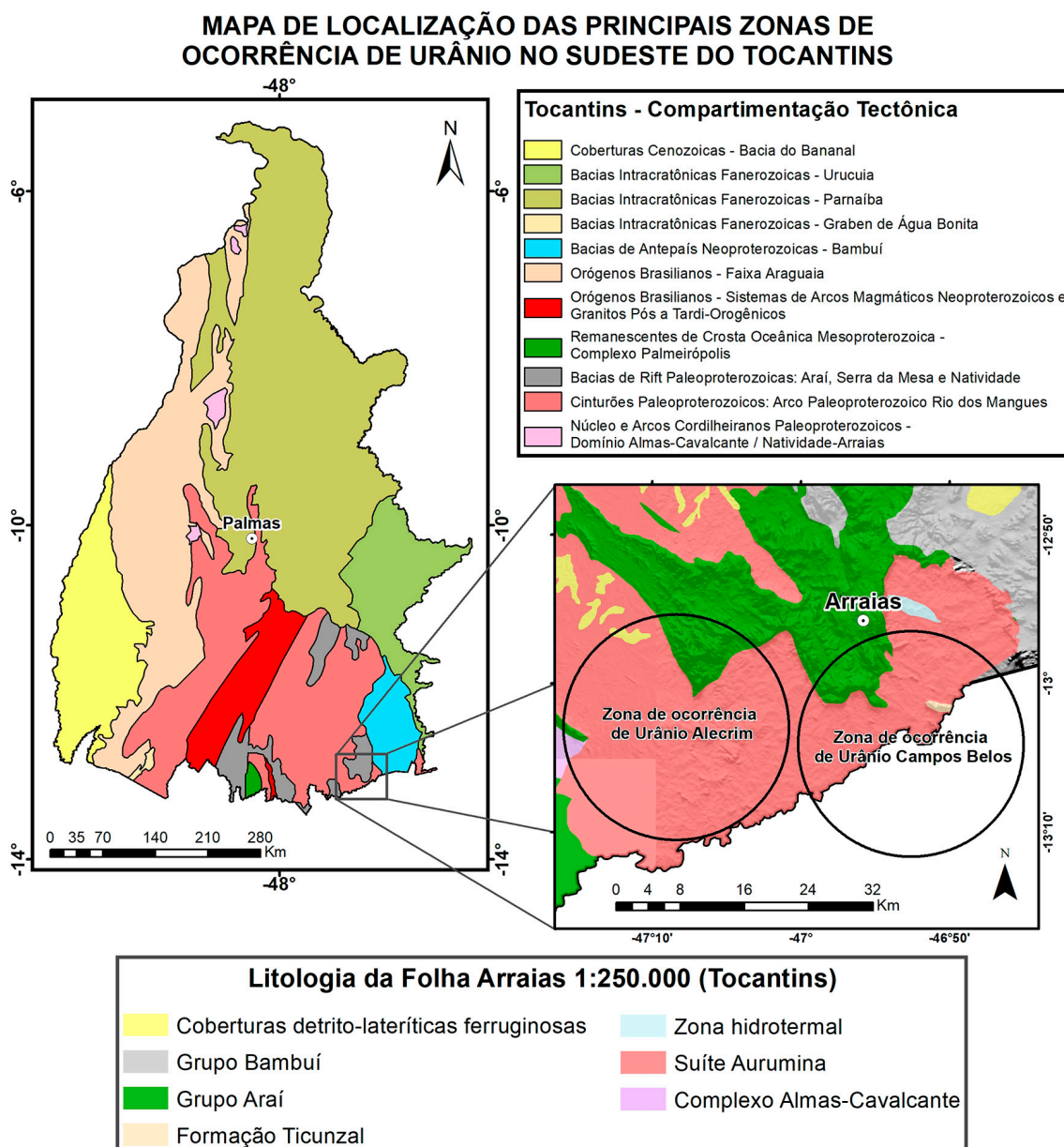


Figura 16 - Localização das principais ocorrências de urânio no sudeste do estado do Tocantins e a respectiva distribuição litológica da área em destaque.

Interpretação dos Dados Aerogeofísicos

As rochas da Suíte Aurumina abrangem grande parte da cartografia geológica nas zonas de ocorrência Alecrim e Campos Belos. Na área, esta suíte apresenta uma resposta gamaespectrométrica predominantemente de alto potássio (Figura 17E), sendo pouco relevante no mapa magnetométrico do Gradiente Total (GT; Figura 17F). A região é marcada por um incremento significativo na resposta do equivalente urânio (eU; Figura 17A), condizente com o enriquecimento superficial de minerais ricos em urânio relatados nos estudos prospectivos da década de 80. Próximo as anomalias mineralizadas autoportadas, na região de Alecrim (sul), é encontrado o maior pico aerogamaespectrométrico

de eU (Figura 17B) mensurado, alcançando concentração maior que 12 ppm. Na área, também são observados pontos de aumento moderado do equivalente de tório (eTh; Figura 17D), por vezes deslocado das anomalias de eU. Tanto na zona Alecrim quanto na Campos Belos, também são encontrados pontos com valores de urânio anômalo (Ud; Figura 17C; SAUNDERS; TERRY; THOMPSON, 1987) relevantes, indicando possivelmente porções da rocha mais afetadas por processos hidrotermais.

Em conjunto como o depósito de urânio de Rio Preto (GO), Pires (2013) classifica as ocorrências Alecrim e Campos Belos como jazidas com urânio principal (uraninita reconhecida) e recursos a serem avaliados. Investigações geofísicas mais modernas podem contribuir para a descoberta

de novas anomalias potenciais na região. A correlação do urânio anômalo (SAUNDERS *et al.*, 1987) com algumas anomalias geoquímicas de urânio permitiu identificar alvos promissores à prospecção de metais (SERAFIM, 2017). Dada a potencialidade metalogenética comprovada da região, os

levantamentos aerogamaespectrométricos e aeromagnetométricos de alta resolução permitem identificar estruturas regionais em profundidade (magnetometria), além de indicar anomalias geofísicas de urânio, que abriguem *in situ* ou nas suas bordas, corpos mineralizados relevantes.

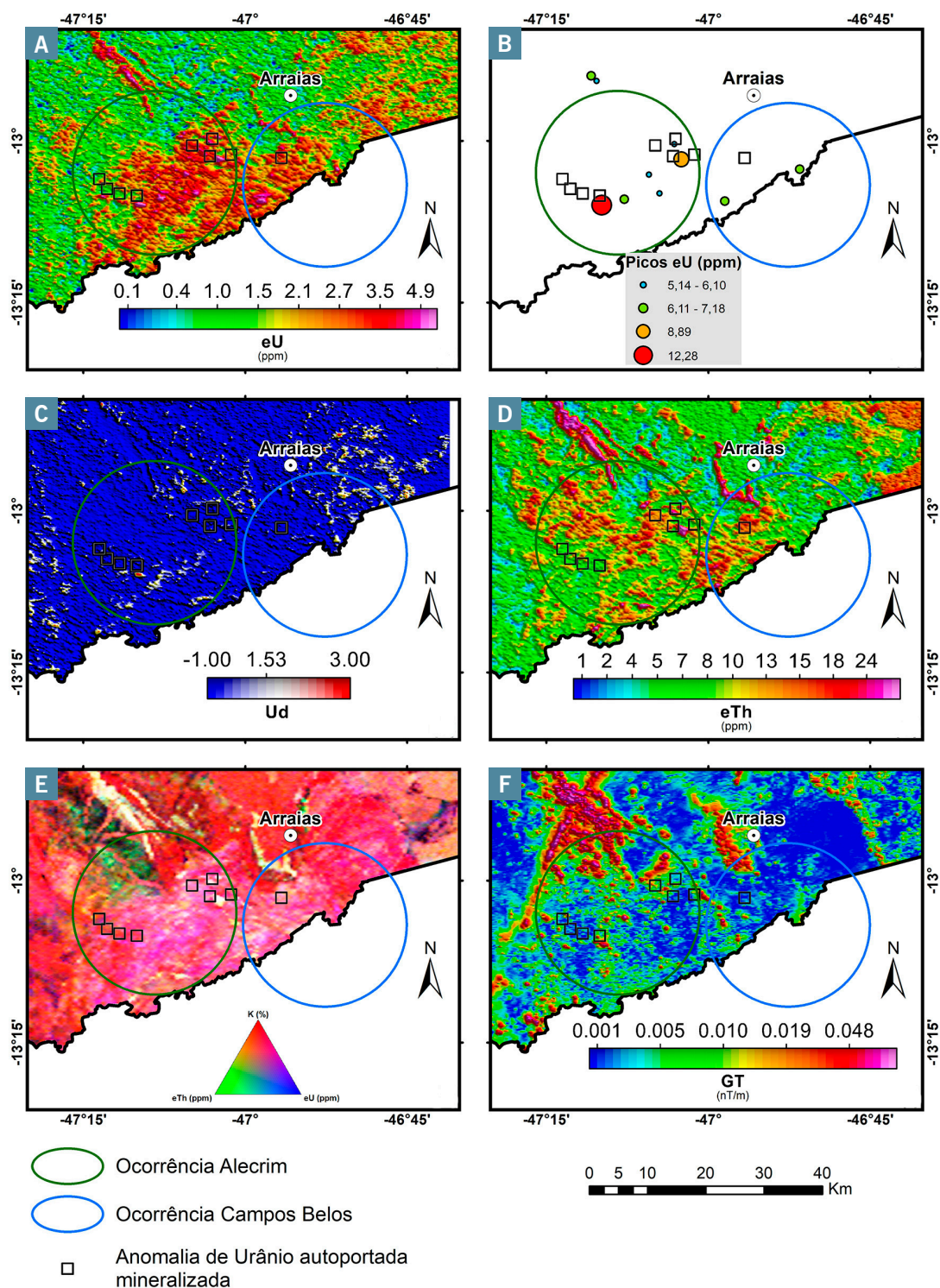


Figura 17 - Correlação entre os principais mapas geofísicos e as anomalias geoquímicas autoportadas mineralizadas do sudeste do estado do Tocantins, zonas de ocorrência Alecrim e Campos Belos (adaptado de PIRES, 2013). Os mapas aerogeofísicos ilustrados em cada janela são respectivamente: A) Equivalente de Urânio (eU); B) Picos da concentração de eU; C) Urânio anômalo (Ud); D) Equivalente de Tório (eTh); E) Composição ternária RGB das concentrações dos radioelementos; F) Mapa do Gradiente Total (GT).

AEROGEOFÍSICA DA ESTRUTURA DE IMPACTO SERRA DA CANGALHA

Nesta seção, serão analisadas brevemente as assinaturas aerogamaespectrométricas da estrutura de impacto da Serra da Cangalha. Embora não tenham sido descobertos depósitos minerais na citada serra, os autores deste Atlas acreditam que seja pertinente a presente seção, pois, uma vez que a Serra da Cangalha tem sido reconhecida como uma cratera de impacto, ela constitui um verdadeiro patrimônio geocientífico para a comunidade acadêmica.

Estruturas de Impacto no Brasil

O impacto de corpos sólidos é um dos processos geológicos mais fundamentais que tem ocorrido desde a formação do Sistema Solar (HALLIDAY; WOOD, 2007; OSINSKY; PIERAZZO, 2013). Em objetos planetários que possuem uma superfície sólida, como o planeta Terra e a Lua, o impacto de corpos sólidos tem sido reconhecido através feições de relevo conhecidas como estruturas (ou crateras) de impacto (OSINSKY; PIERAZZO, 2013).

Estruturas de impacto são caracterizadas por uma forma circular e por apresentar evidências de intensos distúrbios estruturais, de âmbito local e em profundidades superficiais (GRIEVE, 1987). Estes distúrbios são causados pela colisão do corpo sólido (asteroide ou cometa) com a rocha alvo

(superfície da Terra). Durante a colisão, há uma grande liberação de energia, o que resulta no aumento da pressão e da temperatura no ponto de impacto e na propagação de ondas de choque e de rarefação (ou liberação) (MELOSH; IVANOV, 1999). Essa súbita mudança nas condições físicas do meio provocam um conjunto de alterações na rocha alvo e seus minerais, de tal forma que, os produtos gerados por tais transformações recebem a designação de metamorfismo por impacto (ou metamorfismo por choque) (FRENCH, 1998). É justamente o reconhecimento de um conjunto de feições macroscópica e microscópica diagnósticas de metamorfismo por impacto que permitem distinguir a origem por impacto de outros processos geológicos (FRENCH; KOEBERL, 2010).

Com base no reconhecimento de indicadores de metamorfismo de impacto, cerca de 190 estruturas de impacto foram descobertas no planeta Terra (SPACE SCIENCE CENTRE, 2021). Os dois tipos mais comuns de estruturas de impacto na superfície terrestre são: estruturas simples - consistem em uma depressão em forma de tigela com uma borda levantada (anel externo) estruturalmente e; estruturas complexas - caracterizadas por uma área central elevada circundada por uma depressão anular, com o anel externo sendo cortado por falhas normais (OSINSKI; PIERAZZO, 2012). Até o momento, oito crateras de impacto foram descobertas no território brasileiro, com no mínimo seis estruturas ainda sem estudos conclusivos (Figura 18). A maior parte dessas estruturas está localizada no domínio

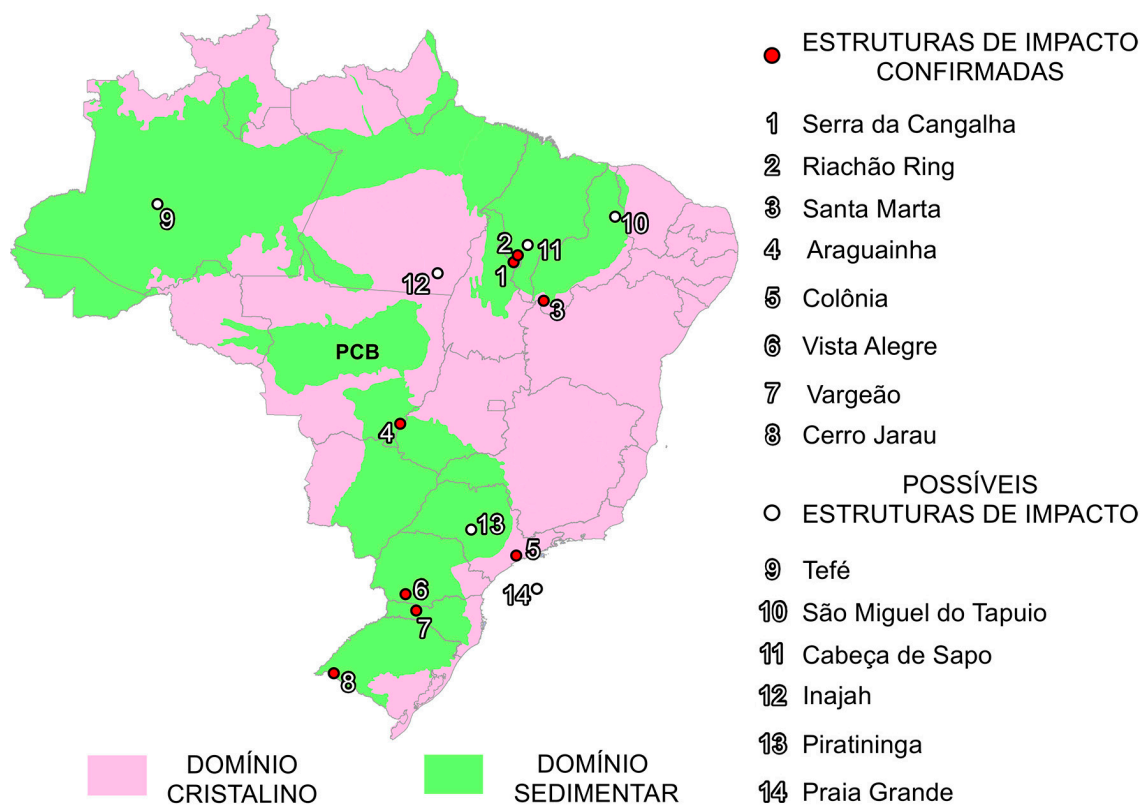


Figura 18 - Localização das estruturas de impacto (confirmadas e possíveis) no território brasileiro. Modificado de Silva (2020).

de rochas sedimentares. Dentre as estruturas de impacto brasileiras reconhecidas, a Serra da Cangalha é uma das mais importantes, pois, além de ser uma das maiores estruturas da América do Sul encontradas até o momento, seus aspectos geomorfológicos, embora fortemente erodidos, podem facilmente ser reconhecido em imagens de satélite. A estrutura da Serra da Cangalha é uma cratera de impacto do tipo complexa, com cerca de 12 km de diâmetros, localizada a menos de 10 km do município de Campos Lindos, próximo da fronteira entre os estados do Tocantins e Maranhão (CRÓSTA *et al.*, 2019). Desde a década de 70, a origem por impacto de um corpo sólido já havia sido aventada como uma possível explicação para a formação da Serra da Cangalha (DIETZ; FRENCH, 1973). No entanto, evidências mais robustas para apoiar tal hipótese só foram apresentadas nos estudos de Kenkmann *et al.* (2011) e Vasconcelos *et al.* (2013).

Contexto Geológico

Em termos de localização geológica, a Serra da Cangalha está localizada no domínio das rochas sedimentares da Bacia do Parnaíba. A coluna estratigráfica na região é composta, da base para o topo, por folhelhos, siltitos e arenitos das Formações Longá e Poti (Sequência Mesodevoniana - Eocarbonífera/Grupo Canindé) e por arenitos, argilitos, carbonatos e sílex das Formações Piauí e Pedra de Fogo (Sequência Neocarbonífera - Eotriássica/Grupo Balsas) (VAZ *et al.*, 2007) (Figura 19). De acordo com Vasconcelos *et al.* (2013), a Serra da Cangalha pode ser dividida em quatro domínios: central; bacia anular; anel da cratera e externo (Figura 19).

O domínio central corresponde a uma região circular com 5,8 km de diâmetro que representa a antiga elevação central (*central uplift*) da estrutura. As principais feições

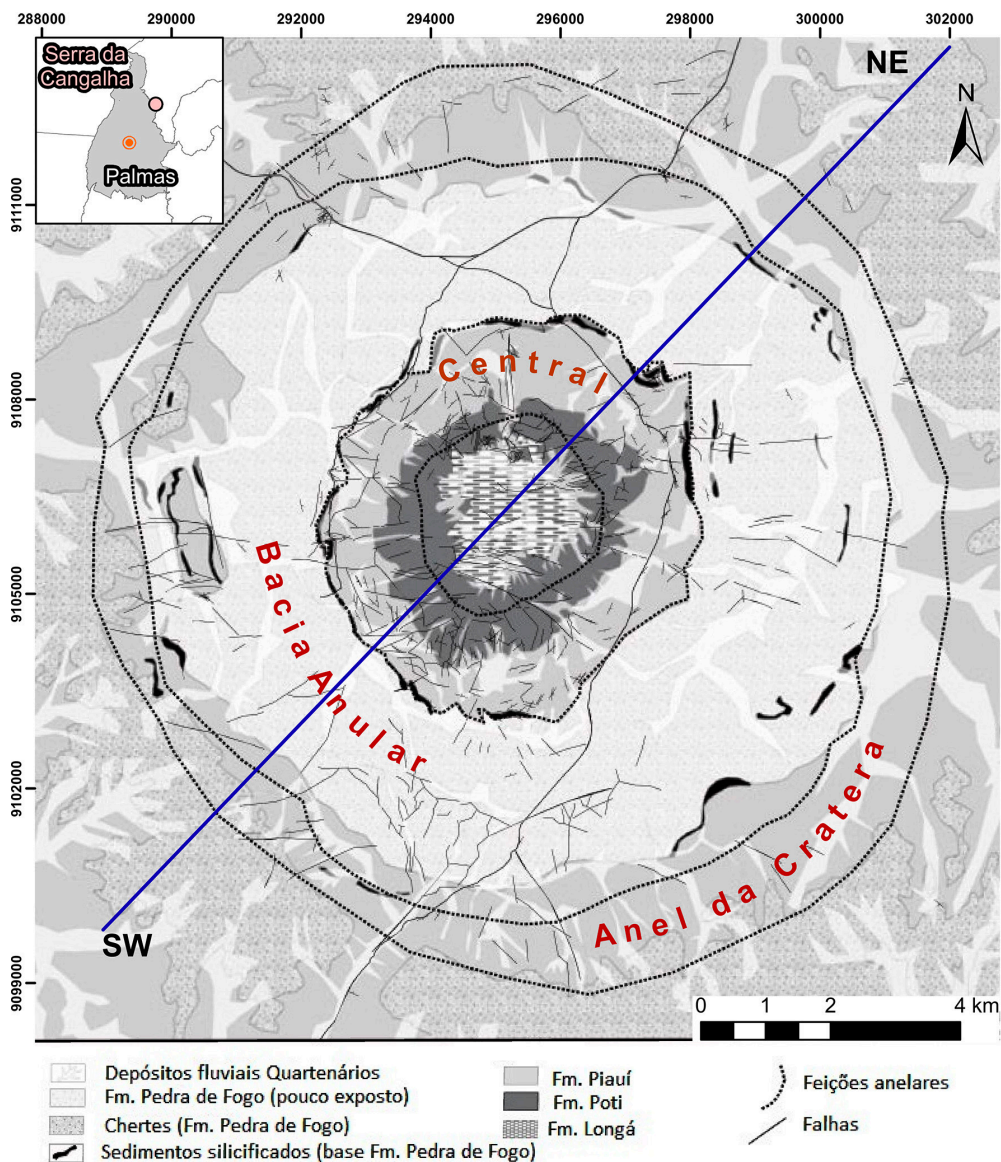


Figura 19 - Mapa geológico simplificado da Serra da Cangalha. A linha em azul corresponde ao perfil NE-SW. Modificado de Vasconcelos *et al.* (2013).

diagnósticas de metamorfismo de impacto, bem como evidências de intensa deformação, tem sido encontrado neste domínio. O domínio central pode ainda ser subdividido em três zonas:

- Periférica externa – onde predominam afloramentos de arenitos vermelhos e algumas vezes brancos, com granulometria fina a grossa, grão sub arredondados a arredondados e moderadamente selecionados da Formação Piauí;
- Colar interno – consiste em um conjunto de paredões sub-verticais formado por arenitos silicificados da Formação Poti e;
- Depressão interna – região com relevo topográfico suave com alguns afloramentos de arenitos de granulometria média a grossa da Formação Longá (VASCONCELOS *et al.*, 2013).

O domínio Bacia Anular é uma região topograficamente baixa que concentra os canais de drenagens. Os afloramentos são escassos devido à erosão e ao intemperismo. Tais afloramentos são, em sua maioria, formados por rochas da Formação Pedra de Fogo, com rochas da Formação Piauí ocorrendo de forma restrita. Segundo Vasconcelos *et al.* (2013), as principais feições do domínio bacia anular são dois conjuntos de cristas (ou cumes) bem desenvolvidos que ocorrem de forma concêntrica. O primeiro conjunto ocorre a cerca de 2,8 km de distância do centro da estrutura e marca não só a zona de contato Formação Piauí/Formação Pedra de Fogo como também o limite do domínio central. Este primeiro conjunto é formado por camadas de *chert* brechadas e por arenitos silicificados com argilitos subordinados. O segundo conjunto ocorre a cerca de 6 km de distância do centro e é composto por estratos deformados da Formação Pedra de Fogo (VASCONCELOS *et al.*, 2013). O domínio anel da cratera marca o limite da estrutura da Serra da Cangalha com o terreno do entorno (domínio externo). Morfologicamente, o anel da cratera é marcado por um platô com relevo plano sustentado por rochas da Formação Pedra de Fogo. O terreno corresponde a uma região com pouca evidência de deformação e terreno relativamente plano. Neste domínio, as Formações Piauí ocorrem em baixas altitudes e a Formação Pedra de Fogo ocorre em níveis estratigráficos e topográficos maiores (VASCONCELOS *et al.*, 2013).

Os domínios citados anteriormente também podem ser reconhecidos com base nas suas assinaturas aerogamaespectrométricas. A correlação entre os domínios da Serra da Cangalha e as assinaturas radiométricas tem sido proposta por Vasconcelos, Leite e Crósta (2012). Segundo os autores, a zona mais interna do domínio central (depressão interna) é correlacionada com altos valores de K, eTh e eU. Na depressão interna, os altos níveis de Al_2O_3 sugerem que a muscovita pode ser a fonte das altas concentrações de K; enquanto que, os folhelhos seriam a fonte das concentrações

elevadas de eU e eTh. Por outro lado, a bacia anular é caracterizada por baixos valores radiométricos. De acordo com os autores, isto ocorre porque os processos de erosão e intemperismo são mais intensos neste domínio. Por fim, a região do entorno do anel da cratera (limite entre os domínios anel da cratera e externo) é correlacionada com baixos valores de K, mas com altos valores de eU e eTh que, provavelmente, estão relacionados aos solos lateríticos (VASCONCELOS; LEITE; CRÓSTA, 2012).

Interpretação das Assinaturas Aerogamaespectrométricas

Para facilitar a visualização da correlação dos domínios da Serra da Cangalha e as respostas aerogamaespectrométricas, este trabalho produziu a Figura 20. Esta figura combina uma visualização em perfil das curvas dos radioelementos com uma visualização em 3D. Além das curvas de concentrações dos canais principais (K, eTh e eU), as curvas das razões eTh/K, eU/eTh e eU/K também são apresentadas. As curvas das razões realçam a diferença no comportamento geoquímico dos radioelementos, fornecendo assim novos cenários interpretativos.

Na Figura 20, além das correlações entre os domínios da Serra da Cangalha e as assinaturas radiométricas sugeridas por Vasconcelos, Leite e Crósta (2012), é possível extrair informações adicionais sobre o comportamento dos radioelementos. Por exemplo, foi mencionado que o centro da estrutura é caracterizado por altos valores de K, eTh e eU, mas os declínios nas curvas das razões eTh/K e eU/K sugerem um enriquecimento do K em detrimento do eTh e eU. De modo semelhante, os valores de K, eTh e eU no centro da bacia anular são baixos, mas as curvas das razões eU/eTh e eU/K sugerem que o eU é mais enriquecido do que o K e o eTh. Neste último caso, os incrementos nas curvas das razões eU/eTh e eU/K podem estar refletindo os raios gama proveniente do Rn em zonas de descarga de águas subterrâneas, uma vez que a bacia anular concentra os canais de drenagens (BIERWIRTH, 1996; VASCONCELOS *et al.*, 2013). Já os declínios nas curvas das razões eTh/K e eU/K na zona interna do domínio central pode ser justificado não só pela presença de muscovita, mas também por sedimentos imaturos derivados da erosão dos paredões que formam o colar interno. Esta possibilidade é corroborada quando se correlaciona as curvas das concentrações e das razões com as zonas do colar interno e a zona periférica.

Um aspecto interessante na Figura 20 que não foram discutidos no trabalho de Vasconcelos, Leite e Crósta (2012) são as concentrações de eU que ocorrem entre os paredões do colar interno e o centro da bacia anular. Na porção NE do perfil, na posição 12.200 m, o aumento na curva de concentração de eU é acompanhado por um decréscimo na curva de concentração do eTh e K. Tal relação de curvas é

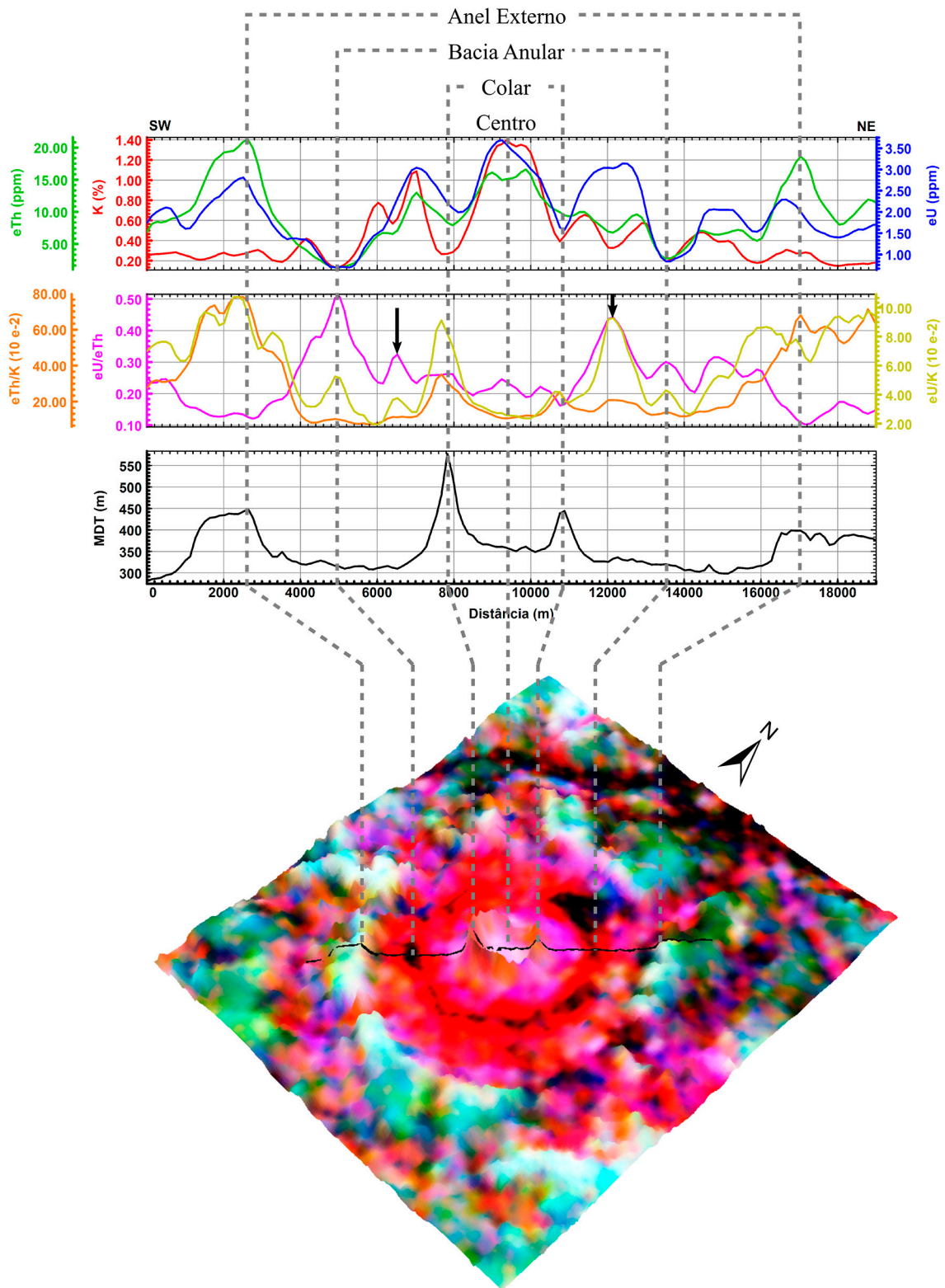


Figura 20 - Perfil NE - SW em combinação com visualização 3D da estrutura de impacto Serra da Cangalha. Significados das setas em preto são descritas no texto.

bem caracterizado nas curvas das razões eU/eTh e eU/K . Dentro da região delimitada pelo colar interno e pelo centro da bacia anular, é possível identificar regiões com picos locais na curva das razões eU/eTh e eU/K , como indicado por setas pretas na Figura 20, tanto a SW quanto a NE do centro. Considerando que o centro da estrutura está localizado na posição 9.400 m, então a distância entre os picos e o centro da estrutura é de aproximadamente 2.900 m (porção SW) e 2.800 m (porção NE). Interessantemente, estas distâncias são similares às aquelas (2.8 km) onde ocorre o primeiro conjunto de cristas/cumes que marcam a zona de contato Formação Piauí/Formação Pedra de Fogo e também o limite do domínio central mencionadas anteriormente. Tal fato sugere que tais zonas apresentam enriquecimento relativo de eU em detrimento do eTh e K. No caso, supõem-se que as concentrações de eU sejam devido às camadas de chert brechadas ou arenitos silicificados.

Finalmente, o anel externo da estrutura Serra da Can-galha é muito bem marcado pelo aumento na curva de concentração de eTh e eU, mas ela decresce em direção ao terreno do entorno (domínio externo). No anel da cratera, o valor de K é baixo tanto no anel da cratera quanto no terreno do externo. Os incrementos nas curvas das razões eTh/K e eU/K revelam que o eTh e eU são relativamente enriquecidos em relação ao K, enquanto decréscimo na curva eU/eTh sugere que o eTh é mais enriquecido que o eU. Tal fato já havia sido observado por Vasconcelos, Leite e Crósta (2012), onde os autores sugerem que a fonte das concentrações de eTh e eU sejam os óxidos de Fe presente nas crostas lateríticas que formam os solos do anel externo; enquanto que, o K tende a ser lixiviado do perfil. Em termos comparativos, o eTh tende a ser mais concentrado do que o eU, visto que o pode ser lixiviado em condições oxidante.

▶ REFERÊNCIAS

- ABDALLAH, S.; MENEHINI, P. F. V. **Geologia e Recursos Minerais da Folha Arraias, SD.23 – V – A**, estado do Tocantins. Goiânia: CPRM, 2017. 211 p. 1 mapa, color. Escala 1:250.000. Programa Geologia do Brasil, Projeto Sudeste do Tocantins. Disponível em: <https://rigeo.cprm.gov.br/handle/doc/17783>. Acesso em: 19 nov. 2021.
- ABREU, F. A. M. de. **Estratigrafia e evolução estrutural do segmento setentrional da faixa de desdobramentos Paraguai - Araguaia**. 1979. 90 f. Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, Belém, 1979. Programa de Pós-Graduação em Ciências Geofísicas e Geológicas. Disponível em: <http://repositorio.ufpa.br/jspui/handle/2011/8386>. Acesso em: 19 nov. 2021.
- AIRO, M. L. Aeromagnetic and aeroradiometric response to hydrothermal alteration. **Surveys in Geophysics**, Dordrecht, v. 23, n. 4, p. 273 - 302, 2002. DOI: <https://doi.org/10.1023/A:1015556614694>.
- ALMEIDA, F. F. M. de; CARNEIRO, C. D. R. Inundações marinhas fanerozóicas no Brasil e recursos minerais associados. *In*: MANTESSO NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C.D.R.; BRITO-NEVES, B. B. (orgs.). **Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. São Paulo: Beca. 2004. p. 43 - 60. ISBN 978-858-7256-45-4. Disponível em: <https://geologia.ufc.br/wp-content/uploads/2016/02/geologia-do-continente.pdf>. Acesso em: 19 nov. 2021.
- ALMEIDA, F. F. M. de; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B. B.; FUCHS, R. A. Brazilian Structural Provinces: An introduction. **Earth – Science Reviews**, v. 17, p. 1 - 29, 1981. DOI: 10.1016/0012-8252(81)90003-9
- ALVARENGA, C. J. S.; BOTELHO, N. F.; DARDENNE, M. A.; LIMA, O. N. B.; MACHADO, M. A. **Nota Explicativa das Folhas monte Alegre de Goiás (SD.23 – V – C – III), Cavalcante (SD.23 – V – C – V) e Nova Roma (SD.23 – V – C – VI)**. [Brasília]: CPRM, 2007. 67 p. Escala 1:100.000. Disponível em: <https://rigeo.cprm.gov.br/handle/doc/18324>. Acesso em: 19 nov. 2021.
- ALVES, C. L.; SABÓIA, A. M.; MARTINS, E. G.; STROPPER, J. L. (orgs.) **Projeto Noroeste Nordeste de Mato Grosso: folhas São José do Xingu SC.22-Y-A e Rio Comandante Fontoura SC.22-Y-B**. CPRM: Goiânia, 2010. Escala 1:250.000. 120 p. Disponível em: <https://rigeo.cprm.gov.br/handle/doc/11359>. Acesso em: 19 nov. 2021.
- ANUÁRIO Mineral Brasileiro. Brasília: DNPM, 2009. ISSN 0100 – 9303. Disponível em: https://www.gov.br/anm/pt-br/centrais-de-conteudo/publicacoes/anuario-mineral/arquivos/ANUARIO_MINERAL_2009.pdf/@@download/file/anuario_mineral_2009.pdf. Acesso em: 15 nov. 2019.
- ANUÁRIO Mineral Brasileiro. Brasília: DNPM, 2010. 871 p. ISSN 0100 - 9303. Disponível em: https://www.gov.br/anm/pt-br/centrais-de-conteudo/publicacoes/anuario-mineral/arquivos/ANUARIO_MINERAL_2010.pdf. Acesso em: 20 nov. 2021.
- ANUÁRIO Mineral Brasileiro. **Principais substâncias metálicas 2017 – Ano Base 2016**. Brasília: DNPM, 2018. 43 p. Disponível em: https://www.gov.br/anm/pt-br/centrais-de-conteudo/publicacoes/serie-estatisticas-e-economia-mineral/anuario-mineral/anuario-mineral-brasileiro/amb_metalicos2017. Acesso em: 20 nov. 2021.
- ARANTES, D.; OSBORNE, G.A.; BUCK, P.S.; PORTO, C.G. The Mara Rosa volcanosedimentary sequence and associated gold mineralization. *In*: LADEIRA, E. A. (ed.). **Brazil gold' 91: the economics, geology, geochemistry and gold deposits**. Rotterdam: A. A. Balkema, 1991. p. 221 - 229. ISBN 90-6191-195-8.
- ARAÚJO, J. B.; CARNEIRO, R. G. **Planície do Araguaia, reconhecimento geológico-geofísico**. Belém: Petrobrás/RENOR, 1977. (Relatório Técnico)
- ARAÚJO, S. M.; FAWCETT, J. J.; SCOTT, S. D. Metamorphism of hydrothermally altered rocks in a volcanogenic massive sulfide deposit: the Palmeiropolis, Brazil, example. **Revista Brasileira de Geociências**, Brasília, v. 25, n. 3, p. 173 - 184. 1995.
- ARAÚJO, S. M.; NILSON, A. A. Caracterização petroquímica e petrotectônica dos anfíbolitos da Sequência Vulcano Sedimentar de Palmeiropolis - Goiás. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 1., 1987, Porto Alegre. **Anais [...]**. Porto Alegre: SBGq/SBG, 1987. v.1. p. 335 - 348. Disponível em: https://b0e3c22f-974a-48c5-9989-488365127032.filesusr.com/ugd/33bad3_26b2f7b63f2945a0ae3495eb4514a079.pdf. Acesso em: 19 nov. 2021.
- ARAÚJO, S. M. **Petrologia e Mineralizações Sulfetadas da Sequência Vulcano-Sedimentar de Palmeiropolis-Goiás**. 1986. 196 f. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências da Universidade de Brasília, Brasília, 1986.
- ARAÚJO, V. A.; OLIVATTI, O. (org.). **Araguaína folha SB.22-Z-D: estados do Tocantins / Pará**. Rio de Janeiro: CPRM, 2001. Escala 1:250.000. Programa

- Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB. 129 p. Disponível em: <https://rigeo.cprm.gov.br/handle/doc/5367>. Acesso em: 19 nov. 2021.
- ARCANJO, S. H. S.; ABREU, F. A. M.; MOURA, C. A. V. Evolução geológica das sequencias do embasamento do Cinturão Araguaia - região de Alto Paraíso do Tocantins (TO), Brasil. **Brazilian Journal of Geology**, v. 43, n. 3, p. 501 - 514, 2013. Disponível em: <http://pgegeo.igc.usp.br/index.php/bjg/article/view/7477>. Acesso em: 19 nov. 2021.
- ARCANJO, S. H. S.; ABREU, F. A. M.; MOURA, C. A. V. Magmatismo Alcalino Mesoproterozóico na Província Tocantins – Uma Evidência de Quebramento do Supercontinente Rodínia? *In*: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 7., 2001, Belém. **Anais [...]**. Belém: SBG, 2001. p. 759-762. Disponível em: <http://arquivos.sbg-no.org.br/BASES/Anais%207%20Simp%20Geol%20Amaz%20Nov-2001-Belem.pdf>. Acesso em: 19 nov. 2021.
- ARCANJO, S. H. S. **Evolução geológica das sequências do embasamento na porção sul do cinturão Araguaia – região de Paraíso do Tocantins**. 2002. 171 f. Tese (Doutorado em Geologia e Geoquímica) - Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 2002. Disponível em: <http://repositorio.ufpa.br/jspui/handle/2011/8174>. Acesso em: 19 nov. 2021.
- ARCANJO, S. H. S.; MOURA, C. A. V. Geocronologia Pb – Pb em zircão (método de evaporação) das rochas do embasamento do setor meridional do cinturão Araguaia – Região de Paraíso do Tocantins (TO). **Revista Brasileira de Geociências**, v. 30, n. 4, p. 665 – 670, 2000. Disponível em: <http://www.pgegeo.igc.usp.br/index.php/rbg/article/viewFile/10983/10437>. Acesso em: 19 nov. 2021.
- BABINSKI, M. **Idades isocronicas Pb/Pb e geoquímica isotópica de Pb das rochas carbonáticas do Grupo Bambuí na porção sul de bacia do São Francisco**. 1993. 152 p. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1993. Disponível em: <http://repositorio.ipen.br:8080/xmlui/handle/123456789/10339>. Acesso em: 19 nov. 2021.
- BABINSKI, M.; KAUFMAN, A. J. First direct dating of a Neoproterozoic post-glacial cap carbonate. *In*: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 4., Salvador, 2003. **Short Papers [...]**. Salvador: CBPM/IRD, 2003. v. 1, p. 321 - 323. Disponível em: <http://repositorio.usp.br/directbitstream/2b01fbfa-42cd-477b-90bed3a335c3cbc1/1329804.pdf>. Acesso em: 19 nov. 2021.
- BARBOSA, O.; RAMOS, J. R. de A.; GOMES, F. de A.; HELMBOLD, R. **Geologia estratigráfica, estrutural e econômica da área do Projeto Araguaia**. Rio de Janeiro: DNPM, 1966. 94 p. (Divisão de Geologia e Mineralogia, Monografia, 19). Disponível em: http://acervo.cprm.gov.br/rpi_cprm/docreaderNET/docreader.aspx?bib=COLECAO_DNPM&PagFis=28728. Acesso em: 19 nov. 2021.
- BERBERT, C. O. Geologia dos complexos básicos-ultrabásicos de Goiás. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 24., 1970, Brasília. **Anais [...]**. Brasília: SBG, 1970. p. 41 - 50. Disponível em: http://acervo.cprm.gov.br/rpi_cprm/docreaderNET/docreader.aspx?bib=Anais&PagFis=6527. Acesso em: 20 nov. 2021.
- BHATTACHARYYA, B. K. Continuous spectrum of the total magnetic field anomaly due to a rectangular prismatic body. **Geophysics**, Tulsa, v. 31, n. 1, p. 97 - 121, 1966. DOI: <https://doi.org/10.1190/1.1439767>.
- BIERWIRTH, P. **Investigation of airborne gamma – ray images as a rapid mapping tool for soil and land degradation – Wagga Wagga, NSW**. Canberra : Australian Geological Survey Organisation, 1996. 69 p. : il., mapas ; 30 cm. Record (Australian Geological Survey Organisation, 22).
- BIONDI, J. C. **Processos metalogenéticos e os depósitos minerais brasileiros**. São Paulo: Oficina de Textos, 2003. 528 p. il. color. ISBN 975-8586-238-37-1.
- BOGOSSIAN, J. **Mineralizações primárias e supergênicas de urânio do nordeste de Goiás e Sudeste do Tocantins: Contexto geológico, mineralogia e implicações metalogenéticas**. 2012. 54 f. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Instituto de Geociência, Universidade de Brasília, Brasília, 2012. Disponível em: <https://repositorio.unb.br/handle/10482/13031>. Acesso em: 20 nov. 2021.
- BONIATTI, J. H. (org.). **Palmeirópolis, Tocantins: relatório de interpretação eletromagnética, magnetométrica e radiométrica, com seleção de alvos prospectivos para mineralizações sulfetadas de Zn, Cu, Pb**. [s.l.]: Votorantim, 2008. (Relatório Interno, v. 1 - Interpretação de dados eletromagnéticos, magnéticos e radiométricos aéreos sobre o projeto Palmeirópolis, TO).
- BOTELHO, N. F.; BARBOSA, L. O.; CORDEIRO, P. F. O. Petrografia e geoquímica da Formação Ticunzal e da Suiíte Aurumina na região do Morro do Moleque, Cavalcante, Goiás. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 43., 2006, Aracaju. **Anais [...]**. Aracaju: SBG Núcleo Bahia-Sergipe, 2006. p. 192-192.
- BOTELHO, N. F.; BILIAL, E.; MOUTTE, J.; FONTEILLES, M. Precambrian A-type tin-bearing granites in the Goiás tin Province, Central Brazil: a review. *In*: WORKSHOP SOBRE MAGNETISMO GRANÍTICO E MINERALIZAÇÕES ASSOCIADAS, 1., 1993, Rio de Janeiro. **Resumos**

Expandidos [...]. Rio de Janeiro: Academia Brasileira de Ciências, 1993. p. 5 - 8.

BOTELHO, N. F. **Les ensembles granitiques subalcalins a paelumineux mineralisés em Sn et In de la Sous-Province Parana, Etat de Goiás, Brésil** - Paragenèses hydrothermales associées : micas lithinifères, helvite, cassitérite et minéraux d'indium. 1992. 343 f. Tese (Doutorado em minerais especiais e energéticos) - Universidade de Paris VI, Paris, 1992.

BOTELHO, N. F.; PIMENTEL, M. M. Geocronologia Rb-Sr das fases intrusivas do maciço granítico de Pedra Branca, Província Estanífera de Goiás. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 4., 1993, Brasília. **Resumos Expandidos** [...]. Brasília: SBGq, Brasília, 1993. p. 253-254. Disponível em: https://b0e3c22f-974a-48c5-9989-488365127032.filesusr.com/ugd/33bad3_1fd9280019ac40b98c2d7cc841cad58a.pdf. Acesso em: 20 nov. 2021.

BRASIL. Ministério do Meio Ambiente. **Caderno da região hidrográfica do Tocantins – Araguaia**. Brasília: MMA, 2006. 132 p. ISBN 975 8577-380-66-1. Disponível em: <https://www.yumpu.com/pt/document/read/39982903/caderno-da-regiao-hidrografica-do-tocantins-araguaia-serrano-neves>. Acesso em: 21 nov. 2021.

BRAUN, O. P. G.; BAPTISTA, M. B. **Considerações sobre a geologia pré-cambriana da região sudeste e parte da região centro-oeste do Brasil**. Rio de Janeiro: CPRM, 1978. (Contribuição Técnica 5081-002 - DEGEO). Disponível em: <https://rigeo.cprm.gov.br/handle/doc/14494>. Acesso em: 20 nov. 2021.

BRAUN, O. P. G.; MARTINS, M.; OLIVEIRA, W. J. Continuidade das seqüências rifeanas sob a Bacia do São Francisco constatada por levantamentos geofísicos em Minas Gerais. *In*: SIMPÓSIO SOBRE O CRÁTON DO SÃO FRANCISCO, 2., 1993, Salvador. **Anais** [...]. Salvador: SBG, 1993. p. 164-166. Disponível em: http://sbg.sitepessoal.com/anais_digitalizados/simposiocratonsaofrancisco/II%20SCSF.1993.pdf. Acesso em: 20 nov. 2021.

BRITO NEVES, B. B.; CORDANI, U. G. Tectonic Evolution of South America during the Late Proterozoic. **Precambrian Research**, v. 53, n. 1-2, p. 23-40, 1991. DOI: [http://dx.doi.org/10.1016/0301-9268\(91\)90004-T](http://dx.doi.org/10.1016/0301-9268(91)90004-T).

BRITO NEVES, B.B., FUCK, R.A. The basement of the South American platform: Half Laurentian (N-NW) + half Gondwanan (E-SE) domains. **Precambrian Research**, v. 244, p. 75–86, 2014. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2013.09.020>.

BRITO NEVES, B. B. Main Stages of the Development of the Sedimentary Basins of South America and their

Relationship with the Tectonics of Supercontinents. **Gondwana Research**, v. 5, n. 1, p. 175-196, 2002. DOI: [https://doi.org/10.1016/S1342-937X\(05\)70901-1](https://doi.org/10.1016/S1342-937X(05)70901-1).

CAMPOS, J. E. G.; DARDENNE, M. A. Estratigrafia e sedimentação da Bacia Sanfranciscana: Uma revisão. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 27, n. 3, p. 269 – 282, 1997a. Disponível em: <http://www.ppegeo.igc.usp.br/index.php/rbg/article/view/11291>. Acesso em: 20 nov. 2021.

CAMPOS, J. E. G.; DARDENNE, M. A. Origem e evolução tectônica da Bacia Sanfranciscana. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 27, n. 3, p. 283 – 294, 1997b. Disponível em: <http://www.ppegeo.igc.usp.br/index.php/rbg/article/view/11293>. Acesso em: 20 nov. 2021.

CHAVES, C. L.; GORAYEB, P. S. S.; MOURA, C. A. V. Geologia, geocronologia e litoquímica dos granitos paleoproterozóicos do tipo A no setor setentrional da Província Tocantins. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 38, n. 2, p. 366 - 378, 2008. Disponível em: <http://www.ppegeo.igc.usp.br/index.php/rbg/article/view/7590>. Acesso em: 19 mar. 2015.

CLARK, D. A. Magnetic petrophysics and magnetic petrology: aids to geological interpretation of magnetic surveys. **AGSO Journal of Australian Geological and Geophysical**, v. 17, n. 2, p. 83 – 103, 1997. ISSN 1320-1271.

CLOUD, P.; DARDENNE, M. Proterozoic age of the Bambuí Group in Brazil. **GSA Bulletin**, v. 84, n. 5, p. 1673 - 1676. ISSN 0016-7606. DOI: [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1973\)84<1673:PAOTBG>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1973)84<1673:PAOTBG>2.0.CO;2).

CORDANI, U. G.; PIMENTEL, M. M.; ARAÚJO, C. E. G.; BASEI, M. A. S.; FUCK, R. A.; GIRARDI, V. A. V. Was there an Ediacaran Clymene Ocean in central Brazil? **American Journal of Sciences**, v. 313, n. 6, p. 517 - 539, 2013a. DOI: <https://doi.org/10.2475/06.2013.01>.

CORDANI, U. G.; PIMENTEL, M. M.; ARAÚJO, C. E. G.; FUCK, R. A. The significance of the Transbrasiliano-Kandi tectonic corridor for the amalgamation of West Gondwana. **Brazilian Journal of Geology**, v. 43, n. 3, p. 583 - 597, 2013b. DOI: <https://doi.org/10.5327/Z2317-48892013000300012>

CORREIA FILHO, F. C. L.; SÁ, A. M. **Projeto Natividade**. Relatório Final. Goiânia: CPRM, 1980. 6 v. Disponível em: <https://rigeo.cprm.gov.br/handle/doc/9916>. Acesso em: 20 nov. 2021.

COSTA, D. T.; MOREIRA, M. R.; RODRIGUES, R. M. M. (org.); FREITAS, U. R. **Avaliação e diretrizes para o setor mineral do Estado do Tocantins**. Palmas: SEPLAN – TO, 2007. 161 p. Disponível em: <http://antigo.mme.gov.br/>

documents/36108/406547/Diagn%C3%B3stico+do+Setor+Mineral+do+Estado+do+Tocantins.pdf/89b1d563-1f3a-f385-d5ed-38d1bd7f5e03?version=1.0. Acesso em: 05 maio 2020.

COSTA, J. B. S. **Aspectos lito-estruturais e evolução crustal da região centro-norte de Goiás.** 1985. 209 f. Tese (Doutorado) – Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 1985. Disponível em: <http://repositorio.ufpa.br:8080/jspui/handle/2011/7656>. Acesso em: 20 nov 2021.

COSTA, J. B. S. **Evolução geológica da região de Colmeia.** 1980. 78 f. Dissertação (Mestrado) – Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 1980. Disponível em: <http://repositorio.ufpa.br/jspui/handle/2011/8389>. Acesso em: 20 nov. 2021.

COSTA, J. B. S.; GORAYEB, P. S. S.; BEMERGURY, R. L.; GAMA JR., T.; KOTSCHOUBEY, B.; LEMOS, R. L. **Projeto Paraíso do Norte: Relatório Final.** Belém, DNPM/UFPA, 1983. 125 p.

COSTA, J. B. S.; LEMOS, R. L.; MARTINS, J. P. A.; BELTRÃO, J. F.; GOES, A. M.; HASUI, Y. Geologia da região de Porto Nacional, GO. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 14, n. 1, p. 3-11, 1984. Disponível em: <http://www.ppegeo.igc.usp.br/index.php/rbg/article/viewFile/12116/11662>. Acesso em: 19 nov. 2021.

CPRM - SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL. **Geologia e resultados prospectivos da área Barra da Gameleira, Tocantins.** Escala 1:50.000. Goiânia: CPRM, 2000. 7 p. (Informe de Recursos Minerais. Série Metais do Grupo da Platina e Associados, 14). Disponível em: <https://rigeo.cprm.gov.br/handle/doc/1610>. Acesso em: 20 nov. 2021.

CPRM - SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL. **Projeto aerogeofísico complemento do Tocantins:** relatório final do levantamento e processamento dos dados magnetométricos e gamaespectrométricos. Rio de Janeiro: Lasa Engenharia e Prospecções, 2007. Programa Geologia do Brasil - PGB. Disponível em: <https://rigeo.cprm.gov.br/handle/doc/10227>. Acesso em: 20 nov. 2021.

CPRM - SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL. **Projeto Aerogeofísico Conceição do Araguaia:** relatório final do levantamento e processamento dos dados magnetométricos e gamaespectrométricos. Rio de Janeiro: Lasa Prospecções; Prospectors Aerolevantamentos e Sistemas, 2012. Programa Geologia do Brasil – PGB. Disponível em: <https://rigeo.cprm.gov.br/handle/doc/11454>. Acesso em: 20 nov. 2021.

CPRM - SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL. **Projeto aerogeofísico Rio Formoso:** relatório final do levantamento

e processamento dos dados magnetométricos e gamaespectrométricos. Rio de Janeiro: Lasa Prospecções, 2014. Programa Geologia do Brasil – PGB. Disponível em: <https://rigeo.cprm.gov.br/handle/doc/21697>. Acesso em: 20 nov. 2021.

CPRM - SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL. **Projeto aerogeofísico Rio Maria:** relatório final do levantamento e processamento dos dados magnetométricos e gamaespectrométricos. Rio de Janeiro: Prospectors Aerolevantamentos e Sistemas, 2015. Programa Geologia do Brasil – PGB. Disponível em: <https://rigeo.cprm.gov.br/handle/doc/21701>. Acesso em: 20 nov. 2021.

CPRM - SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL. **Projeto Aerogeofísico Tocantins:** relatório final do levantamento e processamento dos dados magnetométricos e gamaespectrométricos. [São Paulo]: AeroGeoPhysica Latinoamericana - AGP-LA, 2006. Disponível em: <https://rigeo.cprm.gov.br/handle/doc/10698>. Acesso em: 20 nov. 2021.

CRÓSTA, A. P.; REIMOLD, W. U.; VASCONCELOS, M. A. R.; HAUSEN, N.; OLIVEIRA, G. J. G.; MAZIVIERO, M. V.; GÓES, A. M. Impact cratering structures: The South American record – Parte 1. **Geochemistry**, v. 79, n. 1, p. 1 - 61, 2019. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.chemer.2018.06.001>.

CRUZ, E. L. C. C. **A gênese e o contexto tectônico da Mina Córrego Paiol, terreno Almas Conceição: um depósito de ouro hospedado em anfibolito do embasamento da faixa de dobramentos Brasília.** 2001. 298 f. Tese (Doutorado em Geologia econômica e Prospecção) – Instituto de Geociências, Universidade de Brasília – UnB, Brasília, 2001.

CRUZ, E. L. C. C. **Geologia e mineralizações auríferas do terreno granitoide-greenstone de Almas-Dianópolis, Tocantins.** 1993. 95 f. Dissertação (Mestrado em Geologia econômica e Prospecção) – Instituto de Geociências, Universidade de Brasília-UnB, Brasília, 1993.

CRUZ, E. L. C. C.; KUYUMJIAM, R. M. The geology and tectonic evolution of the Tocantins granite-greenstone terrane: Almas-Dianópolis region, Tocantins state, central Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 28, n. 1, p. 173 - 182, 1998. Disponível em: <http://www.ppegeo.igc.usp.br/index.php/rbg/article/view/11208>. Acesso em: 20 nov. 2021.

DANNI, J. C. M.; TEIXEIRA, N. A. Características e Sistematização das Associações Máficas e Ultramáficas Pré-Cambrianas do Estado de Goiás. *In*: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 1., 1981, Goiânia. **Anais [...].** Goiânia: SBG, 1981. p. 376-401. Disponível

- em: http://acervo.cprm.gov.br/rpi_cprm/docreaderNET/docreader.aspx?bib=Anais&PagFis=52212. Acesso em: 20 nov. 2021.
- DARDENNE, M. A. **Les mineralisations de plomb, zinc, fluor du Protéozoïque Supérieur dans l Brésil Central**. 1979. 251 f. Tese (Doutorado) – Universidade de Paris VI, 1979.
- DARDENNE, M. A. Os grupos Paranoá e Bambuí na Faixa Dobrada Brasília. *In*: SIMPÓSIO SOBRE O CRATON SÃO FRANCISCO E SUAS FAIXAS MARGINAIS, 1979, Salvador -BA. **Anais [...]**. Salvador: SGB, 1979. 140- 157. Disponível em: http://acervo.cprm.gov.br/rpi_cprm/docreaderNET/docreader.aspx?bib=Anais&PagFis=53802. Acesso em: 20 nov. 2021.
- DARDENNE, M. A.; ANDRADE, G. F.; FARIA, A. Ocorrência de estromatólitos colunares na região de São Gabriel (Goiás). *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 27., 1973, Aracaju - SE. **Anais [...]**. Aracaju: SBG, 1973. p. 139 - 141. Disponível em: http://acervo.cprm.gov.br/rpi_cprm/docreaderNET/docreader.aspx?bib=Anais&PagFis=8137. Acesso em: 20 nov. 2021.
- DARDENNE, M. A.; CAMPOS, J. E. G.; ALVARENGA, C. J. S. DE; MARTINS, F. A. L.; BOTELHO, N. F. A Sequência Sedimentar do Grupo Araí na Região da Chapada dos Veadeiros, Goiás. *In*: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 7. SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 10., 14 - 17 nov. 1999, Brasília-DF. **Boletim de Resumos: Programa [...]**. Brasília: SBG. Núcleo Centro-Oeste, 100 p.
- DARDENNE, M. A.; DANNI, J. C. M.; FUCK, R. A. Revisão estratigráfica do Grupo Araxá na Região da Serra Dourada - GO. *In*: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 1., 1981, Goiânia. **Anais [...]**. Goiânia: SBG, 1981. p. 664 - 681. Disponível em: http://acervo.cprm.gov.br/rpi_cprm/docreaderNET/docreader.aspx?bib=Anais&PagFis=52212. Acesso em: 20 nov. 2021.
- DARDENNE, M. A.; FREITAS-SILVA, F. H.; NOGUEIRA, G. M. S.; SOUZA, J. C. F. Depósitos de Fosfato de Rocinha e Lagamar, Minas Gerais. *In*: COELHO, C. E. S. (coord.). **Principais depósitos minerais do Brasil: rochas e minerais industriais**. Brasília: DNPM, 1997. v. IV, parte C, p. 113-122.
- DARDENNE, M. A.; MELO, S. M. G.; MOERI, E. Conophyton: um fóssil index do Precambriano no Grupo Bambuí. **Ciência e Cultura**, v. 24, n. 2, p. 199 - 203, 1972. ISSN 2317-6660.
- DARDENNE, M. A.; SCHOBHENHAUS, C. **Metalogênese do Brasil**. Brasília: Editora Universidade de Brasília, 2001. 394 p. ISBN 85-230-0647-8. Disponível em: <https://rigeo.cprm.gov.br/handle/doc/1291>. Acesso em: 20 nov. 2021.
- DARDENNE, M. A. The Brasília Fold Belt. *In*: CORDANI, U. G.; MILANI, E. J.; THOMAZ FILHO, A.; CAMPOS, D. A. (org.). **Tectonic Evolution of South America**. Rio de Janeiro: 31st International Geological Congress, 2000. p. 231-263. Disponível em: <https://rigeo.cprm.gov.br/handle/doc/19419>. Acesso em: 20 nov. 2021.
- DELGADO, I. M.; SOUZA, J. D. de; SILVEIRA FILHO, N. C. da SANTOS, R. A. dos; PEDREIRA, A. J. GUIMARÃES, J. T.; ANGELIM, L. A. de A.; VASCONCELOS, A. M.; GOMES, I. P.; LACERDA FILHO, J. V. de; VALENTE, C. R.; PERROTTA, M. M.; HEINECK, C. A. Geotectônica do Escudo Atlântico. *In*: BIZZI, L. A.; SCHOBHENHAUS, C.; VIDOTTI, R. M.; GONÇALVES, J. H. (org.). **Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil: Textos, Mapas e GIS**. Brasília: CPRM, 2003b. Escala 1:2. 500. 000. Sistema de Informações Geográficas - SIG. p. 227 - 334. ISBN 978-8523-007-90-3. Disponível em: <https://rigeo.cprm.gov.br/handle/doc/5006>. Acesso em: 19 nov. 2021.
- DELGADO, I. M.; SOUZA, J. D. de; SILVEIRA FILHO, N. C. da SANTOS, R. A. dos; PEDREIRA, A. J. GUIMARÃES, J. T.; ANGELIM, L. A. de A.; VASCONCELOS, A. M.; GOMES, I. P.; LACERDA FILHO, J. V. de; VALENTE, C. R.; PERROTTA, M. M.; HEINECK, C. A. Província Tocantins. *In*: BIZZI, L. A.; SCHOBHENHAUS, C.; VIDOTTI, R. M.; GONÇALVES, J. H. (org.). **Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil: Textos, Mapas e GIS**. Brasília: CPRM, 2003a. Escala 1:2. 500.000. Sistema de Informações Geográficas - SIG. p. 281. ISBN 975-8523-007-90-3. Disponível em: <https://rigeo.cprm.gov.br/handle/doc/5006>. Acesso em: 19 nov. 2021.
- DELLA GIUSTINA, M. E. S.; OLIVEIRA, C. G. DE; PIMENTEL, M. M.; BUHN, B. Neoproterozoic magmatism and high-grade metamorphism in the Goiás Massif: New LA-MC-ICMPS U-Pb and Sm-Nd data and implications for collisional history of the Brasília Belt. **Precambrian Research**, v. 172, n. 1 - 2, p. 67 - 79, 2009. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2009.03.012>.
- DIAS, A. N. C.; MOURA, C. A. V.; MILHOMEM NETO, J. M.; CHEMALE JR., F.; GIRELLI, T. J.; MASUYAMA, K. M. Geochronology and thermochronology of gnaisses of the Brasiliano/Pan – African Araguaia Belt: Records of exhumation of West Gondwana and Pangea break up. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 80, p. 174 - 191, 2017. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2017.09.027>.

- DICKSON, B. L.; SCOTT, K. M. Interpretation of aerial gamma-ray surveys-adding the geochemical factors. **AGSO Journal of Australian Geology and Geophysics, Australia**, v. 17, n. 2, p. 187 - 200, 1997. ISSN 1320-1271. Disponível em: https://d28rz98at9flks.cloudfront.net/81502/Jou1997_v17_n2_p187.pdf. Acesso em: 20 nov. 2021.
- DIETZ, R. S.; FRENCH, B. M. Two probable astroblemes in Brazil. **Nature**, v. 244, p. 561 - 562, 1973. ISSN 0028-0836.
- ERICHSEN, A. F.; MIRANDA, J. **Geologia do Sul de Goiaz: campanhas de 1935 a 1936**. Rio de Janeiro: DNPM, 1939. 60 p. Boletim do Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil, 94.
- FERREIRA FILHO, C. F.; PIMENTEL, M. M.; ARAÚJO, S. M. DE; LAUX, J. H. 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 Research**, v. 183, n. 3, p. 617 - 634, 2010. 0301-9268. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2010.06.008>.
- FERREIRA, L.; VIDOTTI, R. M.; ABREU, C. J.; MAROTTA, G. S.; DANTAS, E. L. Água Bonita pull apart basin and its relationship to Transbrasiliiano Lineament. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 89, p. 63 - 75, 2019. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2018.11.007>.
- FIGUEIREDO, A. J. A. DE; LEÃO NETO, R.; VALENTE, C. R. Depósito de sulfetos maciços de Zn, Cu e Pb da região de Palmeirópolis-GO. *In*: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 1., 1981, Goiânia. **Anais [...]**. Goiânia: SBG, 1981. p. 422 - 441. Disponível em: http://acervo.cprm.gov.br/rpi_cprm/docreaderNET/docreader.aspx?bib=Anais&PagFis=52212. Acesso em: 20 nov. 2021.
- FIGUEIREDO, A. J. A. DE; SOUZA, J. O. **Carta de Previsão de Recursos Minerais: Folha Conceição do Araguaia – SC.22-X-B**. Escala 1:250. 000. Goiânia: CPRM, 1994. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Programa Grande Carajás. Disponível em: http://www.cprm.gov.br/publique/media/geologia_basica/plgb/conceicao/araguaia_ctprevisao.pdf. Acesso em 20 nov. 2021.
- FIGUEIREDO, A. J. A. DE; SOUZA, J. O.; OLIVATTI, O.; (org.). **Conceição do Araguaia: folha [SC. 22-X-B]: estados do Tocantins e do Pará**. Rio de Janeiro: CPRM, 2001. p. 143. Escala 1:250. 000. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB. Disponível em: <https://rigeo.cprm.gov.br/handle/doc/5363>. Acesso em: 19 nov. 2021.
- FIGUEIREDO, A. M.; OESTERLEN, P. M. Prospecção de urânio no estado de Goiás. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 11, n. 3, p. 147 - 152. 1981. Disponível em: <http://www.ppegeo.igc.usp.br/index.php/rbg/article/view/12262>. Acesso em: 20 nov. 2021.
- FRASCA, A. A. S. **Amálgamas do W-Gondwana na Província Tocantins**. 2015. 172 f. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade de Brasília – UnB, Brasília, 2015. Disponível em: https://repositorio.unb.br/bitstream/10482/19548/1/2015_AntonioAugustoSoaresFrasca.pdf. Acesso em: 20 nov. 2021.
- FRASCA, A. A. S.; LIMA, H. A. F.; MORAES, L. L.; RIBEIRO, P. S. E. **Geologia e recursos minerais da folha Gurupi: folha SC. 22-Z-D, estado de Tocantins**. Goiânia: CPRM, 2010. 180 p. Programa de Geologia do Brasil - PGB; Projeto Sudeste do Tocantins. Disponível em: <https://rigeo.cprm.gov.br/handle/doc/10907>. Acesso em: 19 nov. 2021.
- FRASCA, A. A. S.; RIBEIRO, P. S. E. **Evolução crustal e metalogenia da porção centro norte da faixa Brasília: estados do Tocantins e Goiás**. Goiânia: CPRM, 2019. 318 p. il., + mapas. ISBN 978-85-7499-548-9. Disponível em: <https://rigeo.cprm.gov.br/handle/doc/21486>. Acesso em: 20 nov. 2021.
- FRASCA, A. A. S.; RIBEIRO, P. S. E.; LACERDA FILHO, J. V. L. Evolução geológica na área da Folha Gurupi, SC-22-Z-D Projeto Sudeste do Tocantins. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 45., 2010, Belém (PA). **Anais [...]**. Belém: SBG, 2010.
- FRASCA, A. A. S.; RIBEIRO, P. S. E.; LACERDA FILHO, J. V.; MENEGHINI, P. F. V.; MORAES, L. L.; LIMA, H. A. F. **Geologia e recursos minerais da Folha Alvorada SC.22-X-B: Estado do Tocantins**. Escala 1:250.000. Goiânia: CPRM, 2018. 292 p. ISBN 978-85-7499-422-2. Projeto Sudeste do Tocantins, Programa Geologia do Brasil. Disponível em: <https://rigeo.cprm.gov.br/handle/doc/20465>. Acesso em: 20 nov. 2021.
- FREITAS, A. F.; MARMOS, J. L. **Atlas geoquímico do estado de Roraima: projeto levantamento geoquímico de baixa densidade do estado de Roraima**. Recife: CPRM, 2017. 225 p. il., color. ISBN 978-85-7499-357-7, Disponível em: <https://rigeo.cprm.gov.br/handle/doc/19822>. Acesso em: 20 nov. 2021.
- FRENCH, B. M.; KOEBERL, C. The convincing identification of terrestrial meteorite impact structures: What works, what doesn't, and why. **Earth – Science Reviews**, v. 98, n. 1 - 2, p. 123 - 170, 2010. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2009.10.009>. Acesso em: 20 nov. 2021.

- FRENCH, B. M. **Traces of Catastrophe: A handbook of shock – metamorphic effects in terrestrial meteorite impact structures.** Houston: Lunar and Planetary Institute, 1998. 120 p. LPI Contribution, n. 954. Disponível em: <https://www.lpi.usra.edu/publications/books/CB-954/CB-954.pdf>. Acesso em: 20 nov. 2021.
- FUCK, R. A. A faixa Brasília e a compartimentação Tectônica na Província Tocantins. *In*: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 4., 1994, Brasília. **Anais [...]**. Brasília: SBG, p. 184-187.
- FUCK, R. A.; BRITO NEVES, B. B.; CORDANI, U. G.; KAWASHITA, K. **Rb-Sr measurements on metamorphic rocks from the Barro Alto Complex, Goiás, Brazil. In: International Conference Geochemical evolution of the continental crust.** Poços de Caldas, 1988. p. 131-138. Disponível em: https://inis.iaea.org/collection/NCLCollectionStore/_Public/25/068/25068885.pdf. Acesso em: 20 nov. 2021.
- FUCK, R. A.; DANTAS, E. L.; PIMENTEL, M. M.; BOTELHO, N. F.; ARMSTRONG, R.; LAUX, J. R.; JUNGES, S. L.; SOARES, J. E.; PRAXEDES, I. F. Paleoproterozoic crust-formation and reworking events in the Tocantins Province, Central Brazil: A contribution for Atlantica supercontinent reconstruction. **Precambrian Research**, v. 244, n. 1, p. 53 – 74, 2014. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2013.12.003>.
- FUCK, R. A.; DANTAS, E. L.; PIMENTEL, M. M.; BOTELHO, N. F.; JUNGES, S. L.; HOLLANDA, M. H. B. M.; MORAES, R.; ARMSTRONG, R. Crosta continental paleoproterozoica no embasamento da porção norte da Orógeno Brasília: novos dados Sm-Nd U-Pb. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 41., 2002, João Pessoa. **Anais [...]**. Recife: SBG, v. 1. p. 308 - 308.
- FUCK, R. A.; DANTAS, E. L.; PIMENTEL, M. M.; OLIVEIRA, C. G.; LAUX, J. H.; JUNGES, S. L.; DE SORDI, D. A.; CHIARINI, M. F. N. Goiás Magmatic Arc, Tocantins Province, central Brazil: new U-Pb and Sm-Nd isotopic data indicate multiple accretionary events. *In*: NAKANO, N.; OSANAI, Y.; MIYAMOTO, T.; SANTOSH, M.(ed.) INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON GONDWANA TO ASIA, 4.; IAGR ANNUAL CONVENTION, 2007, Fukuoka. **Abstracts [...]**. Fukuoka: Kyushu University, 2007. p. 67-67.
- FUCK, R. A.; DANTAS, E. L.; PIMENTEL, M. M.; JUNGES, S. L.; MOREAS, R. Nd isotopes, U-Pb single grain and SHRIMP zircon ages from basement rocks of the Tocantins Province. *In*: SIMPÓSIO SUDAMERICA DE GEOLOGÍA ISOTÓPICA, 3., 2001, Pucon, Chile. **Anais [...]**. Pucon, Servicio Nacional de Geología y Minería, 2001.
- FUCK, R. A.; MARINI, O. J. O Grupo Araxá e unidades homotaxiais. *In*: SIMPÓSIO SOBRE O CRÁTON DO SÃO FRANCISCO E SUAS FAIXAS MARGINAIS, 1., 1981, Salvador. **Anais [...]**. Salvador: SBG, 1981. p. 118 - 130.
- GALBRAITH, J. H.; SAUNDERS, D. F. Rock classification by characteristics of aerial gamma-ray measurements. **Journal of Geochemical Exploration**, v. 18, n. 1, p. 49 - 73. 1983. DOI: [https://doi.org/10.1016/0375-6742\(83\)90080-8](https://doi.org/10.1016/0375-6742(83)90080-8).
- GILL, D.; SHILONI, Y. Abundance and distribution of uranium in Senonian phosphorites, Arad basin, southern Israel. **Journal of African Earth Sciences**, Oxford, v. 20, n. 1, p. 17 - 28, Jan. 1995. DOI: [https://doi.org/10.1016/0899-5362\(95\)00041-Q](https://doi.org/10.1016/0899-5362(95)00041-Q).
- GNOJEK, I.; PRICHYSTAL, A. A new mineralization detected by airborne gamma-ray spectrometry in northern Moravia (Czechoslovakia). **Geoexploration**, Amsterdam, v. 23, n. 4, p. 491 - 502, Dec. 1985. DOI: [https://doi.org/10.1016/0016-7142\(85\)90076-6](https://doi.org/10.1016/0016-7142(85)90076-6).
- GÓES, A. M. O.; FEIJÓ, F. J. Bacia do Parnaíba. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, v. 8, n. 1, p. 57 – 67, 1994.
- GORAYEB, P. S. S. **Evolução geológica da região de Araguacema - Pequiçeiro**, Goiás. 1981. 99 f. Dissertação (Mestrado) – Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 1981.
- GORAYEB, P. S. S.; CORDANI, U. G.; SILVA NETO, J. J. A.; SATO, K.; MAURER, V. C. U-Pb SHRIMP zircon ages of Ediacaran-Cambrian granitic bodies in central Brazil: implications for the tectonic evolution of the Araguaia belt. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 104, n. 102804, 2020. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102804>.
- GORAYEB, P. S. S.; MOURA, C. A. V.; BARROS, G. R. Pb-Pb zircon ages of the Porto Nacional High-Grade Terrane: their meaning for the evolution of the Tocantins Shear Belt. *In*: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 31., 2000, Rio de Janeiro. **Abstracts [...]**. Rio de Janeiro: SBG, 2000. v. 3, p. 41 - 41.
- GORAYEB, P. S. S.; SENA COSTA, J. B.; LEMOS, R. L.; BEMERGUY, R. L.; GAMA JR, T.; KOTSCHOUBEY, B.; HASUI, Y. **Projeto Natividade-Almas**. Belém: UFPA: CVRD, 1984. 123 p. il. (Relatório inédito).
- GRIEVE, R. A. F. Terrestrial impact structures. **Annual Review of Earth and Planetary Sciences**, v. 15, p. 245 - 270, 1987. DOI: <https://doi.org/10.1146/annurev.ea.15.050187.001333>. Disponível em: https://wipp.energy.gov/library/CRA/CRA-2014/References/Others/Grieve_1987_Terrestrial_Impact_Structures_

- Annual_Review_of_earth_and_Planetary_Sciences_Vol_15_245_70.pdf. Acesso em: 21 nov. 2021.
- GUNN, P. J. Regional magnetic and gravity responses of extensional sedimentary basins. **Journal of Australian Geology & Geophysics**, v. 17, n. 2, p. 115 - 131, 1997.
- Haidar, R. F.; DIAS, R. R.; FELFILI, J. M. **Mapeamento das regiões fitoecológicas e inventário florestal do Estado do Tocantins**. Inventário Florestal do Tocantins. Escala 1:100.000. Palmas: Seplan/DZE, 2013. 156 p. (Série Tocantins, Recursos Naturais / Vegetação, v. 7/9). Disponível em: http://zoneamento.sefaz.to.gov.br/Publicacoes_Tecnicas/Tocantins/TO_Rel_Map_Reg_Fito_Inv_Flor/Rel_Inv_Florestal_TO.pdf. Acesso em: 19 nov. 2021.
- HALLIDAY, A. N.; WOOD, B. J. The composition and major reservoirs of the earth around the time of the moon-forming giant impact. *In*: STEVENSON, D. (ed.). **Treatise on geophysics**. Amsterdam: Elsevier, 2007. v. 9, p. 13 - 50. ISBN 978-0444-527-48-6. DOI: <https://doi.org/10.1016/B978-044452748-6.00139-5>.
- HASTING, D. A.; DUNBAR, P. K. (ed.). **Global Land One-kilometer Base Elevation (GLOBE)**: Digital Elevation Model, version 1.0. Boulder (Colorado): NOAA-National Oceanic and Atmospheric Administration, 1999. v. 1, 147 p. (NGDC Key to Geophysical Records Documentation, 34). Disponível em: <https://www.ngdc.noaa.gov/mgg/topo/report/globedocumentationmanual.pdf>. Acesso em: 21 nov. 2021.
- HASUI, Y.; ABREU, F. A. M.; SILVA, J. M. R. Estratigrafia da Faixa de dobramentos Paraguai-Araguaia no centro-norte do Brasil. **Boletim IG**, Instituto de Geociências, USP, v. 8, p. 107 - 118, 1977. Disponível em: <http://papegeo.igc.usp.br/index.php/bigusp/article/view/2121>. Acesso em: 21 nov. 2021.
- HASUI, Y.; TASSINARI, C. C. G.; SIGA JUNIOR, O.; TEIXEIRA, W.; ALMEIDA, F. F. M.; KAWASHITA, K. Datações Rb-Sr e K-Ar do Centro-Norte do Brasil e seu significado geológico-geotectônico. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31., 1980., Camboriú. **Anais [...]**. Balneário de Camboriú: SBG, 1980. v. 5, p. 2.659-2.676. Disponível em: http://acervo.cprm.gov.br/rpi_cprm/docreaderNET/docreader.aspx?bib=Anais&PagFis=17669. Acesso em: 21 nov. 2021.
- ISLES, D. J.; RANKIN, L. R. **Geological interpretation of aeromagnetic data**. Collingwood: aeromagnetic prospecting - data processing. Australia: Australian Society of Exploration Geophysicists, ©2013. 365 p. ISBN: 978-0643-098-91. Disponível em: <https://www.aseg.org.au/sites/default/files/ebook-ASEG-eBook-Geo-Interpretation-of-Aeromagnetic-Data-Opt-for-user-1621.pdf>. Acesso em: 21 nov. 2021.
- JOST, H.; CHEMALE JR, F.; DUSSIN, I. A.; TASSINARI, C. C. G. Goiás greenstone belts: Archean or Paleoproterozoic. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 45., 2010, São Paulo. **Anais [...]**. São Paulo: SBG, 2010. CD-ROM. p. PAP33.
- JOST, H.; CHEMALE JR., F.; FUCK, R. A.; DUSSIN, I. A. Uvã complex, the oldest orthogneisses of the Archean-Paleoproterozoic terrane of central Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, n. 47, p. 201 - 212, 2013. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2013.07.002>. 2021.
- JUNGES, S. L.; PIMENTEL, M. M.; MORAES, R. DE. Nd isotopic study of the Neoproterozoic Mara Rosa Arc, central Brazil: implications for the evolution of the Brasília Belt. **Precambrian Research**, v. 117, n. 1 - 2, p. 101 - 108, 2002. DOI: [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(02\)00077-3](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(02)00077-3).
- JUNQUEIRA-BROD, T. C.; DARDENNE, M. A.; SABÓIA, A. M.; BRAGA, L. M. V. Sequência Vulcânica da Pedra Furada, Monte do Carmo, TO. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 45., 2010, Belém. **Anais [...]**. Belém: SBG, 2010. p. 182 - 183.
- KABATA-PENDIAS, A.; PENDIAS, H. **Trace elements in soils and plants**. 2. ed. Boca Raton: CRC Press, 1992. 365 p.
- KATTAH, S. DA S. A ocorrência de pegadas de dinossauros no Grupo Areado, porção meridional da Bacia Sanfranciscana, oeste de Minas Gerais. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, v. 66, n. 2, p. 181 - 187, 1994.
- KEAREY, P.; BROOKS, M.; HILL, I. **An introduction to geophysical exploration**. 3. ed. London: Wiley- Blackwell, 2002. 282 p. ISBN 978-0-632-049-29-5.
- KENKMANN, T.; VASCONCELOS, M. A. R.; CRÓSTA, A. P.; REIMOLD, W. U. The complex impact structure Serra da Cangalha, Tocantins State, Brazil. **Meteoritics & Planetary Science**, v. 46, n. 6, p. 875 - 889, 2011. DOI: <https://doi.org/10.1111/j.1945-5100.2011.01199.x>. DISPONÍVEL EM: <https://doi.org/10.1111/j.1945-5100.2011.01199.x>. Acesso em: 21 nov. 2021.
- KITAJIMA, L. F. W. **Mineralogia e petrologia do Complexo Alcalino de Peixe - Tocantins**. 2002. 152 f. Tese (Doutorado em Geologia Econômica e Prospecção) - Instituto de Geociências, Universidade de Brasília - UnB, Brasília, 2002.
- KOLJONEN, K.; STENIUS, P.; BUCHERT, J. The surface chemistry of PGW pulp fibre fractions. *In*: INTERNATIONAL MECHANICAL PULPING CONFERENCE, Jun. 1997,

- Stockholm, Sweden. **Proceedings** [...]. Stockholm: Swedish Association of Pulp and Paper Engineers, 1997. p. 407 - 411.
- KRÖNER, A.; CORDANI, U. G. African, southern Indian and South American cratons were not part of the Rodinia supercontinent: evidence from field relationships and geochronology. **Tectonophysics**, v. 375, n. 1 - 4, p. 325 - 352, 2003. DOI: [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(03\)00344-5](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(03)00344-5).
- KUYUMJIAN, R. M.; ARAÚJO FILHO, J. O. Depósitos e ocorrências de ouro no terreno Arqueano-Paleoproterozoico de Almas-Dianópolis (TO): evidências da importância metalogenética do evento brasileiro. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 35, n. 4, p. 611 - 614, 2005. Disponível em: <http://www.ppegeo.igc.usp.br/index.php/rbg/article/viewFile/9437/9659>. Acesso em: 21 nov. 2021.
- KUYUMJIAN, R. M.; CRUZ, E. L. C. C.; ARAÚJO FILHO, J. O.; MOURA, M. A.; GUIMARÃES, E. M., PEREIRA, K. M. S. Geologia e ocorrências de ouro do Terreno Granito-Greenstone do Tocantins, TO: síntese do conhecimento e parâmetros para exploração mineral. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 42, p. 213 - 228, 2012. Disponível em: <http://www.ppegeo.igc.usp.br/index.php/rbg/article/view/7883>. Acesso em: 21 nov. 2021.
- LACERDA FILHO, J. V.; REZENDE, A.; SILVA, A. DA. **Geologia e Recursos Minerais do Estado de Goiás e Distrito Federal**. Escala 1:500. 000. Goiânia: CPRM ; METAGO ; UnB, 1999. 176 p. (Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB). Disponível em: <https://rigeo.cprm.gov.br/handle/doc/2418>. Acesso em: 21 nov. 2021.
- LAUX, J. H.; PIMENTEL, M. M.; DANTAS, E. L.; ARMSTRONG, R.; JUNGES, S. L. Two neoproterozoic crustal accretion events in the Brasília Belt, Central Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 18, n. 2, p. 183-198, 2005. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2004.09.003>.
- LEÃO NETO, R.; OLIVATTI, O. **Projeto Palmeirópolis: etapa preliminar**. Goiânia: CPRM, 1983. 39 p. Disponível em: <https://rigeo.cprm.gov.br/handle/doc/3296>. Acesso em: 21 nov. 2021.
- LEMONS, R. **Petrologia do maciço alcalino de Peixe**. 1983. 168 f. Dissertação (Mestrado) - Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 1983.
- LEONARDOS, O. H. **Concheiros naturais e sambaquis**. Rio de Janeiro: DNPM, 1938. n. 36 / 46. p. Irr. (Avulsos da Divisão de Fomento da Produção Mineral, 37).
- LICHT, O. A. B.; MELLO, C. S. B. de; SILVA, C. R. da (ed.) **Prospecção geoquímica: depósitos minerais metálicos, não-metálicos, óleo e gás**. Rio de Janeiro: SBGq; CPRM, 2007. 780 p. il. ISBN 978-8574-990-57-6.
- LIMA, E. A. M. **Petrografia, Química Mineral e Geocronologia U-Pb, LA-ICPMS de minerais acessórios da localidade de Príncipe, Bloco Natividade-Cavalcante, Tocantins**. 2014. 61 f. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Instituto de Geociências, Universidade de Brasília – UnB, Brasília, 2014. Disponível em: <https://repositorio.unb.br/handle/10482/17217>. Acesso em: 21 nov. 2021.
- LINDENMAYER, D. H.; LINDENMAYER, Z. G. **Sobre as rochas alcalinas do Centro-Oeste e seu potencial econômico**. Goiânia: DNPM, 1971. 49 p.
- MACLEOD, I. N.; JONES, K.; DAI, T. F. 3-D analytic signal in the interpretation of total magnetic field data at low magnetic latitudes. **Exploration Geophysics**, New York, v. 24, n. 4, p. 679-688, 1993. DOI: <https://doi.org/10.1071/EG993679>.
- MANTOVANI, M.; BRITO NEVES, B. B. Geophysical boundaries of Paranapanema Proterozoic blocks: its importance for the Rodinia to Gondwana evolutionary theories. **Gondwana Research**, v. 8, n. 3, p. 303 – 315, 2005. DOI: [https://doi.org/10.1016/S1342-937X\(05\)71137-0](https://doi.org/10.1016/S1342-937X(05)71137-0).
- MANTOVANI, M. S. M.; BRITO NEVES, B. B. The Paranapanema lithospheric block: its nature and role in the accretion of Gondwana. In: GAUCHER, C.; SIAL, A. N.; HALVERSON, G.; FRIMMELHE, H. (eds.). **Neoproterozoic Cambrian Tectonics, Global Change and Evolution: a focus on southwestern Gondwana**. Hardcover: Elsevier, 2009. p. 257 - 272, 2009. ISBN: 978-0444-532-49-7. (Developments in Precambrian Geology, v. 16). DOI: [https://doi.org/10.1016/S0166-2635\(09\)01619-3](https://doi.org/10.1016/S0166-2635(09)01619-3).
- MARINI O. J.; LIBERAL, C. S.; REIS, L. T.; TRINDADE, C. A. H.; SOUZA, S. L. Nova unidade litoestratigráfica do Pré-Cambriano do estado de Goiás. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30., 1978, Recife. **Resumo das Comunicações** [...]. Recife: SBG, 1978. p. 126 - 127. (Boletim, 1). Disponível em: http://acervo.cprm.gov.br/rpi_cprm/docreaderNET/docreader.aspx?bib=Anais&PagFis=14589. Acesso em: 21 nov. 2021.
- MARINI, O. J.; BOTELHO, N. F. A Província de Granitos Estaniíferos de Goiás. **Revista da Sociedade Brasileira de Geociências**, v. 16, n. 4, p. 119 - 131, 1986. Disponível em: <http://www.ppegeo.igc.usp.br/index.php/rbg/article/view/12029>. Acesso em: 21 nov. 2021.
- MARINI, O. J. *et al.* **Mapa geológico Projeto Serra Dourada**. Escala 1:50. 000. Brasília: UnB, 1972. (Trabalho de Graduação em Geologia).

- MARINI, O. J.; FUCK, R. A.; DANNI, J. C. M.; DARDENE, M. A.; LOGUERCIO, S. O. C.; RAMALHO, R. As faixas de dobramento Brasília, Uruaçu e Paraguai-Araguaia e o Maciço mediano de Goiás. *In*: SCHOBENHAUS, C.; CAMPOS, D. de A.; DERZE, G. R.; ASMUS, H. E. **Geologia do Brasil**: texto explicativo do mapa Geológico do Brasil e da Área Oceânica adjacente incluindo depósitos minerais. Escala 1:2.500.000. Brasília: DNPM, 1984. p. 251 - 303. Disponível em: http://acervo.cprm.gov.br/rpi_cprm/docreaderNET/DocReader.aspx?bib=PUBLICACOES_DNPM&PagFis=33739. Acesso em: 21 nov. 2021.
- MARINI, O. J.; FUCK, R. A.; DANNI, J. C. M.; DARDENNE, M. A. A evolução geotectônica da Faixa Brasília e do seu embasamento. *In*: SIMPÓSIO SOBRE O CRÁTON DO SÃO FRANCISCO E SUAS FAIXAS MARGINAIS, 1., 1981, Salvador. **Anais [...]**. Salvador: SBG, p. 100-115. Disponível em: http://acervo.cprm.gov.br/rpi_cprm/docreaderNET/docreader.aspx?bib=Anais&PagFis=53762. Acesso em: 21 nov. 2021.
- MARINI, O. J.; FUCK, R. A.; DARDENE, M. A.; FARIA, A. DE. Contribuição a Geologia do Pré-Cambriano da Porção Central de Goiás. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 7, p. 304 - 324, 1977. Disponível em: <http://www.ppegeo.igc.usp.br/index.php/rbg/article/view/11177/0>. Acesso em: 21 nov. 2021.
- MARQUES, G. C. **Geologia dos grupos Ará e Serra da Mesa e seu embasamento no sul do Tocantins**. 2009. 122 f. Dissertação (Mestrado em Geologia) - Instituto de Geociências, Universidade de Brasília - UnB, Brasília, 2009. Disponível em: <https://repositorio.unb.br/handle/10482/6860>. Acesso em: 21 nov. 2021.
- MARQUES, P. M.; KASSAB JR., F.; MOLINA, E. C. (orgs.). **Levantamentos aerogeofísicos para a identificação de áreas com ocorrência potencial de petróleo e gás na Bacia do Paranáíba**. São Paulo: USP: ANP, 2006. Tomo II, v. 1A (Aerolevantamento Magnético e Gamaespectométrico).
- MARTINS-FERREIRA, M. A. C.; CAMPOS, J. E. G.; VON HUELSEN, M. G.; NERI, B. L. Paleorift structure constrained by gravity and stratigraphic data: The Statherian Ará rift case. **Tectonophysics**, v. 738 - 739, p. 64 - 82, 2018a. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2018.05.014>.
- MARTINS-FERREIRA, M. A. C.; CHEMALE, F.; DIAS, A. N. C.; CAMPOS, J. E. G. Proterozoic intracontinental basin succession in the western margin of the São Francisco Craton: Constraints from detrital zircon geochronology. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 18, p. 165 - 176, 2018b. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2017.11.018>.
- MARTINS-FERREIRA, M. A. C.; DIAS, A. N. C.; CHEMALE JR., F.; CAMPOS, J. E. G.; SERAINE, M.; NOVAIS-RODRIGUES, E. Multi - stage crustal accretion by magmatic flare-up and quiescence intervals in the western margin of the São Francisco Craton: U - Pb - Hf and geochemical constraints from the Almas Terraire. **Gondwana Research**, v. 85, p. 32 - 54, 2020. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.gr.2020.04.005>.
- MARTINS-NETO, M. A.; PEDROSA-SOARES, A. C.; LIMA, S. A. A. Tectono - sedimentar evolution of sedimentar basins from Late Paleoproterozoic to Late Neoproterozoic in the São Francisco craton and Araçuaí fold belt, eastern Brazil. **Sedimentary Geology**, v. 141, p. 343 - 370, 2001. DOI: [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(01\)00082-3](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(01)00082-3).
- MARTINS-NETO, M. A. Sequence stratigraphic framework of Proterozoic successions in eastern Brazil. **Marine and Petroleum Geology**, v. 26, n. 2, p. 163 - 176, 2009. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2007.10.001>.
- MATTEINI, M.; DANTAS, E.; PIMENTEL, M. M.; ALVARENGA, C. J. S.; DARDENNE, M. A. U-Pb and Hf isotope study on detrital zircons from the Paranoá Group, Brasília Belt Brazil: Constraints on depositional age at Mesoproterozoic - Neoproterozoic transition and tectonomagmatic events in the São Francisco craton. **Precambrian Research**, v. 206-207, p. 168 - 181, 2012. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2012.03.007>.
- MELOSH, H. J.; IVANOV, B. A. Impact crater collapse. **Annual Review of Earth and Planetary Sciences**, v. 27, p. 385 - 415, 1999. DOI: <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.27.1.385>.
- MERLE, R.; MARZOLI, A.; BERTRAND, H.; REISBERG, L.; VERATI, C.; ZIRMMERMANN, C.; CHIARADIA, M.; BELLINI, G.; ERNESTO, M. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages and Sr - Nd - Pb - Os geochemistry of CAMP tholeiites from Western Maranhão basin (NE Brazil). **Lithos**, v.122, n. 3-4, p.137 - 151, 2011. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2010.12.010>.
- MINERAIS DO PARANÁ S. A. **Geoquímica de solo - Horizonte B**: Relatório Final de Projeto. Curitiba: Mineropar, 2005. 2 v. Disponível em: https://docplayer.com.br/9647640-Geoquimica-de-solo-relatorio-final-de-projeto-volume-1.html#download_tab_content. Acesso em: 21 nov. 2021.
- MINTY, B. R. S. Fundamentals of airborne gamma- ray spectrometry. **AGSO Journal of Australian Geology and Geophysics**, Australia, v. 17, n. 2, p. 39 - 50, 1997. ISSN 1320-1271.

- MINTY, B.; LUYENDYK, A.; BRODIE, R. Calibration and data processing for airborne gamma ray spectrometry. **AGSO Journal of Australian Geology and Geophysics**, v. 17, n. 2, p. 51 - 62, 1997. ISSN 1320-1271.
- MOCITAIBA, L. S. R.; CASTRO, D. L.; OLIVEIRA, D. C. Cartografia geofísica regional do magmatismo mesocenoico na bacia do Parnaíba. **Geologia usp**, Série Científica, v. 17, n. 2, p. 169-192, 2017. DOI: <https://doi.org/10.11606/issn.2316-9095.v17-455>.
- MOURA, C. A. V.; GAUDETTE, H. E. Zircon ages of basement orthogneisses from the northern segment of the Araguaia Belt, Brazil. In: SINHA, A. K. (eds). **Basement Tectonics 13**. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 1999. p. 155 – 178. ISBN: 978-94-010-6015-8. DOI: <https://doi.org/10.1007/978-94-011-4800-9>.
- MOURA, C. A. V.; GORAYEB, P. S. S.; ARCANJO, S. H. S.; SHELLER, T.; ABREU, F. A. M.; SOUSA, D. J. L. Estudo geocronológico multimétodo do granito serrote na região de Paraíso do Tocantins. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 9., 2009, Belém - PA. **Anais** [...]. Belém: SBGq, 2009. p. 444-446. Disponível em: https://b0e3c22f-974a-48c5-9989-488365127032.filesusr.com/ugd/33bad3_de523bcfaa70466192a06b314646374a.pdf. Acesso em: 21 nov. 2021.
- MOURA, C. A. V.; SOUZA, S. H. P. Síntese dos dados geocronológicos das rochas do embasamento do Cinturão Araguaia e suas implicações estratigráficas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39., 1996, Salvador-BA. **Anais** [...]. Salvador: SBG, 1996. v. 6. Disponível em: http://sbg.sitepessoal.com/anais_digitalizados/1996-SALVADOR/1996SALVADOR.zip. Acesso em: 21 nov. 2021.
- NOBRE LOPES, J. **Diagenesis of the dolomites hosting Zn/Ag mineral deposits in the Bambui Group at Januaria Region-MG**. 2002. 183 f. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas - UNICAMP, Campinas-SP, 2002.
- OLIVEIRA, A. I.; LEONARDOS, O. H. **Geologia do Brasil**. 2. ed. Rio de Janeiro: Min. Agric., 1943. 813 p. (Série Didática, 2).
- OLIVEIRA, A. L.; PIMENTEL, M. M.; FUCK, R. A.; OLIVEIRA, D. C. Petrology of Jurassic and Cretaceous basaltic formations from with large igneous provinces. In: DALY M. C.; FUCK, R. A.; JULIÀ, F.; MACDONALD, I. M.; WATTS, A. B. (eds.). **Cratonic basin formation: a case study of the Parnaíba Basin of Brazil**. London: Geological Society, 2018. p. (Special Publication, 472). DOI: <https://doi.org/10.1144/SP472.21>.
- OLIVEIRA, I. W. B. **Zinco, chumbo e cobre de Palmeirópolis, Estado do Tocantins**. Goiânia: CPRM, 2000. 19 p. (Informe de Recursos Minerais. Série Oportunidades Minerais. Exame Atualizado de Projeto, 10). Disponível em: <https://rigeo.cprm.gov.br/handle/doc/1559>. Acesso em: 21 nov. 2021.
- OSINSKI, G. R.; PIERAZZO, E. Impact cratering: processes and products. In: OSINSKI, G. R., PIERAZZO, E. **Impact cratering: Process and Products**. First. Edition. Blackwell: Wiley, 2012. ISBN: 978-1-405-19829-5.
- PAIXÃO, M. A. P.; NILSON, A. A.; DANTAS, E. L. The Neoproterozoic Quatipuru ophiolite and the Araguaia fold belt, central-northern Brazil, compared with correlatives in NW Africa. In: PANKHURST, R. J.; TROUW, R. A. J.; BRITO NEVES, B. B.; WIT, M. J. (org.). **West Gondwana: Pre-Cenozoic Correlations Across the South Atlantic Region**. Bath, UK: The Geological Society Publishing House, 2008. v. 294, p. 297 - 318. ISBN: 978-1862-392-47-2.
- PEIXOTO, E. M. A. **Elemento Químico: Potássio**. Química Nova na Escola, v. 19, 2004. Disponível em: <http://qnesc.sbg.org.br/online/qnesc19/a14.pdf>. Acesso em: 31 nov. 2020.
- PEREIRA, A. DE B. **Caracterização dos granitos e pegmatitos peraluminosos, mineralizados em Sn-Ta, de Monte Alegre de Goiás**. 2001. 57 f. Dissertação (Mestrado) – Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 2001.
- PIMENTEL, M. M.; DANTAS, E. L.; FUCK, R. A.; ARMSTRONG, R. A. Shrimp and conventional U-Pb age, Sm-Nd isotopic characteristics and tectonic significance of the K-rich Itapuranga suite in Goiás, Central Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, v. 75, n. 1, 2003. DOI: <https://doi.org/10.1590/S0001-37652003000100011>.
- PIMENTEL, M. M.; DARDENNE, M. A.; FUCK, R. A.; VIANA, M. G.; JUNGES, S. L.; FISCHER, D. P.; SEER, H. J.; DANTAS, E. L. Nd isotopes and the provenance of sediments of the Neoproterozoic Brasília Belt, central Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 14, n. 6, p. 571-585, 2001. DOI: [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(01\)00041-4](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(01)00041-4).
- PIMENTEL, M. M.; FUCK, R. A. Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil. **Geology**, v. 20, n. 4, p. 375 – 379, 1992. DOI: [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1992\)020<0375:NCAICB>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1992)020<0375:NCAICB>2.3.CO;2).
- PIMENTEL, M. M.; FUCK, R. A.; BOTELHO, N. F. Granites and the geodynamic history of the neoproterozoic Brasília belt, Central Brazil: a review. **Lithos**, v. 46, n. 3,

- p. 463 - 483, 1999. DOI: [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(98\)00078-4](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(98)00078-4).
- PIMENTEL, M. M.; FUCK, R. A.; GIOIA, S. M. C. L. The Neoproterozoic Goiás Magmatic Arc, central Brazil: a review and new Sm-Nd data. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 30, n. 1, p. 35-39, 2000.
- PIMENTEL, M. M.; HEAMAN, L.; FUCK, R. A.; MARINI, O. J. U-Pb zircon geochronology of Precambrian tin-bearing continental-type acid magmatism in central Brazil. **Precambrian Research**, v. 52, p. 321-335, 1991. DOI: [https://doi.org/10.1016/0301-9268\(91\)90086-P](https://doi.org/10.1016/0301-9268(91)90086-P).
- PIMENTEL, M. M.; JOST, H.; FUCK, R. A. O Embasamento da Faixa Brasília e o Arco Magmático de Goiás. In: MANTESSO NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C. D. R.; BRITO-NEVES, B. B. (orgs.). **Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. São Paulo: Beca. 2004. p. 355-368. ISBN 978-8587-256-45-4. Disponível em: <https://geologia.ufc.br/wp-content/uploads/2016/02/geologia-do-continente.pdf>. Acesso em: 19 nov. 2021.
- PIRES, A. C. B.; HARTHILL, N. Statistical analysis of airborne gamma-ray data for geologic mapping purposes: Crixas-Itapaci area, Goiás, Brazil. **Geophysics**, Tulsa, v. 54, n. 10, p. 1326-1332, 1989. DOI: <https://doi.org/10.1190/1.1442592>.
- PIRES, A. C. B. Identificação geofísica de áreas de alteração hidrotermal, Crixás-Guarinos, Goiás. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 25, n. 1, p. 61- 68, 1995. Disponível em: <http://www.ppegeo.igc.usp.br/index.php/rbg/article/view/11501>. Acesso em: 21 nov. 2021.
- PIRES, F. R. M. **Urânio no Brasil : Geologia, Jazidas e Ocorrências**. 1. ed. Rio de Janeiro: Vitruviana Comunicações/Eletronuclear, 2013. 299 p. ISBN 978-85-8807- 02-5 .
- PORTELA, A. C.; MARCHETTO, C. L. M.; SANTOS, E. L. DOS; MENEGHOSSO, G.; STEIN, J. H.; COSTA, L. A. M. DA; BAPTISTA, M. B.; MOSSMANN, R.; SILVA, W. G. **Projeto Leste do Tocantins / Oeste do rio São Francisco**. Rio de Janeiro: DNPM/CPRM/PROSPEC, 1976. Fase V. 12 v. Disponível em: <https://rigeo.cprm.gov.br/handle/doc/7557>. Acesso em: 20 nov. 2021.
- PRAXEDES, I. F. **Lineamento Transbrasílico, contribuição Aerogeofísica, Tectônica e Geocronológica no setor Nordeste da Faixa Brasília**. 2015. 106 f. Dissertação (Mestrado) – Instituto de Geociências, Universidade de Brasília-UnB, Brasília, 2015. Disponível em: <https://repositorio.unb.br/handle/10482/18353>. Acesso em: 21 nov. 2021.
- PROSPEC S.A. **Geologia e Inventário dos recursos minerais do Projeto Brasília**. Rio de Janeiro: PROSPEC/DNPM, 1969. (inédito).
- QUEIROZ, J. P.; KOTSCHOUBEY, B.; LAFON, J. M. Geologia e mineralizações auríferas da área de chapada-Tocantins. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 7., 2001, Belém. **Anais [...]**. Belém: SBG, 2001. P. 830-833. Disponível em: <http://arquivos.sbg-no.org.br/BASES/Anais%207%20Simp%20Geol%20Amaz%20Nov-2001-Belem.pdf>. Acesso em: 19 nov. 2021.
- RADAELLI, V. A. **Ouro de Natividade, Estado do Tocantins**. Goiânia: CPRM, 2000. 13 p. (Informe de Recursos Minerais.Série Oportunidades Minerais. Exame Atualizado de Projeto, 08). Disponível em: <https://rigeo.cprm.gov.br/handle/doc/1554>. Acesso em: 21 nov. 2021.
- REEVES, C. **Aeromagnetic Surveys: Principles, Practice and Interpretation**. Washington DC: Geosoft, 2005. p. 19 - 32. Disponível em: https://pages.mtu.edu/~jdiehl/Homework4550/Aeromagnetic_Survey_Reeves.pdf. Acesso em: 21 nov. 2021.
- REINHARDT, N. B.; HERRMANN L. Gamma – ray spectrometry as versatile tool in soil Science: A critical review, **Journal of Plant Nutrition and Soil Science**, v. 182, n. 1, 9 - 27. 2018. DOI: <https://doi.org/10.1002/JPLN.201700447>.
- RIBEIRO, P. S. E. **Projeto mineralizações associadas à plataforma Bambuí no sudeste do estado do Tocantins (fosfato): estado de Tocantins e Goiás**. Goiânia: CPRM, 2016. 49 p. ISBN: 978-8574-992-59-4. Disponível em: https://rigeo.cprm.gov.br/bitstream/doc/17702/1/irm_plataforma_bambui_to.pdf. Acesso em: 21 nov. 2021.
- RIBEIRO, P. S. E.; ALVES, C. L. **Geologia e recursos minerais da região de Palmas – Folhas Mineracema do Norte SC. 22 – X – D, Porto Nacional SC. 22 – Z – B e Santa Teresinha SC. 22 – Z – A**. Escala 1:250. 000. Goiânia: CPRM, 2017. 483 p. il., color. ISBN: 978-8574-992-53-2. Disponível em: <https://rigeo.cprm.gov.br/handle/doc/18076>. Acesso em: 21 nov. 2021.
- RODRIGUES, J. B. **Proveniência de sedimentos dos grupos Canastra, Ibiá, Vazante e Bambuí: um estudo de zircões detríticos e idades modelo Sm-Nd**. 2008. 141 f. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade de Brasília-UnB, Brasília, 2008. Disponível em: <https://repositorio.unb.br/handle/10482/3581>. Acesso em: 21 nov. 2021.
- ROLDÃO, A. F.; FERREIRA, V. O. Climatologia do Estado do Tocantins – Brasil. **Caderno de Geografia**, v. 29, n. 59, p. 1161 – 1181, 2019. DOI: <https://doi.org/10.5752/P.2318-2962.2019v29n59p1161>.

- ROSSI, P.; ANDRADE, G. F.; COCHERIE, A. The 1,58 G. A. type granite of Serra da Mesa (GO): na example of “NYF” fertile granite pegmatite. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37., 1992, São Paulo. **Bol. Res. Exp.** [...]. São Paulo: SBG, 1992. p. 389 - 390. Disponível em: http://acervo.cprm.gov.br/rpi_cprm/docreaderNET/DocReader.aspx?bib=Anais&PagFis=38723. Acesso em: 21 nov. 2021.
- ROSSI, P.; ANDRADE, G. F.; GASPAR, J. C. The Peixe (Tocantins, Brazil). Mesoproterozoic Corundum-Bearing Syenite Pegmatite Complex: Age, considerations on its origin and regional significance. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39., 1996, Salvador. **Anais** [...]. Salvador: SBG, 1996. v. 6, p. 426 - 429. Disponível em: http://acervo.cprm.gov.br/rpi_cprm/docreaderNET/DocReader.aspx?bib=Anais&PagFis=44340. Acesso em: 21 nov. 2021.
- SABÓIA, A. M.; DARDENNE, M. A.; JUNQUEIRA-BROD, T. C. Aspectos Geológicos e Geocronológicos do Granito do Carmo, Suíte Santa Rosa e da Formação Monte do Carmo, Região de Monte do Carmo (TO). *In*: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 10., 2007, Porto Velho – RO. **Anais** [...]. Porto Velho, RO: Sociedade Brasileira de Geologia, Núcleo Norte, 2007. p. 36 - 38. Disponível em: http://sbg.sitpeessoal.com/anais_digitalizados/nucleonorte/Anais%2010%20Simp%20Geol%20Amaz%20Nov-2007-Porto%20Velho.pdf. Acesso em: 21 nov. 2021.
- SABÓIA, A. M.; DARDENNE, M. A.; JUNQUEIRA-BROD, T. C. O Vulcanismo na Região de Monte do Carmo - Tocantins, Geologia, Geocronologia, Geoquímica. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 45., 2010, Belém. **Anais** [...]. Belém: SBG, 2010.
- SABÓIA, A. M.; MENEGHINI, P. F. V. **Geologia e Recursos Minerais da Folha Dianópolis – SC.23-Y-C, estado do Tocantins**: Nota Explicativa. Goiânia: CPRM, 2019. 193 p. Escala 1:250. 000. Projeto Sudeste do Tocantins, Programa Geologia do Brasil (PGB). Disponível em: <https://rigeo.cprm.gov.br/handle/doc/17734>. Acesso em: 21 nov. 2021.
- SACHETT, C. R.; LAFON, J. M.; KOTSCHOUBEY, B. Geocronologia Pb-Pb e Rb-Sr das rochas ígneas e dos veios auríferos da Região de Monte do Carmo (TO): Novos resultados. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39., 1996, Salvador. **Anais** [...]. Salvador: SBG, 1996. v. 7, p. 264-267. Disponível em: http://sbg.sitpeessoal.com/anais_digitalizados/1996-SALVADOR/1996SALVADOR.zip. Acesso em: 21 nov. 2021.
- SANTOS, L. C. S.; BRAIT FILHO, L.; RIBEIRO, P. S. E.; MACHADO, I. I. G.; SUSKAU, V. E. Ocorrência de urânio associado a metassomatismo sódico no município de Arraias, estado de Goiás. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32., 1982, Salvador. **Anais** [...]. Salvador: SBG, 1982. v. 5, p. 2145 – 2158. Disponível em: http://acervo.cprm.gov.br/rpi_cprm/docreaderNET/docreader.aspx?bib=Anais&PagFis=21051. Acesso em: 21 nov. 2021.
- SAUNDERS, D. F.; TERRY, S. A.; THOMPSON, C. K. Test of National Uranium Resource Evaluation gamma-ray spectral data in petroleum reconnaissance. **Geophysics**, v. 52, n. 11, p. 1547 – 1556, 1987. ISSN: 0016-8033.
- SERAFIM, I. C. C. O. **Caracterização Magnética e Gamaespectrométrica de Zonas de Alteração Hidrotermal Associadas à Prospecção Aurífera, Nova Roma e Monte Alegre de Goiás**. 2017. 112 f. Dissertação (Mestrado – Geofísica Aplicada) – Instituto de Geociências, Universidade de Brasília - UnB, Brasília, 2017. Disponível em: 2017_IsabelleCavalcantiCorrêadeOliveiraSerafim_PARCIAL.pdf. Acesso em: 21 nov. 2021.
- SGARBI, G. N. C. The Cretaceous Sanfranciscan Basin, eastern plateau of Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 30, n. 3, p. 450 - 452, 2000. Disponível em: <http://www.ppegeo.igc.usp.br/index.php/rbg/article/view/10676>. Acesso em: 21 nov. 2021.
- SHIVES, R. B. K.; CHARBONNEAU, B. W.; FORD, K. L. The detection of potassic alteration by gamma-ray spectrometry – Recognition of alteration related to mineralization. **Geophysics**, v. 65, n. 6, p. 2001 - 2011, 2000. DOI: <https://doi.org/10.1190/1.1444884>.
- SILVA, A. B. Identification of impact cratering-related similarities based on airborne geophysical data and satellite images: the Cabeça de Sapo Structure, Parnaíba Basin, Northeast Brazil. **Journal of the Geological Survey of Brazil**, v. 3, n. 2, p. 97 – 111, 2020. DOI: <https://doi.org/10.29396/jgsb.2020.v3.n2.4>
- SILVA, W. L.; KOTSCHOUBEY, B.; LAFON, J. M.; GALLARZA, M. A. Grupo Natividade e Grupo Araí: correlatos, mas diacrônicos. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 10 : SIMPÓSIO DE GEOQUÍMICA DOS PAISES DO MERCOSUL, 2., 2005, Porto de Galinhas (PE). **Resumos expandidos** [...]. Recife: SBGq/ Nordeste ; UFPE, 2005. v. 1. Disponível em: https://b0e3c22f-974a-48c5-9989-488365127032.filesusr.com/ugd/33bad3_25f6562cc49a4705870c2ce0f0e143c8.pdf. Acesso em: 21 nov. 2021.
- SOARES, J. E. P.; STEPHENSON, R.; FUCK, R. A.; LIMA, M. V. A. G.; ARAÚJO, V. C. M.; LIMA, F. T.; ROCHA, F. A. S.; TRINDADE, C. R. Structure of the crust and upper mantle beneath the Parnaíba Basin, Brazil, from wide-angle

reflection data. *In*: DALY M. C.; FUCK, R. A.; JULIÀ, F.; MACDONALD, I. M.; WATTS, A. B. (eds.). **Cratonic basin formation: a case study of the Parnaíba Basin of Brazil**. London: Geological Society, 2018. (Special Publication, 472). DOI: <https://doi.org/10.1144/SP472.21>.

SOUZA, J. O.; MORETON, L. C. (org.). **Xambioá, Folha SB.22-Z-B**: Estados do Tocantins e do Pará. Escala 1:250.000. Rio de Janeiro: CPRM, 2001. Disponível em: <https://rigeo.cprm.gov.br/handle/doc/3052>. Acessado em: 21 nov. 2021.

SOUZA, J. O.; MORETON, L. C. **Xambioa**: Folha SB.22-Z-B. Estados do Pará e Tocantins. Escala 1:250.000. Brasília: CPRM, 1995. 57 p. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB.

SPACE SCIENCE CENTRE. **Eart impact database** - EID. New Brunswick: PASSC, [2021]. Disponível em: http://passc.net/EarthImpactDatabase/New%20website_05-2018/Index.html. Acesso em: 30 ago. 2021.

SPECTOR, A.; GRANT, F. S. Statistical Models for Interpreting Aeromagnetic Data. **Geophysics**, v. 36, n. 2, p. 293-302, 1971. DOI: <https://doi.org/10.1190/1.1440092>.

TELFORD, W. M.; GELDART, L. P.; SHERIFF, R. E. **Applied Geophysics**. 2. ed. Cambridge: Cambridge University Press, 1990. 770 p. ISBN: 0 521 33938 3. Disponível em: <https://kobita1234.files.wordpress.com/2016/12/telford-geldart-sheriff-applied-geophysics.pdf>. Acesso em: 22 nov. 2021.

THOMSEN, F. P. R.; KUYUMJIAN, R. M. As formações ferríferas bandadas da região de Conceição do Tocantins - TO: Caracterização preliminar. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38., 1994, Balneário Camboriú - SC. **Anais** [...]. Balneário Camboriú: SBG, 1994. v. 1, p. 72 - 73. Disponível em: http://acervo.cprm.gov.br/rpi_cprm/docreaderNET/docreader.aspx?bib=Anais&PagFis=39983. Acesso em: 22 nov. 2021.

TOCANTINS. Secretaria do Planejamento e da Modernização da Gestão Pública. **Atlas do Tocantins**: subsídios ao planejamento da gestão territorial. Palmas: SEPLAN, 2012. 80 p. Disponível em: http://zoneamento.sefaz.to.gov.br/TO_AtlasTocantins2012_1/Atlas_do_Tocantins_2012.pdf. Acesso em: 22 nov. 2021.

TOCANTINS. Secretaria do Planejamento e Orçamento. **Elaboração do Plano Estadual de Recursos Hídricos do Tocantins**. [Palmas]: SEMADES, 2011. 211 p. (Produto 9 - Projeto de Desenvolvimento Regional Sustentável – Relatório Final, Revisão 1, ago. 2011). Disponível em: <https://central.to.gov.br/download/223185>. Acesso em: 20 nov. 2021.

TOCANTINS. Secretaria do Planejamento e Orçamento. **Indicadores socioeconômicos do Estado do Tocantins**. Palmas – TO: SEFAZ, 2019. 72 p. Disponível em: <https://central.to.gov.br/download/213808>. Acesso em: 20 nov. 2021.

USSAMI, N.; MOLINA, E. C. Flexural modeling of the neoproterozoic Araguaia belt, Central Brazil. **Journal of South American Earth Science**, v.12, n. 1, p. 87 – 98, 1999. DOI: [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(99\)00007-3](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(99)00007-3).

VALENTE, C. R. **Controles físicos na evolução das unidades deoambientais da bacia do Rio Araguaia, Brasil Central**. 2007. 163 f. Tese (Doutorado em Ciências Ambientais) - Programa de Pós-Graduação em Ciências Ambientais, Universidade Federal de Goiás - UFGgo, Goiânia, 2007. Disponível em: <https://rigeo.cprm.gov.br/handle/doc/193>. Acesso em: 22 nov. 2021.

VALENTE, C. R. **Utilização de Produtos de Sensores Remotos com Ênfase na Tectônica e Prospecção Mineral**. 1992. 189 f. Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos-SP, 1992. Disponível em: <http://urlib.net/sid.inpe.br/iris@1912/2005/07.19.22.18.56>. Acesso em: 22 nov. 2021.

VALERIANO, C. M.; DARDENNE, M. A.; FONSECA, M. A.; SIMÕES, L. S. A.; SEER, H. J. A evolução tectônica da Faixa Brasília. *In*: MANTESSO NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C.D.R.; BRITO-NEVES, B. B. (orgs.). **Geologia do Continente Sul-Americano**: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo: Beca. 2004. p. 575-593. ISBN 978-8587-256-45-4. Disponível em: <https://geologia.ufc.br/wp-content/uploads/2016/02/geologia-do-continente.pdf>. Acesso em: 19 nov. 2021.

VASCONCELOS, M. A. R.; CRÓSTA, A. P.; REIMOLD, W. U.; GÓES, A. M.; KENKMANN, T.; POELCHAU, M. H. The Serra da Cangalha impact structure, Brazil: Geological, stratigraphic and petrographic aspects of a recently confirmed impact structure. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 45, p. 316 – 330, 2013. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2013.03.007>.

VASCONCELOS, M. A. R.; LEITE, E. P.; CRÓSTA, A. P. Contributions of gamma-ray spectrometry to terrestrial impact crater studies: The example of Serra da Cangalha, northeastern Brazil. **Geophysical Research Letters**, v. 39, n. 4, L04306, 2012. DOI: <https://doi.org/10.1029/2011GL050525>. Epdf: Disponível em: <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/epdf/10.1029/2011GL050525>. Acesso em: 22 nov. 2021.

VAZ P. T.; REZENDE, N. G. A. M.; WANDERLEY FILHO, J. R.; TRAVASSOS, W. A. S. Bacia do Parnaíba. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, v. 15, n. 2, p. 253 – 263, 2007.

WILFORD, J. R.; BIERWITH, P. N.; CRAIG, M. A. Application of airborne gamma-ray spectrometry in soil/regolith mapping and applied geomorphology. **Journal of Australian Geological & Geophysical**, v. 17, n. 2, p. 201-216, 1997. ISSN 1320-1271.

WOSNIAK, R.; FILHO, R. S.; DUQUE, T. R. F.; COUTO JUNIOR, M. A.; MARQUES, E. D.; BRITO, A. A.; PEREIRA, L. F. **Relatório de Ravaiação do Patrimônio Mineral – Área Polimetálicos de Palmeirópolis, Estado de Tocantins**. Brasília: CPRM, 2020. ISBN 978-65-5664-053-2. (Informe de Recursos Minerais. Série Oportunidades Minerais. Exame Atualizado de Projeto, 26). Disponível em: <https://rigeo.cprm.gov.br/handle/doc/21519>. Acesso em: 22 nov. 2021.

O SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL - CPRM E OS OBJETIVOS PARA O DESENVOLVIMENTO SUSTENTÁVEL - ODS

Em setembro de 2015 líderes mundiais reuniram-se na sede da ONU, em Nova York, e formularam um conjunto de objetivos e metas universais com intuito de garantir o desenvolvimento sustentável nas dimensões econômica, social e ambiental. Esta ação resultou na *Agenda 2030*, a qual contém um conjunto de *17 Objetivos de Desenvolvimento Sustentável - ODS*.

A Agenda 2030 é um plano de ação para as pessoas, para o planeta e para a prosperidade. Busca fortalecer a paz universal, e considera que a erradicação da pobreza em todas as suas formas e dimensões é o maior desafio global, e um requisito indispensável para o desenvolvimento sustentável.

Os 17 ODS incluem uma ambiciosa lista 169 metas para todos os países e todas as partes interessadas, atuando em parceria colaborativa, a serem cumpridas até 2030.



O **Serviço Geológico do Brasil – CPRM** atua em diversas áreas intrínsecas às Geociências, que podem ser agrupadas em quatro grandes linhas de atuação:

- Geologia
- Recursos Minerais;
- Hidrologia; e
- Gestão Territorial.

Todas as áreas de atuação do SGB-CPRM, sejam nas áreas das Geociências ou nos serviços compartilhados, ou ainda em seus programas internos, devem ter conexão com os ODS, evidenciando o comprometimento de nossa instituição com a sustentabilidade, com a humanidade e com o futuro do planeta.

A tabela a seguir relaciona as áreas de atuação do SGB-CPRM com os ODS.

Áreas de atuação do Serviço Geológico do Brasil – CPRM e os Objetivos de Desenvolvimento Sustentável – ODS

ÁREA DE ATUAÇÃO GEOCIÊNCIAS

LEVANTAMENTOS GEOLÓGICOS



LEVANTAMENTOS AEROGEOFÍSICOS



AVALIAÇÃO DOS RECURSOS MINERAIS DO BRASIL



LEVANTAMENTOS GEOLÓGICOS MARINHOS



LEVANTAMENTOS GEOQUÍMICOS



LEVANTAMENTOS BÁSICOS DE RECURSOS HÍDRICOS SUPERFICIAIS



SISTEMAS DE ALERTA HIDROLÓGICO



AGROGEOLOGIA



LEVANTAMENTOS BÁSICOS DE RECURSOS HÍDRICOS SUBTERRÂNEOS



RISCO GEOLÓGICO



GEODIVERSIDADE



PATRIMÔNIO GEOLÓGICO E GEOPARQUES



ZONEAMENTO ECOLÓGICO-ECONÔMICO



GEOLOGIA MÉDICA



RECUPERAÇÃO DE ÁREAS DEGRADADAS PELA MINERAÇÃO



ÁREA DE ATUAÇÃO SERVIÇOS COMPARTILHADOS

GEOPROCESSAMENTO E SENSORIAMENTO REMOTO



TECNOLOGIA DA INFORMAÇÃO



LABORATÓRIO DE ANÁLISE MINERAIS



MUSEU DE CIÊNCIAS DA TERRA



PALEONTOLOGIA



PARCERIAS NACIONAIS E INTERNACIONAIS



REDE DE BIBLIOTECAS



REDE DE LITOTECAS



GOVERNANÇA



ÁREA DE ATUAÇÃO PROGRAMAS INTERNOS

SUSTENTABILIDADE



PRÓ-EQUIDADE



COMITÊ DE ÉTICA



PROGRAMA GEOLOGIA, MINERAÇÃO E TRANSFORMAÇÃO MINERAL

Projeto Atlas Aerogeofísicos Estaduais

Em um país com dimensões continentais como o Brasil, levantamentos aerogeofísicos têm sido fundamentais para o incremento do conhecimento geológico, e para fomentar investimentos do setor mineral.

A grande importância dos levantamentos geofísicos consiste na sua capacidade de desvendar a terceira dimensão dos dados geológicos. Dessa forma, feições geológicas como corpos, estruturas e depósitos minerais podem ser inferidas em profundidade, através de interpretações e modelagens dos dados geofísicos.

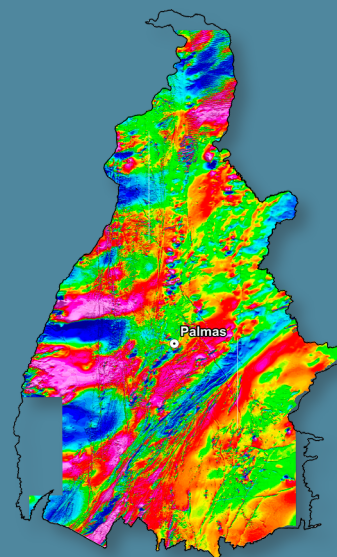
A aquisição de dados aerogeofísicos e sua ampla disponibilização representa uma das principais ações do Serviço Geológico do Brasil – CPRM. Ao longo das duas últimas décadas, importantes investimentos foram feitos pelo governo federal, através do SGB-CPRM, na aquisição de dados aerogeofísicos, tendo sido recoberta uma área de cerca de 3,7 milhões de km², que corresponde a aproximadamente 43% do território nacional continental, e 92% das áreas de escudo cristalino. Em geral, nestes aerolevantamentos foram obtidos dados magnetométricos e gamaespectrométricos com espaçamento entre as linhas de voo de 500 m, e altura de voo de 100 m. Este grande esforço e investimento financeiro certamente tem contribuído para o aprimoramento do conhecimento geológico e a descoberta de depósitos minerais no Brasil.

Para incrementar a divulgação do conhecimento e a disponibilização dos dados, foi proposto o **Projeto Atlas Aerogeofísicos Estaduais**, onde dados aerogeofísicos são integrados de acordo com os limites das unidades federativas do Brasil. Esta compartimentação objetiva facilitar a gestão e emprego dos dados, de acordo com a preferência e prioridades dos setores público e privado, e segundo as características geológicas e potencialidades minerais locais.

Todos os produtos elaborados neste projeto estão disponíveis para download no banco de dados corporativo do Serviço Geológico do Brasil – CPRM, o GeoSGB (<http://geosgb.cprm.gov.br>).

ATLAS AEROGEOFÍSICO

Estado do Tocantins



SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL – CPRM

Sede Brasília

Setor Bancário Norte - SBN
Quadra 02, Asa Norte
BLoço H - Edifício Central Brasília
Brasília - DF - Brasil - CEP: 70040-904
Tel.: (61) 2108-8400

Escritório do Rio de Janeiro

Avenida Pasteur, 404 - Urca
Rio de Janeiro - RJ - Brasil - CEP: 22290-255
Tel.: (21) 2295-0032

Diretoria de Geologia e Recursos Minerais

Tels: (21) 2546-0212 • (61) 3223-1166

Departamento de Geologia

Tels: (91) 3182-1326 • (91) 99944-4906 • (21) 99584-3726

Departamento de Recursos Minerais

Tel.: (21) 2295-4992

Divisão de Sensoriamento Remoto e Geofísica

Tel.: (11) 3775-5123 • (11) 98106-8606

www.cprm.gov.br

Assessoria de Comunicação

Tels: (61) 2108-8400 • (21) 2295-4641
email: asscomdf@cprm.gov.br

Ouvidoria

Tel.: (21) 2295-4697
email: ouvidoria@cprm.gov.br

Serviço de Atendimento a Usuários – SEUS

Tel.: (21) 2295-5997
email: seus@cprm.gov.br